OD-2-1-3n 12/15/14 3:16 PM Page 1

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
(РОСГИДРОМЕТ)

ВТОРОЙ ОЦЕНОЧНЫЙ ДОКЛАД РОСГИДРОМЕТА ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Москва — 2014

OD-2-1-3n 12/15/14 3:16 PM Page 2

ВТОРОЙ ОЦЕНОЧНЫЙ ДОКЛАД РОСГИДРОМЕТА ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

УДК 551.583(470+570) ББК 19.3.4

Научно-координационный комитет по подготовке "Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации":

Руководитель Росгидромета А. В. Фролов (председатель), В. Г. Блинов (заместитель председателя), Г. С. Голицын, В. П. Дымников, Ю. А. Израэль, В. М. Катцов, В. М. Котляков, В. И. Осипов, С. М. Семенов

Головные научные учреждения Росгидромета по подготовке доклада:
Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО)
Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (ИГКЭ)

"Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" состоит из **основного тома, Технического резюме и Общего резюме.**

Настоящий **основной том "Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации"** подготовили специалисты научно-исследовательских институтов Росгидромета, Российской академии наук и Высшей школы:

научные руководители работ по подготовке доклада *В. М. Катцов и С. М. Семенов*,

ведущие авторы доклада *Г. В. Алексеев, М. Д. Ананичева, О. А. Анисимов, И. М. Ашик, М. Ю. Бардин, Э. Г. Богданова, О. Н. Булыгина, В. Ю. Георгиевский, Г. В. Груза, А. И. Данилов, Т. Р. Еремина, А. Н. Золотокрылин, И. Л. Кароль, В. М. Катцов, М. Д. Корзухин, А. Г. Костяной, А. Н. Кренке, Г. В. Малкова, В. П. Мелешко, А. В. Мещерская, В. Б. Лобанов, В. Н. Павлова, Т. В. Павлова, Е. Н. Попова, Э. Я. Ранькова, Б. А. Ревич, А. А. Романовская, С. М. Семенов, П. В. Спорышев, В. В. Стадник, Е. И. Хлебникова, А. Л. Шалыгин, Б. Г. Шерстюков, И. М. Школьник, В. В. Ясюкевич*

и авторы доклада *Г. В. Алексеев, А. Е. Асарин, Ж. А. Балонишникова, Л. М. Битков, О. Н. Булыгина, Л. Ю. Бугров, В. В. Виноградова, С. Ю. Гаврилова, Д. А. Ганюшкин, А. И. Гинзбург, М. В. Георгиевский, А. Ф. Глазовский, В. А. Говоркова, О. Ф. Голованов, М. П. Голод, В. И. Гребенец, П. Я. Гройсман, Г. В. Груза, А. А. Губарьков, М. А. Данченков, Т. А. Дацюк, Е. В. Дмитриева, Д. С. Дроздов, В. В. Елистратов, А. Н. Жиркевич, Д. Г. Замолодчиков, В. В. Иванов, Т. Б. Иванова, Б. М. Ильин, Г. Э. Инсаров, В. П. Карклин, И. Л. Кароль, В. М. Катцов, С. А. Кириллов, А. А. Киселев, А. В. Клепиков, Д. В. Ковалевский, Н. К. Кононова, А. С. Комаров, Н. Н. Коршунова, Г. Н. Краев, И. Н. Курганова, С. А. Лебедев, М. О. Лейбман, П. М. Лурье, В. А. Лучин, А. А. Максимов, В. В. Малеев, Е. Л. Махоткина, Л. И. Мезенцева, В. П. Мелешко, А. А. Минин, В. М. Мирвис, А. Я. Муравьев, Л. В. Мухортова, Е. Д. Надежина, А. И. Неушкин, Г. А. Носенко, Э. Ю. Осипов, О. П. Осипова, Т. В. Павлова, В. Д. Панов, В. И. Пересыпкин, Т. В. Платова, Л. А. Поздняков, В. И. Пономарев, И. О. Попов, А. В. Пчелкин, В. Ф. Радионов, В. Н. Разуваев, Э. Я. Ранькова, А. И. Решетников, В. А. Романенков, Э. В. Рочева, В. А. Рябченко, О. Ф. Самохина, А. Т. Санина, В. А. Семенов, И. В. Семенова, А. А. Сирин, О. В. Соколов, П. В. Спорышев, А. Л. Степанов, А. И. Страшная, Д. А. Стрелецкий, Л. А. Тимохов, С. Н. Титкина, О. О. Трусенкова, Е. И. Устинова, Р. Н. Ушакова, Н. В. Хабаров, Г. В. Хен, А. В. Хомутов, Т. Е. Хромова, Е. А. Черенкова, М. В. Шахгеданова, А. З. Швиденко, Н. А. Шеремет, А. Б. Шерстюков, М. Б. Шилин, С. Г. Шиятов, И. М. Школьник, С. П. Шкорба, Д. Г. Щепащенко*

Рецензенты: *академик РАН Е. А. Ваганов (раздел 4), член-корреспондент РАН С. К. Гулев (раздел 1), член-корреспондент РАН К. Н. Дьяконов (раздел 6), член-корреспондент РАН В. Н. Лыкосов (раздел 3), член-корреспондент РАН И. И. Мохов (раздел 2), член-корреспондент РАН В. Г. Нейман (раздел 5)*

Редакционная группа *В. В. Ясюкевич, В. А. Говоркова, И. А. Корнева, Т. В. Павлова, Е. Н. Попова*

Картографическая основа представления материалов в основном томе доклада, Техническом резюме и Общем резюме соответствует положению на 1 января 2014 г.

ISBN **978-5-9631-0322-7**

© Росгидромет, 2014 г.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 3

Посвящается памяти выдающегося ученого, организатора науки, государственного и общественного деятеля, академика Ю. А. Израэля

Академик Юрий Антониевич ИЗРАЭЛЬ (1930–2014) – выдающийся ученый в области геофизики, прикладной экологии и климатологии.

В 1950-х годах его научная деятельность началась с проблемы ядерных испытаний в геофизическом, экологическом и метеорологическом аспектах. Им были исследованы закономерности распространения радиоактивных продуктов ядерных взрывов в атмосфере, их выпадения на земную поверхность и последующего переноса радионуклидов в различных природных средах. Неоценимый вклад Ю. А. Израэль внес в ядерную геофизику и радиоэкологию, изучая процессы распространения и миграции радионуклидов в окружающей среде при авариях на ядерных объектах, в частности, при аварии на Чернобыльской АЭС.

С 1970-х годов Ю. А. Израэль все больше уделяет внимания проблемам прикладной экологии, связанным с нерадиоактивным загрязнением природных сред. Он работает над проблемами переноса химического загрязнения в атмосфере и других средах, изучает выпадения загрязняющих веществ из атмосферы на подстилающую поверхность, разрабатывает основы экологического нормирования, создает концепцию предельно-допустимых антропогенных нагрузок на биосферу.

По мере осознания мировым сообществом изменений глобального климата Ю. А. Израэль все более посвящает себя работе над этой проблемой. Ему принадлежит идея критических (предельно-допустимых) уровней антропогенного воздействия на климатическую систему Земли. С начала 2000-х он разрабатывает теорию и технологию инженерии климата, т.е. активного воздействия на глобальный климат с целью его стабилизации.

Ю. А. Израэль занимал крупные посты как в стране (он возглавлял научные институты, был руководителем гидрометеорологической службы в ранге министра, избирался в органы законодательной власти, был президентом Российской экологической академии, работал академиком-секретарем Отделения океанологии, физики атмосферы и географии Российской академии наук), так и в международных организациях (в том числе был вице-президентом Всемирной метеорологической организации, вице-председателем Межправительственной группы экспертов по изменению климата – МГЭИК).

Его научная и организаторская деятельность была отмечена многими наградами, в том числе российскими орденами “За заслуги перед Отечеством” II, III и IV степеней. Он – лауреат золотой медали международной организации Этторе Маджорана (Италия) за работы по ликвидации последствий аварии на Чернобыльской АЭС, золотой медали имени академика В. Н. Сукачева АН СССР за экологические исследования, премии имени Сасакавы Программы ООН по окружающей среде (ЮНЕП) в области охраны окружающей среды. В 2008 г. он был членом делегации МГЭИК на церемонии вручения Нобелевской премии мира этой организации.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 4

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 10

РАЗДЕЛ 1. НАБЛЮДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА 18

Глава 1.1. Парниковые газы, аэрозоли и климат 18
1.1.1. Введение 18
1.1.2. Диоксид углерода 19
1.1.3. Метан 21
1.1.4. Закись азота 21
1.1.5. Галогеноуглероды и SF6 22
1.1.6. Поглощающий солнечную радиацию атмосферный аэрозоль (черный углерод) 22
1.1.7. Баланс основных парниковых газов на территории России 23
1.1.8. Мониторинг парниковых газов на территории России 26
1.1.9. Другие наблюдения на территории России 32
1.1.10. Заключение 35
1.1.11. Литература 35

Глава 1.2. Температура приземного воздуха 37
1.2.1. Введение 37
1.2.2. Изменения глобальной приповерхностной температуры 37
1.2.3. Климатические изменения температуры на территории России 43
1.2.4. Изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. 53
1.2.5. Динамические климатические нормы 57
1.2.6. Оценка роли 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата 61
1.2.7. Заключение 67
1.2.8. Литература 69

Глава 1.3. Атмосферные осадки 72
1.3.1. Введение 72
1.3.2. Тенденции современных изменений режима осадков на территории России (по данным массива ИГКЭ) 73
1.3.3. Многолетние изменения режима осадков на территории России (по данным массива ГГО) 81
1.3.4. Литература 95

Глава 1.4. Снежный покров 96
1.4.1. Введение 96
1.4.2. Климатические характеристики снежного покрова 97
1.4.3. Многолетние изменения характеристик снежного покрова 98
1.4.4. Ледяная корка 101
1.4.5. Изменение снежного покрова по данным спутниковых наблюдений 105
1.4.6. Заключение 107
1.4.7. Литература 108

Глава 1.5. Облачность и радиационный режим 110
1.5.1. Облачность 110
1.5.2. Радиационный режим 111
1.5.3. Заключение 122
1.5.4. Литература 122

Глава 1.6. Атмосферная циркуляция 125
1.6.1. Введение 125
1.6.2. Центры действия атмосферы и их динамика во времени 125
1.6.3. Индексы атмосферной циркуляции и их связь с изменениями температурных условий на территории России 130

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 5

1.6.4. Тренды сезонной и годовой повторяемости циклонов 137
1.6.5. Приземное давление воздуха 146
1.6.6. Изменение во времени характеристик ветра 148
1.6.7. Блокирующие антициклоны и их тренды....151
1.6.8. Синоптические типизации атмосферных процессов. Анализ временных рядов типов циркуляции 156
1.6.9. Заключение 163
1.6.10. Литература 166

Глава 1.7. Экстремальность климата 171
1.7.1. Введение 171
1.7.2. Наблюдаемые изменения статистики экстремумов температуры и осадков 174
1.7.3. Крупномасштабные атмосферные вихри 190
1.7.4. Опасные гидрометеорологические явления 194
1.7.5. Заключение 197
1.7.6. Литература 199

Глава 1.8. Климат Арктики 202
1.8.1. Введение 202
1.8.2. Энергетический баланс Арктики и Северной полярной области....204
1.8.3. Наблюдаемые изменения в арктической климатической системе 205
1.8.4. Атмосферная циркуляция 208
1.8.5. Солнечная радиация....209
1.8.6. Арктическое усиление 210
1.8.7. Морской лед: площадь и сплоченность 212
1.8.8. Толщина льда....214
1.8.9. Влияющие факторы 215
1.8.10. Морская среда....217
1.8.11. Заключение 225
1.8.12. Литература 227

РАЗДЕЛ 2. ПРИЧИНЫ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА 236

Глава 2.1. Эволюция научных представлений о причинах климатических изменений 236
2.1.1. Введение 236
2.1.2. Антропогенное изменение глобального климата: от гипотезы к теории 237
2.1.3. Установление причин и прогноз климатических изменений 241
2.1.4. Литература 245

Глава 2.2. Причины наблюдаемых изменений глобального климата 249
2.2.1. Введение 249
2.2.2. Изменения в ключевых компонентах климатической системы Земли 249
2.2.3. Совместный анализ основных климатических характеристик 258
2.2.4. Литература 258

Глава 2.3. Антропогенная составляющая изменения климата на территории России 260
2.3.1. Введение 260
2.3.2. Изменения климата России в модельных расчетах с раздельным учетом влияния антропогенных и естественных внешних воздействий....260
2.3.3. Установление причин наблюдаемых изменений в интенсивности и частоте возникновения экстремальных температур на территории России методами оптимального обнаружения климатических сигналов 272
2.3.4. Выявление антропогенного вклада в возникновение аномальных климатических явлений на территории России на примере лета 2010 г. 274
2.3.5. Литература 275

Глава 2.4. Влияние неантропогенных факторов на современный климат 277
2.4.1. Введение 277
2.4.2. Солнечная радиация....277

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 6

2.4.3. Вулканическое радиационное воздействие 280
2.4.4. Влияние собственной изменчивости в океане 281
2.4.5. Литература 283

РАЗДЕЛ 3. ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ 286

Глава 3.1. Новое поколение климатических моделей 286
3.1.1. Введение 286
3.1.2. Климатические модели CMIP5 287
3.1.3. Подходы к дискриминации глобальных климатических моделей 292
3.1.4. Воспроизведение наблюдаемого климата России с помощью моделей CMIP5 294
3.1.5. Пространственная детализация результатов моделирования глобальной климатической системы 309
3.1.6. Выводы 312
3.1.7. Литература 313

Глава 3.2. Ожидаемые изменения климата на территории Российской Федерации в XXI веке 320
3.2.1. Сценарии антропогенных воздействий на глобальную климатическую систему 320
3.2.2. Ожидаемые в XXI веке глобальные изменения климата 325
3.2.3. Будущие изменения климата России 327
3.2.4. Заключение 347
3.2.5. Литература 348

РАЗДЕЛ 4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ 350

Глава 4.1. Водные системы суши 350
4.1.1. Введение 350
4.1.2. Водные ресурсы 350
4.1.3. Сезонный сток 351
4.1.4. Максимальный сток 355
4.1.5. Водные ресурсы в XXI столетии 357
4.1.6. Заключение 359
4.1.7. Литература 360

Глава 4.2. Горное оледенение и оледенение арктических островов 361
4.2.1. Введение 361
4.2.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 363
4.2.3. Недавнее прошлое и современное состояние 363
4.2.4. Прогноз эволюции ледников и ледниковых систем 396
4.2.5. Заключение 405
4.2.6. Литература 406

Глава 4.3. Многолетняя мерзлота 410
4.3.1. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 410
4.3.2. Общие представления о многолетней мерзлоте 410
4.3.3. Мониторинг температурного режима многолетнемерзлых пород по данным метеостанций 413
4.3.4. Мониторинг температуры многолетнемерзлых пород на геокриологических стационарах 415
4.3.5. Мониторинг глубины сезонного протаивания многолетнемерзлых пород 424
4.3.6. Криогенные процессы и их связь с современными климатическими изменениями 425
4.3.7. Прогноз развития криолитозоны при изменении климата 438
4.3.8. Многолетняя мерзлота как криогенный ресурс современной экономики 445
4.3.9. Заключение 447
4.3.10. Литература 451

Глава 4.4. Природные экосистемы суши 459
4.4.1. Введение 459
4.4.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 459

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 7

4.4.3. Состояние растений 461
4.4.4. Углеродный бюджет и продуктивность растительных экосистем 467
4.4.5. Границы растительных зон на равнине и в горах 473
4.4.6. Изменение видового разнообразия и ареалов растений и животных 484
4.4.7. Болотные экосистемы 489
4.4.8. Изменения режимов природных нарушений в экосистемах 491
4.4.9. Заключение 496
4.4.10. Литература 498

Глава 4.5. Углеродный баланс почв: последствия изменений климата 507
4.5.1. Введение 507
4.5.2. Краткое изложение материалов ОД_РФ-1 509
4.5.3. Оценка дыхания почв России 510
4.5.4. Баланс углерода почв различных экосистем России 515
4.5.5. Последствия ожидаемых климатических изменений для баланса углерода почв России 534
4.5.6. Адаптационные мероприятия по снижению воздействия изменения климата на баланс углерода почв России 537
4.5.7. Заключение 538
4.5.8. Литература 540

Глава 4.6. Засухи и опустынивание 551
4.6.1. Введение 551
4.6.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 551
4.6.3. Засухи 552
4.6.4. Опустынивание 571
4.6.5. Возможные меры адаптации зернового хозяйства и пастбищного животноводства к росту повторяемости засух на ЕЧР 577
4.6.6. Заключение 578
4.6.7. Литература 579

РАЗДЕЛ 5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ 588

Глава 5.1. Арктические моря России 588
5.1.1. Введение 588
5.1.2. Метеорологические условия 590
5.1.3. Морские гидрологические условия 594
5.1.4. Морской лед 605
5.1.5. Заключение 612
5.1.6. Литература 613

Глава 5.2. Балтийское море 615
5.2.1. Введение 615
5.2.2. Климат: температура воздуха, давление, осадки, скорость ветра в Балтийском море 616
5.2.3. Температура воды, уровень моря, ледовые условия, сток рек 619
5.2.4. Модельные оценки влияния изменения климата на экосистему Балтийского моря 625
5.2.5. Последствия изменения климата для экосистемы Балтийского моря 630
5.2.6. Морская деятельность и климат 633
5.2.7. Заключение 638
5.2.8. Литература 639

Глава 5.3. Южные моря России 644
5.3.1. Введение 644
5.3.2. Черное море 644
5.3.3. Азовское море 654
5.3.4. Каспийское море 664
5.3.5. Прогноз изменения климата Южных морей России 674
5.3.6. Последствия изменения климата Южных морей России 676

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 8

5.3.7. Заключение 678
5.3.8. Литература 679

Глава 5.4. Дальневосточные моря России. 684
5.4.1. Введение 684
5.4.2. Атмосферные процессы 685
5.4.3. Уровень дальневосточных морей России 697
5.4.4. Морской лед 701
5.4.5. Дальние связи ледовитости дальневосточных морей с аномалиями температуры поверхности океана и потока тепла на поверхности Тихого океана 707
5.4.6. Температура поверхности моря 709
5.4.7. Характеристики толщи вод 712
5.4.8. Водообмен дальневосточных морей с Тихим океаном 722
5.4.9. Климатические изменения и динамика основных объектов морского промысла в дальневосточном регионе 725
5.4.10. Заключение 731
5.4.11. Литература 734

РАЗДЕЛ 6. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ И ЗДОРОВЬЕ НАСЕЛЕНИЯ И МЕРЫ АДАПТАЦИИ К ЭТИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ 744

Глава 6.1. Здоровье населения 744
6.1.1. Общая характеристика 744
6.1.2. Краткий итог ОД_РФ-1 745
6.1.3. Последствия произошедших изменений климата 745
6.1.4. Некоторые факторы риска для здоровья населения в условиях будущего климата 772
6.1.5. Адаптации 785
6.1.6. Заключение 791
6.1.7. Литература 792

Глава 6.2. Строительство, наземный транспорт, топливно-энергетический комплекс 801
6.2.1. Введение 801
6.2.2. Строительство 802
6.2.3. Наземный транспорт 811
6.2.4. Топливно-энергетический комплекс 813
6.2.5. Адаптации 821
6.2.6. Заключение 823
6.2.7. Литература 826

Глава 6.3. Возобновляемые энергетические ресурсы 830
6.3.1. Введение 830
6.3.2. Общая характеристика 830
6.3.3. Солнечная энергия 832
6.3.4. Ветровая энергия 840
6.3.5. Биоэнергия 844
6.3.6. Геотермальная энергия 846
6.3.7. Адаптации 848
6.3.8. Заключение 849
6.3.9. Литература 852

Глава 6.4. Хозяйственные объекты, расположенные на многолетней мерзлоте 854
6.4.1. Введение 854
6.4.2. Краткий итог оценок, содержащихся в ОД_РФ-1 856
6.4.3. Техногенное воздействие на криолитозону 856
6.4.4. Современные разрушения инфраструктуры, обусловленные деградацией многолетнемерзлых пород 859
6.4.5. Воздействие изменения климата на инфраструктуру криолитозоны 861

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 9

6.4.6. Районирование территории по степени геокриологической опасности 866
6.4.7. Геокриологическая опасность на побережьях Арктических морей Восточной Сибири 867
6.4.8. Прогноз геокриологических рисков для инфраструктуры 870
6.4.9. Возможности адаптации к ожидаемым изменениям многолетней мерзлоты 872
6.4.10. Заключение 875
6.4.11. Литература 875

Глава 6.5. Гидроэнергетика и водное хозяйство 877
6.5.1. Введение 877
6.5.2. Краткое резюме результатов ОД_РФ-1 877
6.5.3. Гидроэнергетика 878
6.5.4. Водообеспеченность 882
6.5.5. Опасные и неблагоприятные гидрологические явления 887
6.5.6. Опасные гидрологические последствия изменений климата в будущем 893
6.5.7. Качество речных вод 893
6.5.8. Адаптации 894
6.5.9. Заключение 895
6.5.10. Литература 895

Глава 6.6. Морская деятельность в Арктике 898
6.6.1. Введение 898
6.6.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 898
6.6.3. Арктическая морская транспортная система 899
6.6.4. Освоение ресурсов арктического шельфа 907
6.6.5. Климатические изменения и международно-правовой режим использования Арктики 910
6.6.6. Экономико-климатические сценарии для Арктики 912
6.6.7. Последствия для морских экосистем и биоресурсов 912
6.6.8. Адаптации 915
6.6.9. Заключение 916
6.6.10. Литература 917

Глава 6.7. Сельское хозяйство 920
6.7.1. Введение 920
6.7.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 920
6.7.3. Последствия произошедших изменений климата для сельского хозяйства 921
6.7.4. Последствия ожидаемых климатических изменений для сельского хозяйства 942
6.7.5. Адаптация сельского хозяйства к изменениям климата 951
6.7.6. Заключение 955
6.7.7. Литература 958

Глава 6.8. Лесное хозяйство 965
6.8.1. Введение 965
6.8.2. Информация, представленная в ОД_РФ-1 965
6.8.3. Климатические условия как фактор продуктивности лесов 965
6.8.4. Негативные факторы в жизни леса 967
6.8.5. Реакция леса на изменения климата 973
6.8.6. Перспективная оценка потенциальной опасности лесных пожаров в XXI веке при изменении климата 976
6.8.7. Устойчивое управление лесами и адаптация к изменениям климата 980
6.8.8. Заключение 982
6.8.9. Литература 982

ГЛОССАРИЙ 985

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ 1004

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 10

ВВЕДЕНИЕ

В. М. Катцов, С. М. Семенов

Климат Земли: факторы изменения и причины обеспокоенности

Земной климат* складывается в процессе функционирования сложной глобальной "климатической машины" – климатической системы Земли. Она состоит из пяти взаимодействующих друг с другом компонентов: атмосферы, гидросферы, криосферы, деятельного слоя суши и биосферы. Ряд внешних и внутренних факторов приводят к изменениям состояния этой системы во времени.

Климат Земли не постоянен. Как показывают палеоклиматические реконструкции, он менялся всегда. С начала индустриальной эры (условно – с середины XVIII века) хозяйственная деятельность человека стала постепенно и все более заметно влиять на состояние климатической системы. Те изменения, которые мы наблюдаем, являются результатом одновременного действия естественных и антропогенных факторов.

К известным *естественным* внешним глобальным факторам относятся изменения потоков солнечного излучения, колебания орбитальных параметров Земли, вулканическая деятельность и некоторые другие, а к *антропогенным* – изменения газового и аэрозольного состава атмосферы и альбедо земной поверхности вследствие хозяйственной деятельности человека. *Собственная*, т. е. не связанная с внешними воздействиями, изменчивость климатической системы обусловлена естественными причинами – взаимодействиями между перечисленными ее компонентами, имеющими разные времена отклика на внешние воздействия. Обратные связи разных знаков и нелинейность некоторых внутренних взаимодействий, присущих климатической системе Земли, чрезвычайно усложняют ее реакцию на внешние воздействия и, соответственно, выявление изменений климата и установление их причин, не говоря уже о прогнозе изменений климата. Изучению причин изменения современного климата Земли, механизмов воздействия внутренних и внешних факторов в последние годы были посвящены очень значительные усилия мировой науки, в том числе – ряд отечественных исследований, см., например, (Груза, Ранькова, 2012; Жеребцов и др., 2013; Семенов, 2012).

Для заданного отрезка времени, на котором изучаются изменения климата (для целей настоящего доклада – порядка сотен лет) в изменениях выделяются две составляющие: ненаправленные, представляющие собой колебания, и направленные – тренды. Типичная задача при исследовании изменения климата – выделить статистически

* Для целей настоящего доклада подходит определение Г. В. Груза и Э. Я. Раньковой (2003): "Климат в узком, но широко распространенном смысле, есть обобщение изменений погоды, и представляется набором условий погоды в заданной области пространства в заданный интервал времени. Для характеристики климата используется статистическое описание в терминах средних, экстремумов, показателей изменчивости соответствующих величин и повторяемостей явлений за выбранный период времени. Все эти дескриптивные статистики называются климатическими переменными." Это определение использовано и в ОД_РФ-1 (2008). Коротко говоря, климат в заданной области географического пространства – ожидаемый (средний, типичный) ход погоды во времени и статистические свойства возможных отклонений от этого ожидаемого хода.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 11

значимые тренды на фоне ненаправленной изменчивости, а также установить причины трендов (естественные и антропогенные).

Следует отметить, что наложение направленных и ненаправленных изменений иногда приводит к картине, которую непросто интерпретировать. Антропогенные и естественные факторы могут "работать" в одном направлении, и тогда происходит "усиление" глобального потепления по сравнению с чисто антропогенным "парниковым" потеплением. Но в другие периоды эти факторы действуют разнонаправлено, и ожидаемое антропогенное потепление оказывается выраженным слабее, или вообще наблюдается временное похолодание. Разумеется, такие периоды компенсации (вероятно, сейчас наблюдается именно такой период в отношении глобальной температуры – ее рост слабо выражен начиная с 1998 г.) никак не отменяют общую вековую тенденцию глобального потепления.

Современные изменения климата и их последствия стали не только предметом исследований в области фундаментальной и прикладной климатологии, но и объектом постоянного внимания общественности, правительств, международных организаций. Этот интерес в значительной степени связан с обеспокоенностью потенциальными негативными последствиями изменения климата, а также с имеющимися возможностями человечества регулировать антропогенное влияние на глобальный климат (см., например, (Порфирьев и др., 2011)).

Следует, однако, подчеркнуть, что проблемы изменения климата и методы их решения, несмотря на современный политический аспект, являются, прежде всего, частью естественнонаучной проблематики. Поэтому для их осознания, правильного формулирования и поиска способов решения нужна, в первую очередь, научная основа – данные и методы.

На международном уровне работу по анализу и обобщению данных мониторинга и результатов модельных расчетов, приведенных в научных публикациях, выполняет Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК). Эта группа в 1988 г. учреждена Всемирной метеорологической организацией (ВМО) и Программой ООН по окружающей среде (ЮНЕП). Многочисленные авторские коллективы докладов МГЭИК представляют собой не просто одну из многих групп экспертов, но очень значительную и наиболее авторитетную часть *профессионального* мирового научного сообщества климатологов, а также экологов, экономистов, юристов и представителей других специальностей, занимающихся проблемой изменения климата и их последствий. Доклады МГЭИК являются результатом консенсуса, достигнутого их авторами после многократного внутреннего и внешнего рецензирования. Их резюме проходят официальную процедуру принятия правительственными делегациями, после чего становятся достоянием общественности и лиц, принимающих решения.

Четыре оценочных доклада МГЭИК – они вышли в 1990, 1995, 2001 и 2007 годах – и иные публикации (специальные доклады и др.) можно найти на сайте http://www.ipcc.ch/. Пятый оценочный доклад полностью завершен и опубликован в 2014 г. Эти материалы широко используются на международном и национальном уровнях для оценки степени влияния изменения климата на природные и хозяйственные системы, на население, а также для выработки стратегий реагирования, включая адаптации и ограничение антропогенного воздействия на климатическую систему.

В своих оценках наблюдаемых изменений климата в Пятом оценочном докладе МГЭИК использовала научные публикации, основанные на данных климатического мониторинга. Эти данные – результат систематических наблюдений на сети гидрометеорологических станций, проведение которых в глобальном масштабе координируется ВМО.

Согласно Вкладу рабочей группы I МГЭИК (IPCC, 2013) наблюдается глобальное потепление 0.85°C за период 1880–2012 гг. Казалось бы, это небольшое изменение. Однако следует иметь в виду, что при этом региональные изменения могут быть велики. В работе (Семенов и др., 2008) статистическими методами было проведено сопоставление хода глобальной температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы и соответствующих региональных рядов. Было обнаружено, что региональный "коэффициент усиления" на континентах может составлять до 2–3, в том числе в России на юге средней части Сибири.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 12

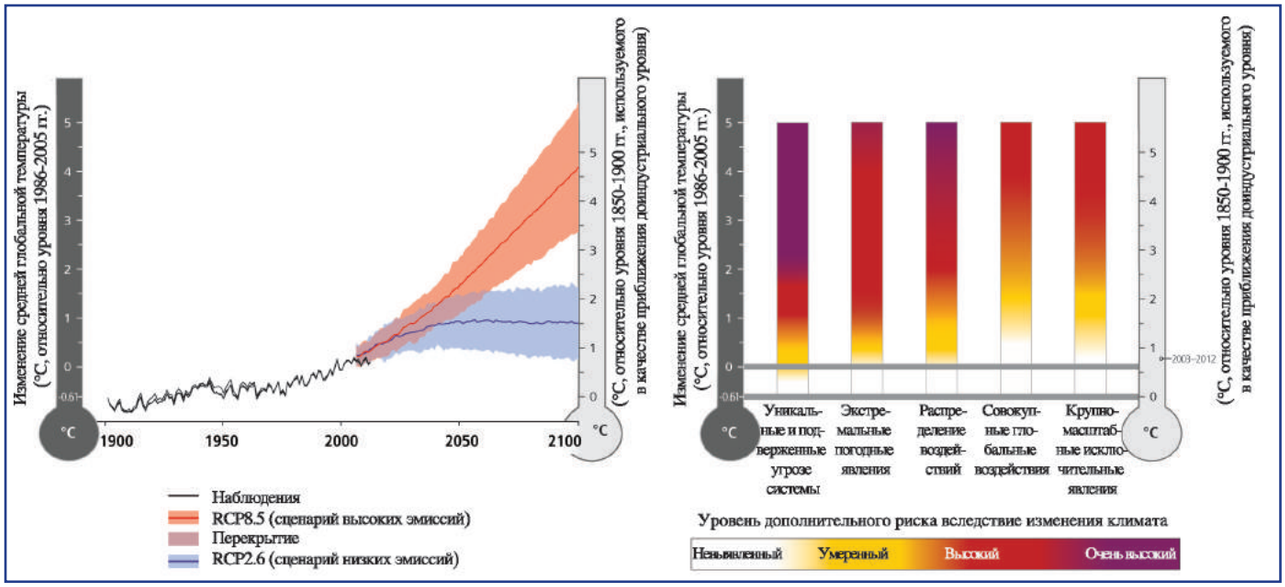


Рис. 1. Глобальная перспективная оценка рисков, связанных с климатом. Риски, связанные с "причинами для обеспокоенности", показаны справа для увеличивающихся уровней изменения климата. Цвет тушевки означает дополнительный риск вследствие изменения климата, который возникает когда соответствующий уровень температуры достигнут и, затем, сохраняется или превышается. Невыявленный риск (белый цвет) указывает на отсутствие воздействий, которые выявлены и объясняются изменением климата. Умеренный риск (желтый цвет) означает, что соответствующие воздействия выявлены и объясняются изменением климата, по меньшей мере, со средней уверенностью, и что он также удовлетворяет иным конкретным критериям для ключевых рисков. Высокий риск (красный цвет) указывает на сильные и широко распространенные воздействия при одновременном соответствии иным конкретным критериям для ключевых рисков. Пурпурный цвет означает, что на очень высокий риск указывают все критерии для ключевых рисков. Для справки прошлые и будущие значения глобальной среднегодовой температуры в приповерхностном слое приведены слева. В соответствии с имеющейся глобальной совокупностью наиболее длинных рядов данных о приповерхностной температуре наблюдаемое изменение средних значений для 1850–1900 гг. и для базового периода ОД5 (1986–2005 гг.) составляет 0.61°C (5–95%-й доверительный интервал: от 0.55°C до 0.67°C). Это значение было использовано здесь в качестве приближения изменения глобальной средней приповерхностной температуры с доиндустриального времени (периода до 1750 г.) (IPCC, 2014).

С целью научного обеспечения перспективных оценок, представленных в Пятом оценочном докладе МГЭИК, Всемирная программа исследований климата (ВПИК) инициировала 5-ю фазу международного Проекта сравнения объединенных моделей CMIP5* (Taylor et al., 2012). В результате реализации экспериментальной части CMIP5 моделями-участницами был сгенерирован беспрецедентный совокупный объем данных, описывающий состояние глобальной климатической системы в прошлом и будущем, в том числе в XXI веке. Поскольку климат зависит в значительной степени от параметров антропогенного воздействия на климатическую систему Земли, в частности, от выбросов парниковых газов и аэрозолей в ходе хозяйственной деятельности, то расчеты будущего климата проводились в условиях определенных сценариев мирового экономического развития. При этом антропогенное воздействие описывалось так называемыми Репрезентативными Траекториями Концентраций** (РТК). Именно в результате этих модельных расчетов были получены параметры климата в XXI веке, в том числе обнаружено возможное глобальное потепление на несколько градусов Цельсия.

И наблюдаемые, и ожидаемые в XXI веке изменения климата могут иметь существенные последствия для природных и хозяйственных систем, для здоровья населения. При этом некоторые эффекты глобального потепления в разных регио-

* По-английски – Coupled Model Intercomparison Project.

** В англоязычной литературе Representative Concentration Pathway – RCP (van Vuuren, Edmonds, Kainuma et al., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 13

нах мира обнаруживаются уже при сравнительно небольших его уровнях, даже при современном потеплении по отношению к доиндустриальным значениям глобальной температуры. Во Вкладе Рабочей группы II МГЭИК в Пятый оценочный доклад (IPCC, 2014) приведена характеристика возможных эффектов и уровни рисков (рис. 1). Оценки даются для пяти обобщенных категорий: уникальные и подверженные угрозе системы; экстремальные погодные явления; распределение воздействий; совокупные глобальные воздействия; крупномасштабные одиночные явления. При этих оценках глобальная температура используется как маркер глобальных изменений климата в целом, последствия которых рассматриваются в анализе.

В силу специфичности региональных проявлений глобального изменения климата существует и развивается практика подготовки национальных и региональных оценочных докладов, фокусирующихся на изменениях климата и их последствиях в тех или иных странах и регионах. Действительно, при всей обширности и детальности оценочных докладов МГЭИК, трудно ожидать, что они в состоянии исчерпывающим образом удовлетворить потребности отдельно взятых стран в соответствующей информации.

Подобная работа проводится и в России. В 2008 году Росгидрометом был опубликован первый "Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" (ОД_РФ-1, 2008)*. В 2011 г. был издан специальный доклад "Оценка макроэкономических последствий изменения климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу" (2011)**. В 2012 г. Росгидрометом была опубликована подготовленная специалистами Росгидромета, РАН и некоторых ВУЗов коллективная монография "Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем" (2012)***.

Отметим, что ОД_РФ-1 (2008) фактически послужил научной основой, на которой Росгидрометом был подготовлен проект Климатической доктрины Российской Федерации (утверждена Президентом РФ 17 декабря 2009 г.). Заслуживает упоминания констатация Климатической доктриной (и основанием для нее послужили выводы ОД_РФ-1) неоднозначности последствий изменения климата для России – помимо негативных воздействий перед страной открываются и некоторые новые возможности.

Согласно ОД_РФ-1, некоторые изменения климата все в большей степени будут влиять на условия хозяйствования и жизнедеятельности на всей территории России. Особое внимание обращают на себя негативные последствия экстремальных и опасных природных явлений, подавляющее большинство которых относится к погодно-климатическому типу чрезвычайных ситуаций.

Уже после выхода ОД_РФ-1 в свет население и экономику Российской Федерации потрясли получившие широкий общественный резонанс погодные аномалии: волна жары лета 2010 г., наводнения в Краснодарском крае в 2012 г. и на Амуре в 2013 г. Профессиональное научное сообщество с осторожностью говорит о возможной обусловленности крупных погодных аномалий изменением климата. Однако нельзя не констатировать, что изменение частоты и амплитуды экстремальных погодных явлений, как и возрастающая "нервозность" климатической системы в целом, по меньшей мере, не противоречат современным представлениям о том, что ожидает климат нашей планеты в XXI столетии.

Происходящие в настоящее время изменения некоторых наиболее важных характеристик регионального климата, качественно совпадающие с теоретическими оценками, и обусловленные ими последствия дают основания для вывода о тенденции увеличения разрыва между фактической и потребной адаптационной способностью**** или снижения эффективности адаптации российской экономики и общества в целом к упомянутым изменениям (Катцов и др., 2011). Задержки в принятии и исполнении государственных решений в условиях учащения (роста повторяемости) опасных природных явлений, в первую очередь, погод-

* См. http://climate2008.igce.ru/v2008/htm/index00.htm или http://voeikovmgo.ru/ru/otsenochnyj-doklad-izmenenie-klimata-na-territorii-rossijskoj-federatsii

** См. http://voeikovmgo.ru/ru/otsenka-makroekonomicheskikh-posledstvij-izmeneniya-klimata

*** См. http://www.igce.ru/category/knigi

**** В англоязычной литературе в таких случаях используется термин "deficit of adaptation": "дефицит адаптации".

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 14

но-климатического характера, на которые приходится большая часть чрезвычайных ситуаций, уже в недалеком будущем означают существенное увеличение затрат на адаптацию и, главное, возрастание риска людских потерь.

Цель данной книги – "Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" (ОД_РФ-2) – суммировать для территории России информацию о наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата и их последствиях для природных и хозяйственных систем, для населения, а также описать возможности адаптаций. При этом особое внимание уделяется информации, появившейся в научной литературе после выхода в свет первого оценочного доклада в 2008 г., а также тем вопросам, которые не были рассмотрены в ОД_РФ-1.

Источниками информации для данного оценочного доклада Росгидромета служат отечественные и зарубежные научные публикации в рецензируемых научных изданиях, научные монографии, сборники научных трудов и специальные научные доклады, публикация которых осуществляется по решению научных редакционных советов и коллегий издательств или назначенных ученых-рецензентов. В докладе использованы данные мониторинга государственных наблюдательных сетей, а также результаты научных проектов, выполняемых в рамках профильных международных и российских программ исследований.

Структура ОД_РФ-2 вполне традиционна. Он состоит из шести разделов, посвященных, соответственно: (1) наблюдаемым изменениям климата, (2) их причинам, (3) ожидаемым изменениям климата в XXI веке, а также воздействию этих изменений на (4) природные системы суши, (5) морские природные системы и (6) хозяйственные системы и здоровье населения. Разделы состоят из тематических глав. Над каждой главой работал отдельный авторский коллектив под руководством ведущих авторов, чьи фамилии возглавляют авторские списки глав (отмечены подчеркиванием). Каждый из шести разделов имеет собственного рецензента.

Будущий климат России XXI века в настоящем докладе описывается, в основном, средним из расчетных климатов, полученных с помощью ансамбля климатических моделей семейства CMIP5. При расчете последствий изменения климата обычно употребляется средний климат по ансамблю из 31 модели (AH_31) этого семейства моделей. Рассматриваются два сценария антропогенного воздействия на климатическую систему – RCP4.5 и RCP8.5. В некоторых случаях в качестве вспомогательного рассматривается сценарий RCP2.6. Попутно, в той мере, в какой это представляется возможным, новые оценки будущих изменений температуры и осадков в сезонном ходе сопоставляются с оценками, полученными ранее на основе анализа ансамбля расчетов CMIP3 и использованными в (ОД_РФ-1, 2008) – для семейства сценариев SRES антропогенного воздействия на климатическую систему Земли (Nakićenović et al., 2000).

Будущий климат для целей настоящего доклада был рассчитан для следующих периодов времени: начала (2011–2030 гг.), середины (2041–2060 гг.) и конца (2080–2099 гг.) XXI века (Катцов, Говоркова, 2013). В качестве базового периода принят 1981–2000 гг. Дополнительно рассматриваются и некоторые другие 20-летние периоды XXI в., середины которых для разных сценариев приходятся на условный "момент" глобального потепления на 2°C по отношению к доиндустриальному значению (непревышение этого уровня – современная "глобальная цель").

В дополнение к описанным выше представлениям о будущем климате, полученным с помощью динамических климатических моделей, в настоящем докладе рассматривается изменение климата, соответствующее увеличению средней глобальной температуры на 1.5°C по сравнению с уровнем 1981–2000 гг. (климат "+1.5°C"), что примерно соответствует превышению доиндустриального значения на 2°C. Соответствующее глобальное распределение температуры было получено с использованием статистических методов, а именно, корреляционных связей между глобальными и региональными изменениями климата в период от начала XX до начала XXI века (Семенов и др., 2013).

Оценки последствий наблюдаемых и ожидаемых изменений климата, представленные в данном докладе, основаны на данных научных публикаций. При получении этих оценок использовалась методология, изложенная в коллективной

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 15

монографии “Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем” (2012).

Настоящий доклад является совместным вкладом ученых, работающих в следующих научно–исследовательских институтах Росгидромета и РАН, высших учебных заведениях и ряде других учреждений:

– Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (головное учреждение по подготовке доклада), Санкт-Петербург;

– Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (головное учреждение по подготовке доклада), Москва;

– Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;

– Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных, Обнинск;

– Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной метеорологии, Обнинск;

– Геофизический центр РАН, Москва;

– Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва;

– Гидрометеорологическая обсерватория, Ростов-на-Дону;

– Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург;

– Государственный научно-исследовательский институт озерного и речного рыбного хозяйства, Санкт-Петербург;

– Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Владивосток;

– Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург;

– Институт географии РАН, Москва;

– Институт лесоведения РАН, Московская область, с. Успенское;

– Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург;

– Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, Москва;

– Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва;

– Институт вычислительной математики РАН, Москва;

– Институт леса им. В. Н. Сукачева СО РАН, Красноярск;

– Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень;

– Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино-на-Оке;

– Институт экологии растений и животных УРО РАН, Екатеринбург;

– Международный институт прикладного системного анализа, Австрия;

– Министерство экономического развития Калужской области;

– Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, Москва;

– Научно-производственное объединение “Тайфун”, Обнинск;

– Национальный центр климатических данных, Ашвилл, США;

– Проектно-изыскательский и научно-исследовательский институт “Гидропроект” им. С. Я. Жука, Москва;

– Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург;

– Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург;

– Санкт-Петербургский государственный политехнический университет, Санкт-Петербург;

– Санкт-Петербургский государственный архитектурно-строительный университет, Санкт-Петербург;

– Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр, Владивосток;

– Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток;

– Университет Рединга, Великобритания;

– Университет Джорджа Вашингтона, США;

– Центр по проблемам экологии и продуктивности лесов РАН, Москва;

– Центральный ордена Трудового Красного Знамени научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт морского флота.

Доклад подготовлен в рамках Целевой научно-технической программы Росгидромета “Научно-исследовательские, опытно-конструкторские, технологические и другие работы для государственных нужд в области гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды” на 2014–2016 гг. В нем также использованы результаты научных исследований, поддержанных грантами РФФИ и

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 16

РГНФ. Мы признательны международному сообществу разработчиков климатических моделей за предоставление данных для анализа, участникам Программы диагноза и сравнения климатических моделей (PCMDI) и Международной организации научных порталов по земной системе (GO-ESSP) – за разработку и поддержание программной инфраструктуры, обеспечивающей распространение модельных данных CMIP5, Рабочей группе по объединенным моделям (WGCM) Всемирной программы исследований климата (ВПИК – WCRP) – за организацию деятельности по анализу модельных расчетов. Архив данных WCRP CMIP5 поддерживается управлением науки Министерства энергетики США. Результаты анализа расчетов изменений климата на территории России в XXI веке с помощью ансамбля моделей CMIP5* были получены и предоставлены авторам ОД_РФ-2 в рамках деятельности Климатического центра Росгидромета на базе ГГО им. А. И. Воейкова.

В заключение хотелось бы поблагодарить всех ученых, которые откликнулись на нашу просьбу и согласились принять участие в подготовке этого доклада. Мы благодарим авторов и ведущих авторов глав, координаторов и рецензентов разделов доклада, редакционную группу – всех, кто работал над докладом. Наша общая искренняя благодарность руководству Росгидромета, без поддержки которого эта книга не смогла бы появиться.

Литература

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003. Колебания и изменения климата на территории России, Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 66–185.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 193 с.

Жеребцов Г. А., Коваленко В. А., Молодых С. И., Кириченко К. Е., 2013. Влияние солнечной активности на температуру тропосферы и поверхности океана, Известия Иркутского государственного университета. Серия “Науки о Земле”, т. 6, № 1. с. 61–79.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в XXI веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. вып. 569. с. 75–97.

Катцов В. М., Кобышева Н. В., Мелешко В. П., Порфирьев Б. Н., Ревич Б. А., Сиротенко О. Д., Стадник В. В., Хлебникова Е. И., Чичерин С. С., Шалыгин А. Л., 2011. Оценка макроэкономических последствий изменения климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу. Катцов В. М., Порфирьев Б. Н. (ред.), Росгидромет. 251 с.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, 2012. Семенов С. М. (ред.), М., Росгидромет. 512 с.

ОД_РФ-1, 2008. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. т. I, т. II, Общее резюме, Техническое резюме. Москва.

Порфирьев Б. Н., Катцов В. М., Рогинко С. А., 2011. Изменения климата и международная безопасность. Рос. акад. наук, Отд-ние обществ. наук. М: Д'АРТ. 290 с.

Семенов С. М., Израэль Ю. А., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2008. Изменения глобальной температуры и региональные риски при некоторых стабилизационных сценариях антропогенной эмиссии диоксида углерода и метана, в кн.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы, изменения климата: влияние земных и внеземных факторов. т. 6. Г. С. Голицын (отв. ред.), М., ИФА РАН, ИФЗ РАН. с. 24–36.

Семенов С. М., 2012. Парниковый эффект и его антропогенное усиление, Солнечно-земная физика, вып. 21, с. 10–17.

Семенов С. М., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Попов И. О., Титкина С. Н., 2013. Распределе-

* http://voeikovmgo.ru/ru/izmenenie-klimata-v-rossii-v-xxi-veke

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 17

ние приповерхностной температуры на территории России и соседних стран при заданном уровне глобального потепления, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ. т. 25, с. 29–41.

IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental. Panel on Climate Change. Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp.

IPCC, 2014. Summary for policymakers. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Field, C. B., V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea, and L. L. White (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 1–32.

Nakiˇcenoviˇc N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J, Gaffin S., Gregory K., Grubler A., Jung T. Y., Kram T., La Rovere E. L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Raihi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen S., Victor N., Dadi Z., 2000. IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA. 612 p.

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A., 2012. An Overview of CMIP5 and the experiment design, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 93. pp. 485–498. DOI:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

van Vuuren D. P., Edmonds J. A., Kainuma M., Riahi K., Thomson A. M., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakiˇcenoviˇc N., Smith S. J., Rose S., 2011. The representative concentration pathways: an overview. Climatic Change, vol. 109. pp. 5–31. DOI: 10.1007/s10584-011-0148-z.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 18

РАЗДЕЛ 1. НАБЛЮДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Глава 1.1. ПАРНИКОВЫЕ ГАЗЫ, АЭРОЗОЛИ И КЛИМАТ

И. Л. Кароль

А. И. Решетников

1.1.1. Введение

Глава 1.1 является продолжением и развитием главы 4 “Изменения содержания парниковых газов и аэрозоля в атмосфере и их влияние на климат” Первого Оценочного Доклада (ОД_РФ-1). Здесь представлены новые сведения о появившихся и исследованных после 2007 г. изменениях содержания в атмосфере различных примесей, влияющих на радиационные и температурные характеристики климата, а также их вклада в изменения характеристик подстилающей поверхности и облачности. В настоящей главе не повторяются общие положения о составе атмосферы, потоках радиации в атмосфере и воздействии на них разных естественных и антропогенных факторов, об атмосферных циклах различных климатообразующих примесей, приведенных в ОД_РФ-1.

Если состав атмосферы, источники эмиссии и эффект основных долгоживущих парниковых газов не претерпели серьезных изменений после 2007 г., то существенно расширились сведения об атмосферных циклах короткоживущих факторов, более динамично воздействующих на радиационный режим и на климатические характеристики, прежде всего, на аэрозоль в виде “черного углерода” (ЧУ), влияние которого на климат практически не было освещено в ОД_РФ-1. Эти “новые” примеси достаточно интенсивно изучаются и обсуждаются ныне в научных (и не только) публикациях, формируются научные программы.

Мировая сеть мониторинга парниковых газов за период с 2007 по 2012 гг. продолжала развиваться и совершенствоваться: увеличилось число станций и используемых на них аналитических систем наблюдений, технические и организационные возможности многих стран были направлены на обеспечение высокого качества наблюдений, в частности, были организованы Калибровочные центры стандартов для SF_6, а также для стабильных изотопов $^{13}CO_2$, $^{13}CH_4$ и $^{18}O_2$. Это – лаборатория NOAA/ESRL (США), Биохимический институт Макса Планка (Германия). Для H_2 был организован Мировой центр аудита данных наблюдений на базе Федеральной лаборатории по Тестированию материалов и их исследованию в Швейцарии. На станциях Глобальной Службы Атмосферы (ГСА) для обеспечения прецизионных измерений концентраций CO_2 и CH_4 начала внедряться новая измерительная техника, на основе использования резонаторной (с очень большим числом отражений лазерного луча) лазерной спектроскопии CRDS – Cavity Ring-Down Spectroscopy (15th WMO/IAEA Meeting, 2011). В 2009 г. получила статус “содействующей” сеть станций дистанционных наблюдений за общим содержанием парниковых и ряда реактивных газов в

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 19

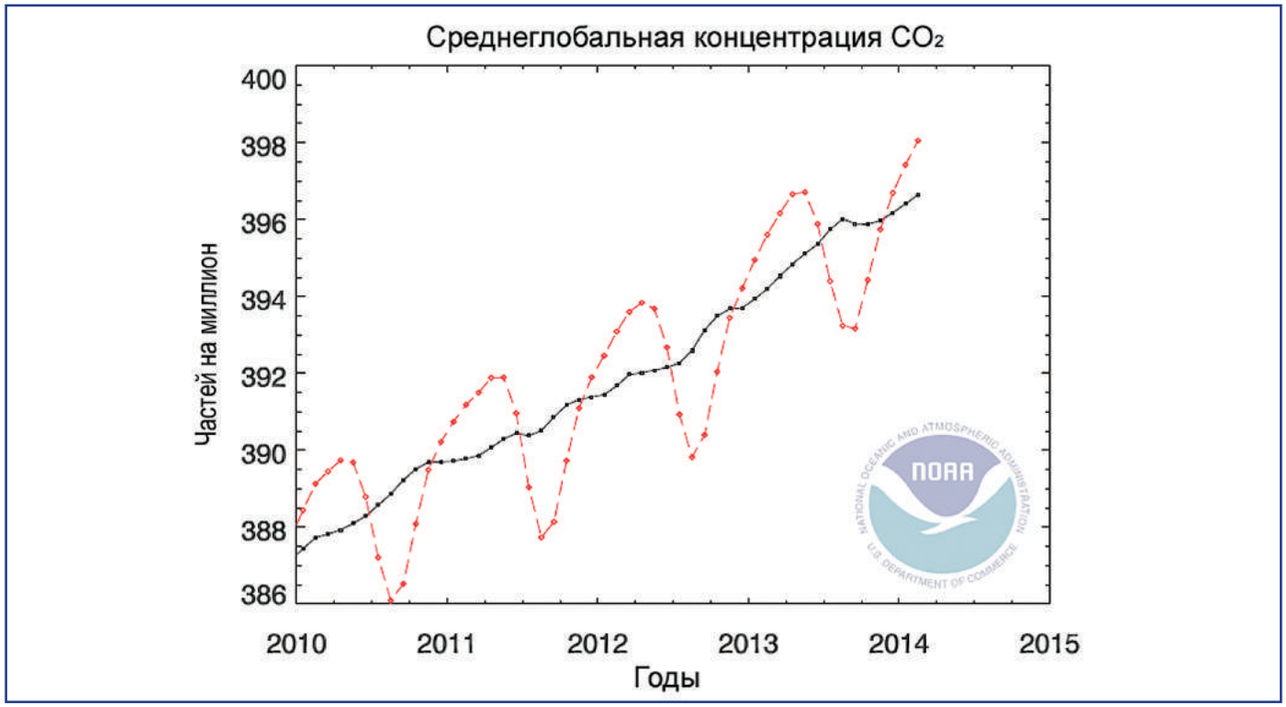


Рис. 1.1.1. Глобальный тренд (черная кривая) и сезонный ход концентрации CO_2 (красная кривая) за период 2010–2014 гг.

столбе атмосферы (TTCON), работающая на базе фурье-спектрометров высокого разрешения – IFS125M, работающих в ИК диапазоне спектра электромагнитного излучения Солнца, используемого в качестве источника излучения (Status of WMO/GAW, 2011).

1.1.2. Диоксид углерода

Среднее глобальное значение концентрации парниковых газов формируется на основании данных шести глобальных станций мониторинга парниковых газов, из которых две расположены в Южном полушарии: Южный полюс, Американское Самоа, и четыре станции в Северном: Мауна-Лоа, Тринидад (Калифорния), Барроу (Аляска) и Саммит (Гренландия). На рис. 1.1.1 представлены графики изменения глобальной среднемесячной концентрации углекислого газа CO_2 и сглаженный тренд в приземном слое воздуха, полученный на основе данных этих станций (НУОА США).

Как следует из рисунка, продолжился рост концентрации CO_2, несмотря на ограничения выбросов парниковых газов, введенных Киотским протоколом для промышленно развитых стран, взявших на себя обязательства по их снижению. Согласно данным НУОА за период с 2010 по 2014 гг. глобальная среднегодовая концентрация диоксида углерода возросла с 387.3 до 396.5 млн$^{-1}$ (NOAA/ESRL, http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/, Trend in Atmospheric Carbon dioxide, 2013). Среднее значение ежегодного прироста концентрации составило 2.0 млн$^{-1}$, что выше его межгодового прироста за предыдущие 10 лет, который равнялся 1.9 млн$^{-1}$ (Оценочный доклад…, 2008). Этот рост, несмотря на некоторое снижение выбросов CO_2 в промышленно развитых странах ЕС, США и Канаде, обусловлен существенно возросшими выбросами в атмосферу CO_2 такими крупными развивающимися странами, как Китай и Индия (IEA, 2012a, б; 2013). Усиленный экономический рост в странах с так называемой переходной экономикой, особенно в последние годы нового тысячелетия, привел к тому, что, несмотря на выполнение промышленно развитыми странами рекомендаций Киотского протокола, скорость роста концентрации парниковых газов сохранилась в целом примерно на том же уровне, что и за предыдущие шесть лет. Экономический годовой прирост внутреннего валового продукта

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 20

Таблица 1.1.1. Тренд среднегодовой эмиссии CO_2 за период с 1990 до 2011 гг. в миллиардах тонн CO_2 в год в основных промышленно развитых странах и странах с переходной экономикой

Страна	1990	1995	2000	2006	2010	2011	2011/1990, %
США	4.99	5.26	5.87	5.84	5.53	5.42	9
ЕС (27)	4.32	4.08	4.06	4.21	3.91	3.79	–12
Китай	2.51	3.52	3.56	6.51	8.90	9.20	287
Индия	0.66	0.87	1.06	1.38	1.86	1.97	198
Россия	2.44	1.75	1.66	1.79	1.78	1.83	–25
Япония	1.16	1.25	1.28	1.30	1.26	1.24	7
Азиатские страны*	0.71	1.07	1.31	1.61	1.81	1.84	159
Другие страны**	1.83	2.24	2.69	3.37	3.93	4.10	124
Все страны	22.7	23.6	23.4	30.3	33.0	33.9	49

Примечание. Поскольку в таблицу годовой эмиссии включены только основные страны – источники CO_2, то итоговая сумма эмиссии всех стран мира (последняя строка таблицы) существенно больше годовой эмиссии стран, представленных в таблице.

*Азиатские тигры (Индонезия, Сингапур, Таиланд, Южная Корея и Тайвань).

**Другие крупные развивающиеся страны (Бразилия, Мексика, Южная Африка, Саудовская Аравия, Индия и Иран).

(ВВП) в Китае, составивший 4% в 2002 г., вырос до 11% к 2008 г. Антропогенная эмиссия CO_2 за этот период возросла в Китае на 150%, а в Индии на 75%, и это, несмотря на мировой экономический кризис, последствия которого в Китае были существенно смягчены из-за больших инвестиций в инфраструктуру развивающихся автомобилестроения и сталелитейной промышленности. В результате среднегодовой выброс CO_2 в Китае к 2011 г. возрос до 9.7 млрд т, и он вышел на 1-е место в мире по объемам эмиссии CO_2, превысив даже выброс CO_2 США (IEA, 2012б). Суммарный выброс стран ЕС (EU27) снизился в 2011 г. на 3% по сравнению с предыдущим годом и составил 3.8 млрд т (в США эмиссия CO_2 в 2011 г. составила 5.4 млрд т). Россия же после резкого спада эмиссии в начале 90-х годов прошлого века, в последующие годы увеличивала использование ископаемого топлива. Тем не менее, выброс CO_2 в период с 1998 по 2007 г. не увеличился, а даже снизился в 2007 г. по сравнению с 1998 г. на 6% (Пятое Национальное сообщение РФ, 2010).

В течение последнего десятилетия объемы антропогенной эмиссии CO_2 в глобальном масштабе, вследствие сжигания угля и углеводородов, а также производства цемента, возросли с 8.3 ± 0.7 млрд т С в год в 2002 г. до 9.4 ± 0.8 млрд т С в год к 2011 г., что соответствовало ее среднему ежегодному приросту 1.2% в год. Ежегодная эмиссия углерода, обусловленная обработкой земли и лесопользованием, составила за период 2002–2011 гг. 0.9 ± 0.8 млрд т С в год. Основной вклад в эту оценку давала эмиссия углерода, вызванная вырубкой лесов, составлявшая около 3 млрд т CO_2 в год. Она частично компенсировалась подрастанием молодых лесов на заброшенных сельскохозяйственных землях, ежегодный сток углерода которыми оценивался в 2.0 млрд т CO_2 в год (Global Forest Resources Assessment, 2010).

Для справки: общий выброс углерода в атмосферу в мире с учетом всех антропогенных источников составил в 2006 г. 9.22 млрд т, в 2007 г. 9.31 млрд т, в 2008 г. 9.45 млрд т, в 2009 г. 9.28 млрд т, в 2010 г. 9.50 млрд т (IEA, 2012a), а в 2011 г. 8.54 млрд т (IEA, 2013; Andres et al., 2013). Среди стран, вносящих основной вклад в прирост концентрации CO_2 в атмосфере на 2011 г., отметим: Китай – 29%, США – 16%, Евросоюз (EU27) – 11%, Индия – 6%, Россия – 5%, Япония – 4%.

В Таблице 1.1.1 приведены данные по объемам выбросов стран мира, обеспечивающих основной вклад в эмиссию CO_2 на 2011 г. (Olivier et al., 2012; GCP, 2011; 2012), а также динамика этих изменений с 1990 г. В последнем столбце таблицы приведены значения относительного прироста или снижения (знак минус) годовых объемов эмиссии CO_2 за соответствующие годы.

Представленные результаты позволяют сделать вывод о том, что ситуация с ростом концентрации CO_2 в мире остается по-прежнему опасной, хотя решения Киотского протокола в боль-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 21

шинстве промышленно развитых стран к 2012 г. (время окончания действия его первого этапа) были выполнены, что проявилось в ежегодном снижении объемов эмиссии CO_2 в атмосферу в странах ЕС в среднем примерно на 1.2%. Однако рост промышленного производства в Китае и Индии и промышленно-развитых странах Азии, а также в развивающихся странах Латинской Америки не привел к снижению глобального выброса CO_2 в атмосферу к 2012 г., о чем свидетельствуют данные ежегодного глобального прироста концентрации CO_2 за последние 6 лет, который происходил приблизительно с той же средней скоростью, что и за предыдущие 6 лет (рис. 1.1.1).

1.1.3. Метан

Концентрация атмосферного метана с начала индустриальной эры возросла более чем в 2.5 раза в основном за счет антропогенной эмиссии. Глобальное значение концентрации CH_4 в 2011 г. составило 1813 млрд$^{-1}$ (Бюллетень ВМО, 2012). Необходимо отметить, что для CH4 характерен сильный широтный ход концентрации (возрастание ее на ≈ 100 млрд$^{-1}$ при переходе от высоких южных широт к высоким северным), что как считается (Dlugokencky et al., 2009), обусловлено эмиссией болот северной Азии, таянием многолетней мерзлоты, осадками в дельтах рек и возможной эмиссией гидратов метана. Глобальный бюджет CH_4, обусловленный а) естественными источниками, включает: эмиссию с болот и заболоченных земель (177–284 млн т CH_4 в год), эмиссии, вызванные геологическими процессами (46–185 млн т CH_4 в год); б) антропогенными: сельским хозяйством – выращивание риса и разведение крупного рогатого скота (195–263 млн т CH_4 в год), сжиганием ископаемого топлива (85–116 млн т CH_4 в год), сжиганием биомассы (16–20 млн т CH_4 в год), а также утечками при добыче природного газа и угля. Как следует из приведенных оценок, диапазон неопределенностей в оценке среднегодовых объемов эмиссии метана по-прежнему остается значительным. Следует отметить, что в IPCC-AR5 по сравнению с предыдущей версией (IPCC, 2007) добавлена эмиссия вследствие геологических источников, а диапазон неопределенностей оценок объемов эмиссии, обусловленной сгоранием ископаемого топлива и биомассы, значительно сужен. Также должно быть улучшено качество оценок межгодовых вариаций химического стока CH_4. Однако вопрос о причинах стабилизации бюджета метана в 90-х годах предыдущего столетия и в первые шесть лет нынешнего остается дискуссионным, также как и причины роста его эмиссии после 2007 г. Если в период с 1992 по 2006 г. ежегодный прирост концентрации CH_4 составлял 0.5 млрд$^{-1}$ в год, то начиная с 2007 по 2011 г. включительно, он вырос до 6 млрд$^{-1}$ в год.

1.1.4. Закись азота

Содержание закиси азота (N_2O) в атмосфере в период с 2006 по 2011 гг. продолжало расти. Рост концентрации N_2O в атмосфере обусловлен в основном интенсификацией сельскохозяйственного производства, что связано с ростом населения земного шара. Рост объемов минеральных и органических удобрений, выделение продуктов жизнедеятельности домашних животных, полигонов захоронения отходов, а также нитрификация и денитрификация способствуют увеличению эмиссии N_2O из почвы.

Однако рост эмиссии N_2O обусловлен не только сельскохозяйственным производством, но также ростом кислотности водной среды. Как поверхность почв, так и поверхность океана подвергаются воздействию атмосферных осадков, содержащих азот, поступающий в атмосферу в результате активации человеческой деятельности. Производство сельскохозяйственных продуктов ответственно более чем за 60% антропогенной эмиссии N_2O в атмосферу (Park et al., 2012; Syakila et al., 2010). Оценить в целом как глобальный, так и региональный бюджет N_2O достаточно сложно, поскольку ее приземная концентрация зависит от многих факторов (определяющих в том числе и ее сток), таких как химическое разрушение в реакции с возбужденным атомарным кислородом $O^1(D)$ и фотохимическая диссоциация в стратосфере.

Вследствие большого времени жизни N_2O, оцениваемого в 122–140 лет, стабилизация кон-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 22

центрации N_2O в атмосфере произойдет только спустя несколько десятилетий после стабилизации ее эмиссии. При этом необходимо подчеркнуть и то, что косвенно N_2O участвует в стоке тропосферного озона, снижая тем самым его вклад в парниковый эффект.

1.1.5. Галогеноуглероды и SF_6

Бюджет большинства галогеноуглеродов, галогеногидроуглеродов, а также фторидов серы определяется почти исключительно человеческой деятельностью. Ниже, в таблице 1.1.2 приведены среднегодовые концентрации основных галогеноуглеродов для южного и северного полушарий в период с 2006 по 2011 гг. Производство этих соединений запрещено Монреальским протоколом, но их концентрации в атмосфере, несмотря на прекращение производства, остаются высокими (Atmospheric CFC-11, 2011).

Концентрация SF_6, которая стала активно использоваться на электролиниях высокого напряжения, ежегодно возрастает. Как следует из таблицы, содержание всех фреонов и SF_6 в северном полушарии превышает на 1–5% их содержание в южном, поскольку производство и использование фреонов осуществляется главным образом в северном полушарии. Меры по ограничению производства фреонов-11, -12 и -113 были приняты одновременно, но снижение их концентрации в атмосфере происходит быстрее, чем у фреона-12 с бóльшим временем жизни в атмосфере.

Поскольку было рекомендовано применять галогеносодержащие соединения с меньшим временем жизни в тропосфере, то в молекулах альтернативных фреонов не все атомы водорода в процессе их производства были замещены атомами галогенов. Один или два атома водорода были сохранены, что позволило на порядок уменьшить время жизни фреонов в тропосфере. В ряде молекул альтернативных фреонов был исключен хлор – каталитический разрушитель озона.

1.1.6. Поглощающий солнечную радиацию атмосферный аэрозоль (черный углерод)

Как следует из исследований последних лет, на второе место по своему вкладу в парниковый эффект в настоящее время стал претендовать, так называемый “черный углерод” (Ramanathan, Xu, 2010; Bond et al., 2013), который в виде частиц аэрозоля поступает в атмосферу при сжигании угля и нефти и при пожарах. Он также является продуктом работы дизельных установок, получивших в последние годы широкое распространение в мире. Причем, если ранее глобальный радиационный форсинг за счет частиц сажевого аэрозоля оценивался величиной 0.34 ± 0.25 Вт/м^2 (IPCC, 2007), то в ряде последних публикаций оценки его величины достигают 1.0–1.1 Вт/м^2 (Bond et al., 2013). Как следует, в том числе и из более ранних зарубежных оценок, в районах с продолжительным снежным покровом (с высоким альбедо), радиационный форсинг уже оценивался, как близкий к 1 Вт/м^2 (Ramanathan, Carmichael, 2008). Высокая величина радиационного форсинга сажевых частиц аэрозоля, составляющая, как следует из цитируемых выше работ, более 50% от радиационного форсинга CO_2 может существенно сказаться на климате России, особенно ее северных регионов, в ближайшие десятилетия. Наиболее полное исследование источников черного углерода содержится в (Bond et al., 2013), согласно которому источниками атмосферного черного углерода являются следующие процессы и механизмы:

* Сгорание биомассы при пожарах в лесах и саванне – 42%,
* Сгорание биомассы, используемой в качестве топлива – 18%,
* Транспорт, работающий на дизельном топливе – 14%,
* Использование дизельных установок в промышленности – 10%,
* В других промышленных процессах, включая теплоэнергетику малой мощности – 10%,
* Использование каменного угля в жилом секторе – 6%.

В соответствии данными последних исследований, сажевый аэрозоль по вкладу в парниковый эффект может вполне соперничать с метаном (Hansen, Nazarenko, 2004; Ramanathan et al., 2005). Черный углерод “BC”, как и сажевый “soot carbon”, а также поглощающий свет аэрозоль (LAC) могут быть идентифицированы как загрязненная фракция углерода с подобной графиту структурой. Черный углерод, как считает-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 23

Таблица 1.1.2. Изменения среднегодовой глобальной концентрации фреонов: F-11, F-12, F-113, CCl_4, SF_6 в северном (N) и южном (S) полушариях земного шара в трлн$^{-1}$ (10^{-12}) за 2006–2011 гг.

Годы	F-11		F-12		F-113		CCl_4		SF_6	
	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S
2006	249.55	247.34	543.10	539.8	77.69	77.59	91.30	89.70	6.03	5.76
2007	247.54	245.03	541.10	538.10	77.99	76.79	90.40	88.90	6.32	6.03
2008	245.63	243.12	538.60	536.20	76.29	76.20	89.30	87.70	6.62	6.29
2009	243.52	240.87	536.64	534.04	75.82	75.46	87.57	86.43	6.88	6.58
2010	241.24	239.00	534.57	532.38	74.82	74.68	86.32	85.69	7.18	6.86
2011	238.97	237.14	532.49	530.72	73.82	73.90	85.06	84.94	7.48	7.14

ся, играет важную роль в формировании современного климата. Поглощающий солнечную радиацию аэрозоль является субстанцией, обладающей комбинацией различных физических свойств, благодаря которым он в той или иной мере участвует в процессах, от которых зависят результирующий форсинг и соответствующие неопределенности в оценках. Это процессы, связанные с поглощением прямой солнечной радиации, влиянием на фазовое состояние частиц аэрозоля, на облачность и осадки в виде дождя или снега.

Общая глобальная эмиссия черного углерода, оцениваемая на основе инвентаризации, составляла 7500 млн т в год в 2000 г. при неопределенности оценок от 2.000 до 29.000. Однако более поздние оценки вклада BC в поглощение позволили получить глобальную оценку радиационного форсинга атмосферного черного углерода (при вычитании радиационного форсинга сажевого аэрозоля до эры индустриализации) как 0.71 Вт/м^2 в год при 90% вероятности (2σ) и неопределенности в пределах (+0.08, +1.27). В то время как общий радиационный форсинг, обусловленный BC, составляет +0.88 (+0.17, +1.48) Вт/м^2 в год (Bond et al., 2013).

Однако оценок одного прямого радиационного форсинга еще недостаточно для того, чтобы охватить основные механизмы его создающие. Структура, определяющая радиационный форсинг BC, должна включать и такие механизмы как форсинг облачности и форсинг криосферы. В результате наилучшей оценкой вклада в глобальный радиационный форсинг BC будет являться оценка +1.1 Вт/м^2 при 90% вероятности и неопределенности от +0.17 до +2.1 Вт/м^2.

В реальной атмосфере на формирование нетто форсинга, обусловленного аэрозолем, оказывают влияние и сопутствующие примеси, включая как составляющие, обеспечивающие отрицательный форсинг (такие как SO_2), так и составляющие, ответственные за положительный форсинг (продукты сгорания углеводородного биотоплива), вклад которых в постиндустриальный период оценивается в +0.22 (от –0.50 до +1.08) Вт/м^2. Среди различных видов источников эмиссии черного углерода, таких как эксплуатация дизелей, отопление жилых домов дровами, создаваемый им тепловой эффект может быть настолько сильным, что его вклад превысит вклад всех источников, создающих отрицательный форсинг. Если учесть все виды эмиссии аэрозоля, включая эмиссию при сгорании органического материала на открытом воздухе, и значение эмиссии за счет всех видов BC, то наилучшей оценкой нетто радиационного форсинга будет величина – 0.06 Вт/м^2 при 90% вероятности и границах неопределенности от –1.45 до +1.29 Вт/м^2 (Bond et al., 2013).

1.1.7. Баланс основных парниковых газов на территории России

Российская Федерация (17.08 млн км^2), простираясь от 30° до более чем 180° восточной долготы, обладает самой большой из стран мира площадью, занимаемой лесами (около 45% территории), болотами (более 11% территории), кроме того более 60% ее территории находится в зоне многолетней мерзлоты. Континентальный шельф восточносибирских морей: Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского, содержит

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 24

под своей поверхностью колоссальные запасы гидратов метана, накопленных за период голоцена. Произошедшие за последние десятилетия изменения глобальной температуры воздуха особенно сильно проявилось в Арктике, в частности, в Восточной Сибири, в которой превышение среднегодовой температуры достигает 2°С. По данным 50-летних наблюдений на станции Тикси, протаивание многолетней мерзлоты в настоящее время стало наблюдаться на 10–12 дней раньше. Существенное снижение площади сплошного морского льда в Северном Ледовитом океане резко уменьшило альбедо поверхности, что привело на мелководном прибрежном шельфе к повышению температуры воды. Увеличение эрозии почв, по берегам крупнейших рек Восточной Сибири приводит к выносу в океан большого количества осадка (формируемого легко растворимыми в воде фракциями породы, содержащими углерод, включая и метан). Особенности структуры наземных пород, формирующих состав многолетней мерзлоты, наличие в доледниковый период больших заболоченных территорий, привело к накоплению метана и непосредственно в слое многолетней мерзлоты, достигающей в самых северных районах глубины до 500 м.

1.1.7.1. Вклад лесов в баланс CO_2 на территории РФ

Леса являются основным типом растительного покрова на обширных пространствах России. Они призваны обеспечивать компенсацию антропогенных выбросов, обусловленных промышленностью, транспортом и землепользованием. Как известно в РФ около 70% относятся к землям Лесного фонда. Поэтому Лесной фонд является наиболее важным стабилизирующим и ресурсообразующим природным комплексом страны. Лесной фонд – природный и хозяйственный объект федеральной собственности, представляющий совокупность лесных и нелесных земель в границах, установленных в соответствии с лесным и земельным законодательством. К лесному фонду относятся все леса, за исключением лесов на землях Министерства обороны РФ и населенных пунктов (городские леса). Общая площадь земель на 01.01.2005 г. составила 1173.9 млн га, из них на леса Лесного фонда приходилось 1133.1 млн га. Общая площадь лесов, не входящих в Лесной фонд, – 5.9 млн га. Лесистость составляет в среднем 45.4% и значительно колеблется по регионам в пределах территории страны (рис. 1.1.2). Эти

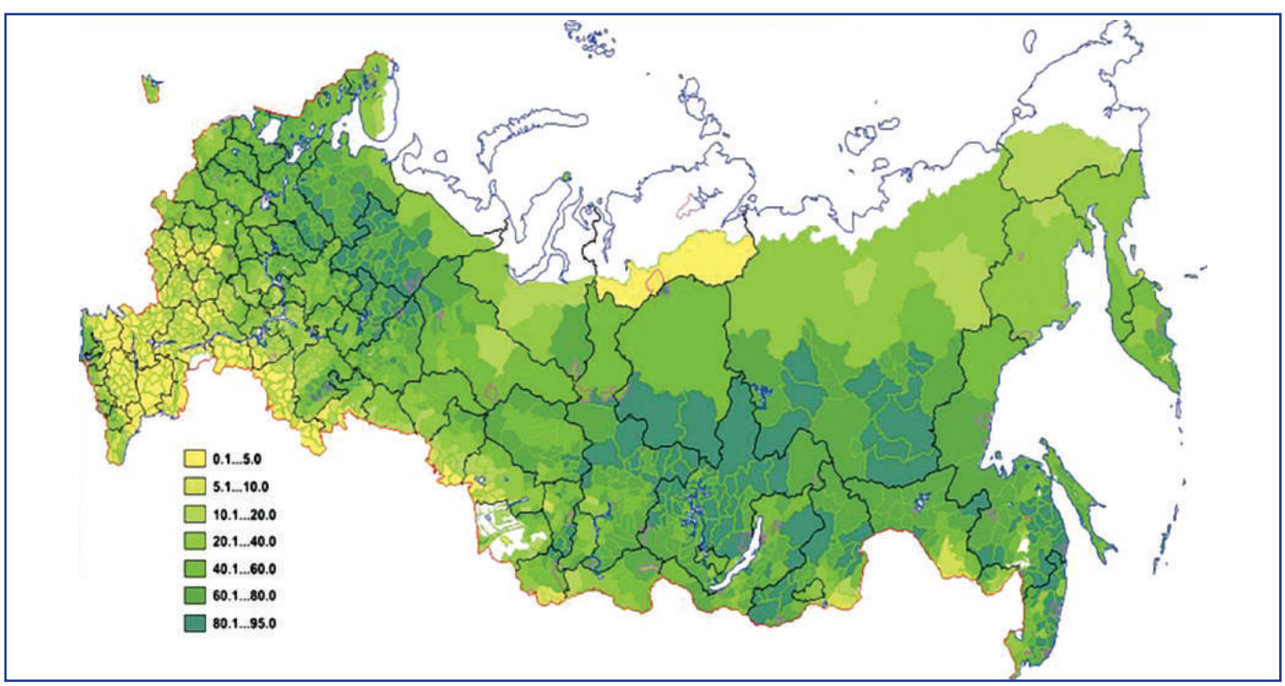


Рис. 1.1.2. Лесистость регионов территории Российской Федерации в процентах от их общей площади.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 25

показатели практически не изменились за последние 5 лет. Наибольшие значения лесистости (более 80%) отмечены в подзоне средней тайги – Пермском крае, Республике Коми и Центральной Сибири. Наиболее малолесные районы (лесистость менее 1%) расположены в аридной зоне европейской территории РФ (Республика Калмыкия, Ставропольский край, Астраханская, Ростовская и Волгоградская области). Земли Лесного фонда по своему функциональному назначению делятся на лесные и нелесные (рис. 1.1.2). Лесные земли составляют примерно 65% общей площади земель Лесного фонда. В свою очередь, лесные земли делятся на покрытые и не покрытые лесной растительностью. К непокрытым лесной растительностью землям относят болота, луга, пески и пр. По сравнению с предыдущим пятилетием структура лесного фонда (МПР России) изменилась незначительно. Действующая система лесных законодательных актов, нормативных и методических документов основана на существующем делении Лесного фонда на три группы лесов. Для каждой группы лесов установлены определенные правила ведения лесного хозяйства, проведения лесоустройства, назначения хозяйственных мероприятий (Государственный доклад…, 2006).

Согласно (Замолодчиков и др., 2011), вклад российских лесов в сток углерода после 1990 г., когда леса РФ оказались источником $CO_{2экв}$ в объеме 40 млн т $CO_{2экв}$ (Третье Национальное сообщение…, 2002), непрерывно возрастал. В результате в 2008 г. бюджет лесов РФ оценивался уже почти в 240 млн т С в год (в 1998 в 201 млн т С в год). Целый ряд авторов считает, что вклад лесов, оцениваемый по данным Лесного фонда РФ, существенно занижен. В частности, авторами (Заварзин, Кудеяров, 2006) считается, что лесами РФ поглощается весь ее антропогенный выброс (промышленность, транспорт, лесопользование и сельское хозяйство), который за период 1996–2002 гг. составлял 782 млн т С в год, в то время как среднегодовой баланс углерода в сторону стока оценивался в 868 млн т С в год. В другой работе (Филипчук, Моисеев, 2004) нетто-поглощение лесами определялось величиной более 400 млн т С в год. Таким образом, разница в диапазоне оценок стока углерода лесами разными группами ученых даже в работах последнего десятилетия превышает 3.5 раза, что не позволяет выполнить более или менее корректную оценку вклада лесов России в бюджет CO_2.

1.1.7.2. Вклад зоны многолетней мерзлоты (болота, таяние мерзлоты, континентальный шельф, осадок речного стока и др.) в баланс углерода

Оценки вклада зоны вечной мерзлоты в баланс углерода (CO_2 и CH_4) еще более противоречивы. Всеми исследователями безоговорочно признается роль болот в формировании потока эмиссии метана в атмосферу, который, как считалось, зависел в основном от уровня болотных вод и температуры активного слоя торфа: чем выше уровень воды – тем больше поток CH_4, чем ниже – тем больше степень окисления CH_4 до CO_2, и соответственно меньше поток CH_4. При уровне болотных вод ниже 30 см от поверхности болота эмиссия CH_4 снижалась более чем на порядок. Однако необходимо отметить, что практически всегда при положительных температурах почвы наблюдалась эмиссия CO_2 болотными системами, причем количество выбрасываемого в атмосферу CO_2 как правило почти на два порядка (в отсутствие процесса фотосинтеза) превосходило эмиссию CH_4. Наличие фотосинтеза при высоком разнообразии болотной растительности играло существенную роль в снижении эмиссии CO_2 болотами, однако в зависимости от вида растительности и уровня освещенности вариации в наблюдаемых нетто-потоках были высокими. Согласно (Калюжный, Лавров, 2012), сезонный ход эмиссии диоксида углерода на олиготрофном болоте в Северо-Западном регионе РФ отличался медленным ростом после завершения зимнего сезона. Так в марте среднесуточная осредненная за месяц эмиссия CO_2, по результатам многолетних наблюдений на Карельском перешейке (болотный полигон Ламмин-Суо) составляла ≈ 20 мг/м^2 · час. В июне она обычно достигала 70–80 мг/м^2 · час, а максимальное среднемесячное значение наблюдалось в августе, когда эмиссия CO_2 достигала 160 мг/м^2 · час. В период аномально жаркого лета 2010 г. осредненная за июль эмиссия диоксида углерода составила 750 мг/м^2 · час, а за август, в се-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 26

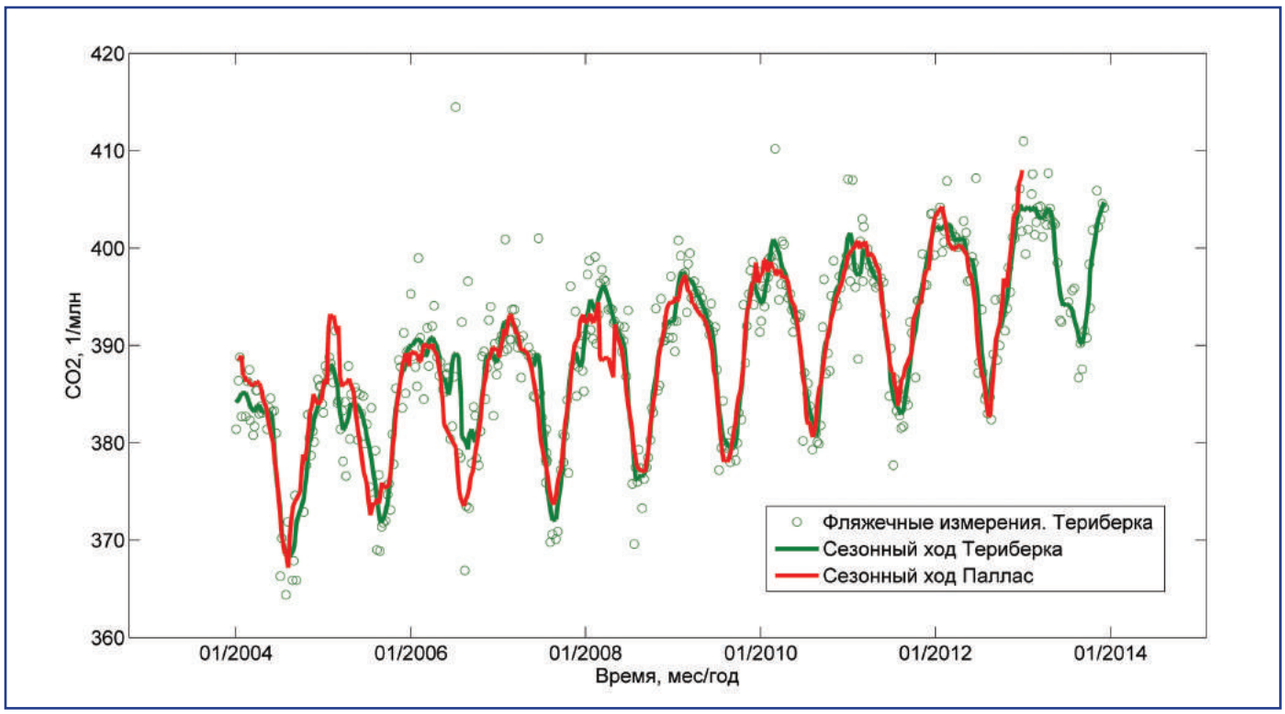


Рис. 1.1.3. Данные еженедельных измерений концентрации CO_2 за период с 2004 по 2011 г. Аппроксимация данных измерений для получения сезонного хода концентрации проведена методом экспоненциального сглаживания. Красным цветом изображен расчетный сезонный ход – MBL концентрации CO_2.

редине которого температура воздуха достигла 35°С, – более 2220 мг/м^2 · час, в сентябре, когда произошло заметное снижение температуры воздуха, она понизилась до значения около 280 мг/м^2 · час, но тем не менее, эта величина даже в этом месяце превосходила значения эмиссии CO_2 наблюдаемые с 2002 г. Данные экспериментов показали, что эмиссия CH_4 даже при максимальном расстоянии уровня болотных вод от поверхности, но при высокой температуре почвы также имеет высокий уровень эмиссии, достигающий 15–20 мг/м^2 · час. В то же время в 2008 г. в сентябре при значительно более низких температурах воздуха при среднем уровне болотных вод наблюдались потоки CH_4, достигающие 15 и даже 20 мг/м^2 · час, при диапазоне вариаций от 0.7 до 20 мг/м^2 · час.

Сравнение представленных данных эмиссии CH_4 с данными, полученными на станции Фразендейл в Канаде (Kuhlmann et al., 1998) для сентября месяца, показывает, что несмотря на значительно меньшую широту расположения станции (около 50° с.ш.) среднее суточное значение потока не превышало 11.5 мг/м^2 · сут.

1.1.8. Мониторинг парниковых газов на территории России

В настоящее время сеть регулярных наблюдений парниковых газов Росгидромета на территории РФ состоит из четырех станций, две из которых относятся к фоновым. Это станции Териберка (Кольский п-ов, начало наблюдений – 1988 г.), Новый Порт (п-ов Ямал, начало наблюдений – 2004 г.), Воейково (Ленинградская обл., начало наблюдений – 1996 г.), Тикси (Республика Саха, начало наблюдений – 2010 г.).

Станция Териберка. Измерения концентрации CO_2 были начаты в 1988 г., измерения CH_4 – в 1996 г. и продолжаются до настоящего времени. Измерения дискретные: еженедельные парные отборы проб воздуха во фляги емкостью 2.0 л. Анализ проб выполняется с периодической калибровкой по вторичным стандартам лаборатории NOAA/ESRL в аналитической лаборатории ГГО им. А. И. Воейкова. В таблице 1.1.3, приведенной ниже, представлены среднегодовые значения концентрации CO_2 и CH_4 за два периода наблюдений

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 27

Таблица 1.1.3. Концентрации парниковых газов в России в 2007–2011 гг. в сравнении с данными зарубежных станций, расположенных в той же широтной зоне Арктического пояса

Год	2007	2008	2009	2010	2011
Концентрация CO_2 (ppm):					
Тикси РФ	–	–	–	389.0 (7–12)	395.3
Териберка РФ	385.0	388.1	390.4	392.5	394.0
Новый Порт РФ	389.3	389.8	395.8	397.23	400.06
Барроу США	385.0	387.4	388.3	390.8	393.1
Концентрация CH_4 (ppb):					
Тикси РФ	–	–	–	1907.8 (7–12)	1916.0
Териберка РФ	1871.3	1877.3	1894.9	1906.1	1907.0
Новый Порт РФ	1976.3	1985.0	2004.6	1974.7	1954.6
Барроу США	1873.1	1883.8	1885.6	1896.4	1896.0

Примечание: В скобках для 2010 г. на станции Тикси приведены средние концентрации за 6 месяцев (с июля по декабрь).

с 2001 по 2006 г. и с 2007 по 2012 г. Как следует из таблицы, среднее межгодовое приращение концентрации CO_2 на станции Териберка практически не отличается от глобального значения прироста CO_2, как за период 2001–2006 гг., так и за период 2007–2012 гг., несмотря на ограничения по объему эмиссии париковых газов для промышленно развитых стран, к 2008–2012 гг., предусмотренных Киотским протоколом. Метеоплощадка, с которой проводятся отборы проб воздуха, расположена на расстоянии 100 м от станции и выше ее на 15 м. На рис. 1.1.3 представлен сезонный ход концентрации CO_2, а также для сравнения показан сезонный ход его концентрации на уровне расчетного морского фона MBL (полученного в результате осреднения данных наблюдений концентраций CO_2 на фоновых станциях, расположенных в той же широтной зоне, что и станция Териберка) (Решетников и др., 2011).

Как следует из рисунка, максимумы сезонного хода концентрации CO_2 на станции наблюдаются приблизительно на 1–2 месяца раньше, чем максимумы концентрации CO_2 MBL и, как правило, на 1–2 млн$^{-1}$ превышают их. Если причиной измеренных превышений концентрации CO_2 являются местные или удаленные источники, то причин фазового сдвига сезонного хода, максимум которого от года к году приходится на разное время, может быть несколько. Одной из возможных является раннее или позднее время промерзания активного слоя почвы на станции.

В таблице 1.1.3 приведены результаты измерений среднегодовых концентраций CO_2 и CH_4 в приземном слое воздуха на станциях сети Росгидромета за период после выхода Первого Оценочного доклада, в том числе, на станциях Тикси (в устье Лены) и Новый Порт (на полуострове Ямал), причем в таблице указаны значения концентрации, измеренные на станции Барроу (на северном побережье Аляски, США), близкой к Тикси по климатическим условиям. Несколько повышенные величины концентраций CO_2 и CH_4 на полуострове Ямал, связаны с приходом на станцию (южное побережье п-ва Ямал) воздушных масс из мест добычи природного газа в регионе. Методика измерений и данные мониторинга проверялись путем калибровки измерительной шкалы по вторичным стандартам NOAA/ESRL.

Станция Новый Порт. Особенностью наблюдений на станции Новый Порт, расположенной на берегу Обской губы, является то, что при направлениях переноса воздушных масс с Востока и Юго-Востока они, как показали результаты многолетних наблюдений, обогащены природным газом от расположенных на противоположном берегу Обской губы действующих газоконденсатных месторождений. На рис. 1.1.4 и 1.1.5 представлены данные измерений концентраций CO_2 и CH_4 за период с 2004 по 2013 г. За все годы наблюдалось повышение концентрации CO_2 на ст. Новый Порт в среднем на 5 ppm (1.3%), кроме 2008 г. Оно, по всей вероятности, обусловлено сжигани-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 28

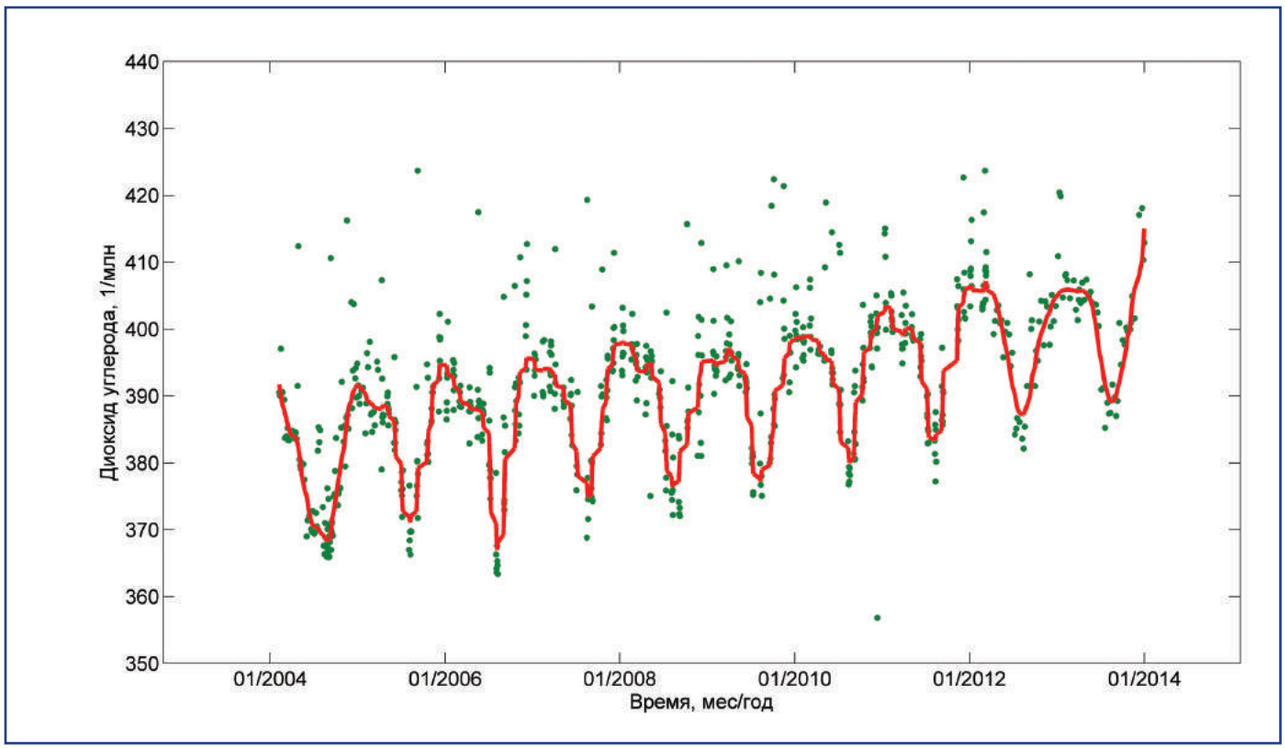


Рис. 1.1.4. Данные измерений концентраций CO_2 на станции Новый Порт за период с 2004 по 2013 г.

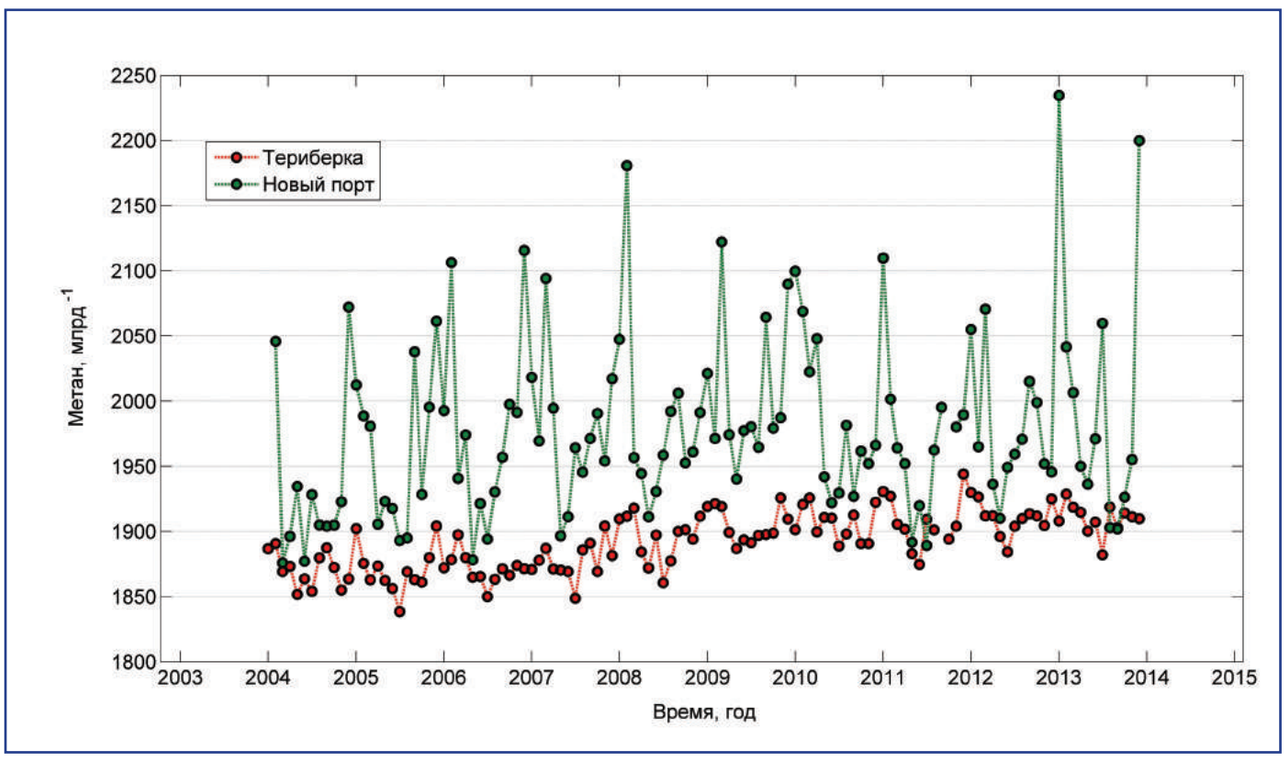


Рис. 1.1.5. Среднемесячные концентрации CH_4 на станции Новый Порт с 2004 по 2013 г. (кривая зеленого цвета) в сравнении с данными измерений концентрации CH_4 на станции Териберка (кривая красного цвета).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 29

ем попутного (нефтяного) газа, объем которого оценивается в 50–60 млн т/год (Книжников, Пусенкова, 2009) на нефтяных месторождениях, расположенных в среднем течении р. Обь (Сургут, Нефтеюганск, Нижневартовск) на 600–800 км южнее станции. Превышение концентрации CH_4 над фоновыми значениями других станций в этой же широтной зоне составляло в среднем 90 ppb (≈ 5%). Аномально высокие концентрации CH_4, наблюдаемые на станции, обусловлены технологией добычи природного газа и его потерями на распложенных южнее и восточнее на расстоянии 80–250 км газоконденсатных месторождениях (Ямбургское, Заполярное, Уренгойское, Русское и др.).

Согласно статистическим данным, среднегодовые объемы добычи за рассматриваемый период до 2008 г. включительно изменялись незначительно (колебание объемов добычи в пределах ±2%). Существенный вклад в величину амплитуды сезонных вариаций концентрации метана мог вносить сезонный ход толщины пограничного слоя атмосферы (ПСА). При различной толщине ПСА приращения концентраций ПГ над фоновым уровнем, обусловленные региональными источниками, распределяются по слою перемешивания разной толщины. Для исключения влияния толщины ПСА на результат измерений концентрации CH4 использовалась модель пограничного слоя атмосферы HYSPLIT (www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html), позволяющая рассчитать его высоту в районе расположения станции, что дало возможность скорректировать среднемесячные отклонения концентрации от фоновых значений. Для этого разность между измеренной и расчетной фоновой концентрациями $\Delta C_i = C_{iизм} - C_{iфон}$, (отражающая вклад естественных и антропогенных источников в регионе) с целью исключения влияния толщины ПСА на величину концентрации CH4, умножалась на отношение рассчитанной по модели HYSPLIT высоты верхней границы ПСА к величине ее максимального среднемесячного значения для конкретного года: $\Delta C_{iкор} = \Delta C_i \times H_{iпг} / H_{iпгmax}$, где: $H_{iпгmax}$ – максимальное для конкретного года среднемесячное значение толщины ПСА, $H_{iпг}$ – средняя толщина ПСА для конкретного месяца года. В результате проведения указанной корректировки удалось привести разность ΔC_i к единой толщине ПСА, что позволило получить не искаженные влиянием изменения толщины ПСА среднемесячные концентрации CH_4 (Решетников и др., 2011).

Предложенный подход позволит контролировать по данным измерений выполнение мероприятий по снижению потерь природного газа при его добыче и подготовке к транспортировке.

Станция Тикси. Арктическая Гидрометеорологическая обсерватория в районе п. Тикси (ГМО "Тикси") создавалась в рамках специализированного международного проекта национальных метеорологических служб России, США и Финляндии как ключевое звено системы международных гидрометеорологических наблюдений и научных исследований в Арктике. Обсерватория в Тикси должна стать важным компонентом сети действующих арктических атмосферных обсерваторий, включающей обсерватории в Барроу (Аляска, США), Эврика и Алерт (Канада), Саммит (Гренландия), Нью-Алесунд (Норвегия), Паллас и Соданкула (Финляндия) и Абиско (Швеция). Совместная работа перечисленных обсерваторий обеспечит циркумполярный мониторинг гидрометеорологических процессов в высоких широтах. Станция Тикси, как это следует из карты расположения отечественных и зарубежных фоновых станций ГСА в Арктике, ликвидирует крупный пробел в регионе арктической Азии (Решетников, Макштас, 2013).

Регулярные наблюдения на ГМО "Тикси" были начаты в августе 2010 г. и к настоящему времени получен уже достаточно обширный объем информации. В ГМО "Тикси" налажен регулярный отбор проб воздуха, сравнения данных измерений концентраций CO_2 и CH_4 с аналогичными измерениями, выполняемыми лабораторией NOAA/ESRL. Финским Метеорологическим Институтом при участии ГГО организованы непрерывные измерения этих газов, а также счетной концентрации и размеров аэрозоля от 7 нм до 15 мкм. Введен в действие наблюдательный комплекс по исследованию радиационного баланса системы подстилающая поверхность – атмосфера, а также нетто потоков CO_2 и CH_4. Ниже приведены результаты непрерывных и фляжечных еженедельных наблюдений CO_2 и CH_4 за 2011–2012 гг.

С началом вегетации (июнь) концентрации CO_2 начинают падать в виду возникновения стока

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 30

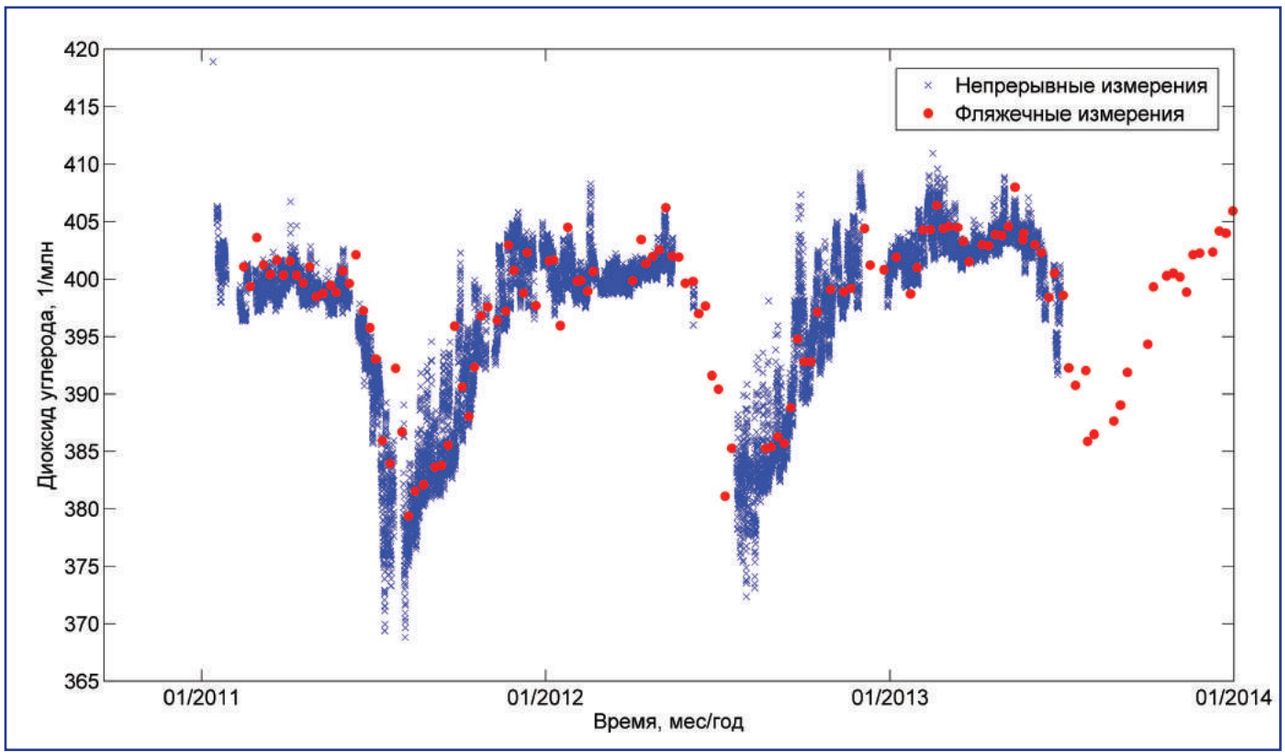


Рис. 1.1.6. Концентрации CO_2 (среднечасовые значения – синий цвет), еженедельные измерения концентраций CO_2 в пробах воздуха (кружки красного цвета) на станции Тикси.

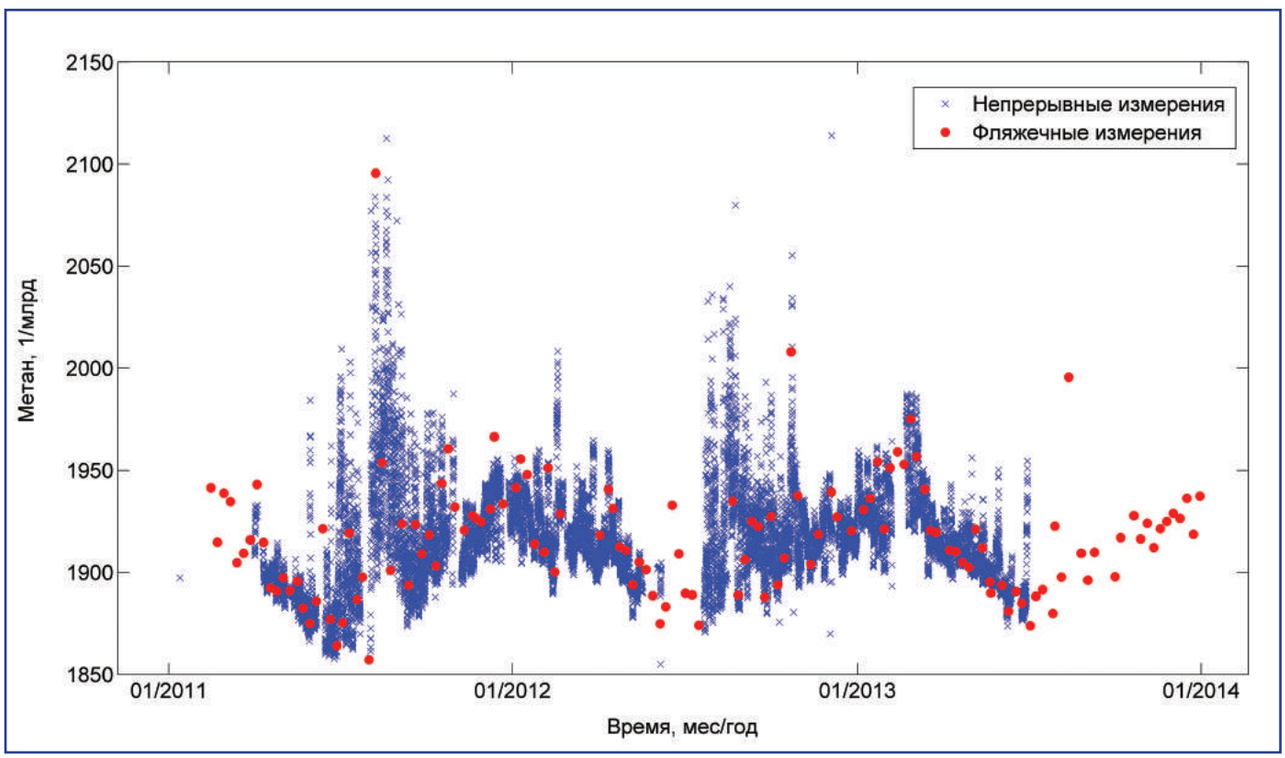


Рис. 1.1.7. Результаты непрерывных среднечасовых измерений концентрации CH_4 за 2011–2013 гг., данные еженедельных измерений концентраций CH_4 в пробах воздуха (кружки красного цвета) на станции Тикси.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 31

CO_2 в процессе фотосинтеза приземной растительности (в основном – трава). С ростом температуры почвы возрастает эффективность дыхания микробов, корней, грибов (с начала августа до начала октября) и возникает обратный процесс – эмиссия CO_2, в результате чего наблюдается рост концентрации CO_2 в приземном слое атмосферы. Зимой процессы, обусловленные обменом между поверхностью и атмосферой прекращаются, и концентрация CO_2 определяется переносом с материковой части Якутии. На следующем рис. 1.1.7 приведены результаты измерений концентрации CH_4 за тот же период на станции Тикси.

В отличие от сезонного хода CO_2 изменения концентрации CH_4 начинаются приблизительно на месяц позже (пока не прогреется активный слой почвы на глубину до 20–30 см). По мере прогрева почвы начинается ее оттаивание, а затем таяние вечной мерзлоты (глубина ≈ 40 см), содержащей CH_4, накопленный в доледниковый период. На заболоченных землях возрастает активность метаногенов (бактерии). Максимумы того и другого процесса приходятся на август. Однако окончание процесса таяния мерзлоты ввиду высокой теплоемкости почвы сдвинуто уже к середине октября. Среднесуточная температура воздуха становится ниже 0°C обычно между 1-м и 5-м октября. В отличие от фоновых станций умеренных широт северного полушария, на которых максимум концентрации CH_4 приходится на зимние месяцы года, здесь наблюдается максимум концентрации CH_4 в летние месяцы: июль–август. Этот фактор, наблюдаемый также и на станции Барроу (Аляска), привел авторов (Shakhova et al., 2010) к ошибочным выводам (полученным по результатам пятилетних судовых и вертолетных измерений концентраций CH_4 в летние месяцы года) о разрушении гидратов метана, залегающих на дне мелководного шельфа морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Общий фон концентрации CH_4 согласно данным этих измерений на протяжении более 1000 км вдоль северного побережья материка от устья р. Лена до Чукотского моря был существенно выше 2.0 млн$^{-1}$ (среднее значение ≈ 2.4 млн$^{-1}$), в то время как в районе прилегающим к Тикси, как следует из (Shakhova et al., 2010) наблюдались и концентрации CH_4, достигающие значений 7.0–8.0 млн$^{-1}$.

Действительно, как это следует из данных непрерывных измерений (рис. 1.1.7), в июле–августе в районе Тикси наблюдались повышенные концентрации CH_4, превышающие 2.0 млн$^{-1}$, причем максимальные среднечасовые значения иногда достигали 2.15–2.20 млн$^{-1}$. Была проведена оценка влияния повышения концентрации на средние значения, как за эти месяцы, так и за год в целом. Подробно результаты этих оценок изложены в статье (Решетников, Ивахов, 2012), здесь же приведем таблицу 1.1.4, в которой сравниваются среднемесячные и среднегодовые значения измеренных концентраций CO_2 и CH_4 на арктических станциях за 2010–2011 гг.

Как следует из таблицы, в июле, августе и сентябре на станции Тикси наблюдались повышенные концентрации CH_4, это превышение по сравнению с данными станций Териберка и Барроу в сентябре 2010 г. составило 1.2% и 0.6% соответственно, в августе 2011 г. оно было больше, чем на станции Барроу на 2.5%, а на станции Те-

Таблица 1.1.4. Сравнение среднемесячных и среднегодовых значений концентраций CO_2 (млн$^{-1}$, левые столбцы) и CH_4 (млрд$^{-1}$, правые столбцы), измеренных на станциях Тикси, Териберка, Барроу (США)

Месяц, год	Барроу		Териберка		Тикси	
07.2010	384.89	1889.39	385.5	1888.9	–	–
08.2010	379.91	1889.95	380.5	1898.1	386.45	1909.4
09.2010	383.00	1899.70	383.0	1912.6	388.01	1925.9
07.2011	–	–	–	–	385.96	1909.2
08.2011	–	–	–	–	382.35	1959.0
2010	390.8	1896.4	392.5	1906.1	389.0*	1907.8*
2011	393.1	1896.0	394.0	1907.0	395.3	1916.0

Примечание: *Среднегодовая концентрация CH_4 в Тикси за 2010 г. получена по данным шести месяцев наблюдений.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 32

риберка на 1.8%. Среднегодовое значение в 2010 г. на станции Тикси было больше, чем на станции Барроу на 1.0%, а в 2011 г. оно превышало значения на ст. Териберка на 0.47% и на ст. Барроу на 1.0%. Результаты непрерывных измерений, подтверждаемые и данными независимых фляжечных наблюдений, позволяют констатировать, что в настоящее время и в ближайшем будущем эмиссии метана, обусловленной разложением его гидратов, образованных в подшельфовом слое вечномерзлого грунта, ожидать не следует, поскольку повышение температуры воды в нижних надшельфовых водных слоях вряд ли произойдет. В то же время более раннее начало таяния вечной мерзлоты приводит к некоторому приросту концентрации CH_4 в регионе.

1.1.9. Другие наблюдения на территории России

В период с 2004 по 2010 гг. другими (кроме ГГО) организациями был выполнен достаточно большой объем наблюдений по концентрациям, как парниковых, так и сопутствующих газов. При этом необходимо отметить, прежде всего, регулярные наблюдения за концентрацией парниковых и сопутствующих газов на станции Института Физики атмосферы (ИФА) АН РФ вблизи Кисловодска (Ст. Шаджатмасс в предгорьях Северного Кавказа), на которой в течение почти 30 лет велись наблюдения концентрации двуокиси азота NO_2 (Арабов и др., 2012), играющей важную роль в образовании тропосферного озона. На станции проводятся измерения концентрации и других газов: CO_2, CH_4, CO, приземного озона. Этим же институтом совместно с Институтом Леса проводились непрерывные измерения концентраций CO_2 и CH_4 на 300-метровой вышке в местечке Зотино на Юге Красноярского края (60° 45' с.ш. 89° 23′ в.д.), а также выполнялись отборы проб с самолета до высоты 7000 м. Однако эти наблюдения на нескольких уровнях в атмосфере были относительно непродолжительными и выполнялись только в летний сезон года. В (Panov et al., 2012) представлены результаты непрерывных измерений на вышке в обсерватории Зотино. Данные измерений (вышка расположена в лесном массиве) показали значительные вариации в концентрациях CH_4, измеренных на пяти уровнях от 4 до 300 м в ноябре и декабре. Было отмечено существенное увеличение концентрации метана в декабре при низких температурах воздуха у земли, достигающих –30°C.

Институтом Атмосферной оптики Сибирского отделения АН РФ совместно с Научным центром глобальных исследований Национального института окружающей среды Японии, Хоккайдским университетом, Аэрокосмическим агентством Японии была организована сеть из восьми наблюдательных станций (JR–STATION), с помощью которой выполнен обширный комплекс исследований концентраций CH_4 в Западной Сибири на вышках, расположенных в зоне от 51 до 63° с.ш. и от 62 до 84° в.д. (за исключением станции Якутск, расположенной на долготе 129°). Целью этих исследований являлось выяснение роли обширных заболоченных территорий Западной Сибири площадью 132 млн га, включая и зону вечной мерзлоты с многочисленными таликовыми озерами, в формировании поля концентрации метана, особенно в связи с наблюдаемыми за последние десятилетия аномалиями среднегодовой температуры приземного воздуха, достигающими на севере Сибири порядка 4°C по данным Национального климатического центра данных (Dlugokencky et al., 2009).

Для эксперимента было построено семь вышек на территории Западной Сибири высотой от 47 до 85 м, и одна в Якутии высотой ≈ 70 м. Исследования выполнялись в период с 2004 по 2008 гг. Наблюдения велись практически непрерывно. На основе данных этого мониторинга было установлено, что как в летний, так и в зимний период наблюдались высокие значения концентраций метана, причем максимальные значения и максимальные амплитуды вариаций концентраций отмечались на вышках в северной части Западной Сибири. Летом амплитуды концентрации метана составляли порядка 2000 млрд$^{-1}$ в большинстве пунктов наблюдений, в отдельные дни они достигали даже 2200 млрд$^{-1}$, что авторами объяснялось повышенной эмиссией метана из района болот и заболоченных территорий, занимающих большую часть территории севера Западной Сибири (Sasakawa et al., 2010). Особенно высокие значения концентрации имели место летом 2007 г., которое характе-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 33

ризовалось высокими дневными температурами приземного слоя воздуха при высоком уровне осадков. Максимум концентрации метана в зимнее время года объяснялся понижением верхней границы пограничного слоя атмосферы, и проявлением влияния антропогенных источников, вклад которых в летний период года маскировался естественными источниками эмиссии.

Продолжением исследований концентрации парниковых газов в Западной Сибири являлась и работа (Аршинов и др., 2012), в которой изложены результаты регулярных наблюдений концентраций CO_2 на семи пунктах наблюдений, оборудованных недисперсионными газоанализаторами Li-7000 фирмы Li Cor Inc. (измерение концентрации CO_2). Ниже в таблице 1.1.5 представлены среднегодовые значения концентрации CO_2 за период 2004–2010 гг. для семи пунктов наблюдений (в качестве пунктов наблюдений использованы те же места, где в предыдущей статье выполнялись измерения на вышках). Однако измерения CO_2 выполнялись на самом нижнем уровне определяемого высотой места наблюдений.

Как следует из таблицы, во всех случаях наблюдений от года к году наблюдался рост концентрации CO_2 с межгодовым приростом в диапазоне от 1.1 до 3.4 млн$^{-1}$. Максимальные значения концентрации отмечены на станции Игрим, Азово и Ноябрьск. Необходимо отметить, что не было каких–либо значительных изменений концентрации CO_2, обусловленных высокими температурами в 2007 г. (как это отмечалось выше по данным наблюдений метана). Тенденция колебаний среднегодовых концентраций CO_2 для разных мест наблюдений, отстоящих друг от друга на расстоянии порядка 1000 км, не высока и, как правило, не превышает 3.8 млн$^{-1}$. Сравнение среднегодовых значений концентрации CO_2 со станцией Териберка (север Кольского п-ва) показывает, что среднегодовые концентрации в Сибири превышали концентрации, наблюдаемые на фоновой станции на величину от ≈ 2.0 до 5.5 млн$^{-1}$. Причину этих отличий установить сложно: такое превышение может быть обусловлено антропогенными источниками в регионе, где размещались пункты наблюдений (например, крупнейший нефтедобывающий район в среднем течении р. Обь, в котором производится сжигание попутного газа в факелах, объем которого оценивается Международным Энергетическим Агентством (МЭА) в 50 млн т/год) (IEA, 2012a, b), а также низкой продуктивностью лесов в части стока атмосферного CO_2 за счет фотосинтеза и вкладом лесных почв в его эмиссию.

Неопределенности, выявленные в процессе наземных наблюдений, как и большое значение, придаваемое региону Западной Сибири в качестве крупнейшего в мире естественного источника метана (болота и заболоченные земли), который должен являться и важным резервуаром диоксида углерода, постоянно привлекали внимание ученых всего мира, занимающихся вопросами изменения климата. С их помощью и при активном участии учреждений АН РФ помимо наземных измерений был выполнен и об-

Таблица 1.1.5. Среднегодовые концентрации CO_2 в пунктах мониторинга на территории Западной Сибири в млн$^{-1}$

Пункт (координаты) наблюдений	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Березоречка (59° 09' с.ш. 84° 20' в.д.)	384.6	386.0	387.1	388.2	390.7	392.1	394.2
Карасевое (58° 15' с.ш. 82° 25' в.д.)	385.9	386.9	388.4	390.6	391.9	394.3	
Игрим (63° 11' с.ш. 64° 25' в.д.)	387.0	388.9	389.9	391.9	394.3	396.8	
Ноябрьск (63° 26' с.ш. 75° 47' в.д.)			387.6	388.5	390.2	392.0	395.0
Саввушка (51° 20' с.ш. 82° 08' в.д.)			387.2	388.9	391.0	393.6	
Демьянское (59° 47' с.ш. 73° 02' в.д.)		387.1	389.1	390.8	391.4	394.8	
Азово (54° 44' с.ш. 64° 25' в.д.)					390.1	392.1	395.0
Ваганово (54° 30' с.ш. 62° 19' в.д.)						390.8	393.0
Териберка (69° 12' с.ш. 35° 06' в.д.)		381.6	384.8	385.0	388.1	390.4	392.1

Примечание: В последней строке таблицы для сравнения приведены данные измерений концентрации CO_2 на станции Росгидромета – Териберка (Кольский п-ов).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 34

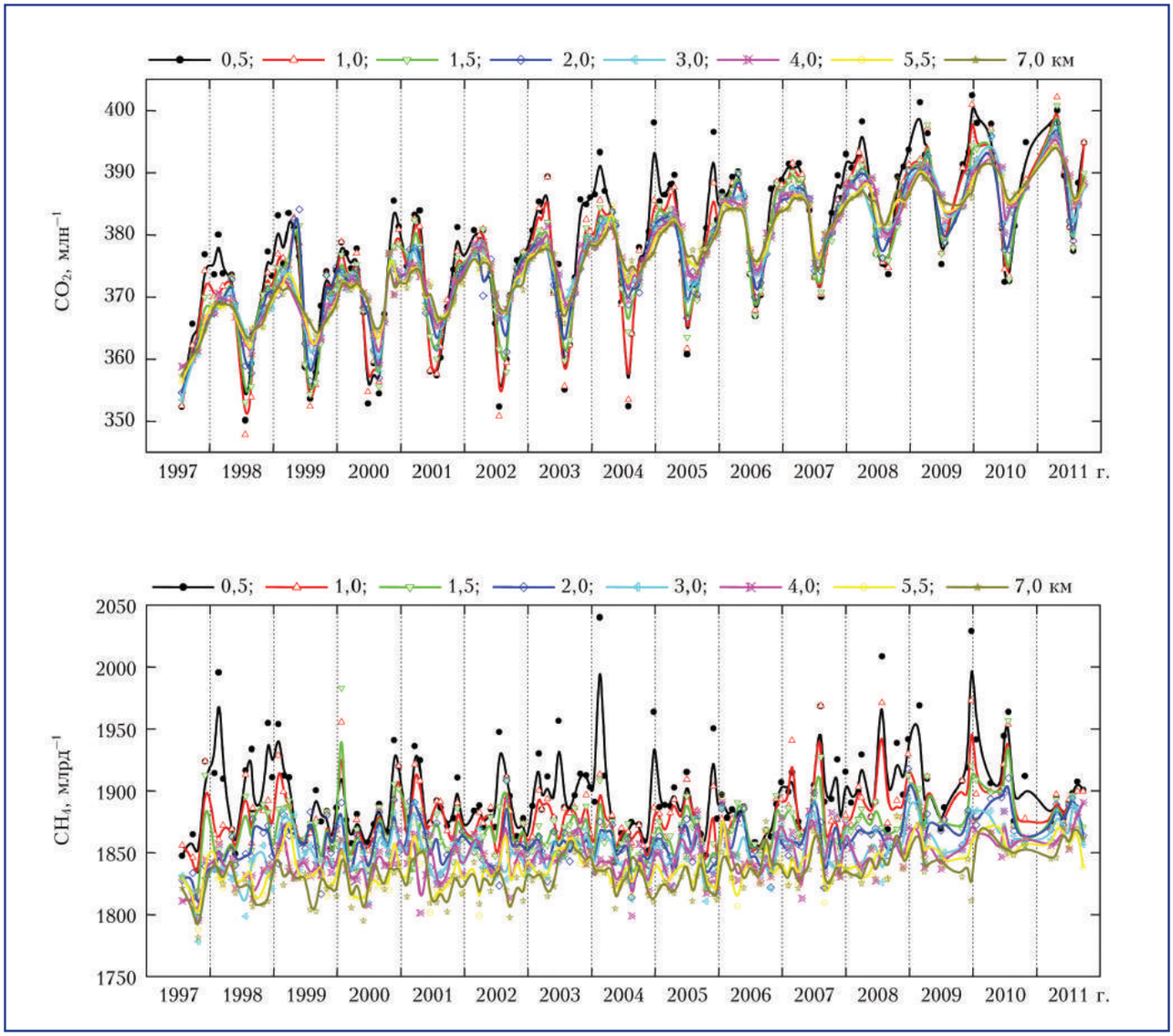


Рис. 1.1.8. Результаты многолетних измерений концентраций CO_2 и CH_4 в диапазоне высот от 0.5 до 7.0 км (Аршинов и др., 2012).

ширный комплекс исследований концентраций парниковых газов CO_2, CH_4 и N_2O в диапазоне высот от 0.5 до 7 км. Было установлено, что за период наблюдений с 1997 по 2011 гг. среднегодовой средний по высоте тренд концентрации CO_2 составлял 1.98 млн$^{-1}$, а N_2O –0.73 млрд$^{-1}$. Для CH_4 подобной однозначности не было установлено. На рис. 1.1.8 приведены зависимости сезонных ходов концентрации CO_2 и CH_4 от высоты от года к году. Зависимость CH_4 от года к году и в течение года характеризовалась высокой изменчивостью, однако роста концентрации, отмеченного на многих фоновых станциях, а также в глобальном масштабе, тем не менее не наблюдалось.

Как следует из рисунка, начиная с 2005 г. наблюдалось значительное снижение амплитуды сезонных колебаний концентрации CO_2. Если в период с 1997 по 2004 г. она составляла 25–30 млн$^{-1}$, то с 2005 г. она упала до 20 млн$^{-1}$, причем это произошло из-за достаточно резкого возрастания летнего минимума концентрации CO_2, который обычно является показателем естественного стока CO_2, наблюдающегося

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 35

в период вегетации биосферы и максимальной эффективности фотосинтеза. Причин наблюдаемого явления может быть несколько, однако все они кроме пожаров, предполагают значительно меньшие изменения в процессе стока CO_2 биосферой.

1.1.10. Заключение

Обобщая изложенную информацию о состоянии мониторинга парниковых газов и аэрозолей в мире и на российской территории, следует отметить, что общий объем такой информации заметно вырос (в том числе, и на территории РФ) с момента опубликования ОД-1 в 2008 г. Однако, охват вышеупомянутым мониторингом в РФ все еще не соответствует площади страны, ее положению и значению в современном мире. Немногие пункты отбора проб воздуха на сети Росгидромета расположены на побережье Арктики, и потому, в отличие от зарубежных станций, они не в состоянии охватить области основных источников и стоков CO_2 и других парниковых газов. Не налажен в должной степени мониторинг аэрозолей, особенно черного углерода, привлекающего в настоящее время особо пристальное внимание, а также мониторинг галогенуглеводородных газов (фреонов). Недостаточна координация программ измерений климатообразующих компонент, ведущихся разными организациями и ведомствами, в частности такими крупными, Росгидрометом и Академией Наук РФ. Внутри Росгидромета также необходимо лучшее согласование измерений опасных для здоровья загрязнений в городах с мониторингом климатически значимых газов и аэрозолей. Важно развивать и совершенствовать соответствующие международные связи и координировать их в глобальном и региональном масштабах. Это – актуальная и острая проблема, а, значит, медлить с ее решением нельзя.

1.1.11. Литература

Арабов А. Я., Боровский А. Н., Еланский Н. Ф. и др., 2012. Двуокись азота в атмосфере над Северным Кавказом: тридцать лет наблюдений, Доклады АН, т. 446, № 3, с. 318–324.

Аршинов М. Ю., Белан Б. Д., Давыдов Д. К. и др., 2012. Динамика вертикального распределения парниковых газов в атмосфере, Оптика атмосферы и океана, т. 25, № 12, с. 1051–1061.

Бюллетень ВМО по парниковым газам, 2012. № 8, 4 с.

Государственный доклад о состоянии и использовании лесных ресурсов РФ, 2006. 217 с.

Заварзин Г. А., Кудеяров В. Н., 2006. Почва как главный источник углекислоты и резервуар углерода, Вестник Российской Академии Наук, т. 76, № 1, с. 14–24.

Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Краев Г. Н., 2011. Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия, Лесоведение, № 6, с. 1–15.

Калюжный И. Л., Лавров С. А., 2012. Гидрофизические процессы на водосборе. Экспериментальные исследования и моделирование, С.-Пб.: Нестор-история. 615 с.

Книжников А., Пусенкова Н., 2009. Проблемы и перспективы использования попутного газа в России. М., 28 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. т. 1. Изменения климата. 2008. М., Росгидромет, 227 с.

Пятое Национальное сообщение Российской Федерации, 2010. М.: Изд-во “ИРИС ГРУПП”, 137 с.

Решетников А. И., Зинченко А. В., Парамонова Н. Н. и др., 2011. Мониторинг парниковых газов на территории России, Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 564, с. 223–240.

Решетников А. И., Ивахов В. М., 2012. Результаты непрерывных наблюдений за концентрацией метана на станции Тикси (сравнение с данными наблюдений на шельфе моря Лаптевых), Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 566, с. 257–269.

Решетников А. И., Макштас А. П., 2013. Арктическая Гидрометеорологическая обсерватория “Тикси”, Труды Главной Геофизической Обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 567, с. 267–283.

Третье Национальное сообщение Российской Федерации, 2002. Москва, 91 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:38 PM Page 36

Филипчук А. И., Моисеев Б. Н., 2004. Вклад лесов России в углеродный баланс планеты. http://www.carbonfund.ru.

Andres R. J., Boden T., Conway T. et al., 2013. The global carbon budget 1959–2011, Earth Syst. Sci. Data, 5, pp. 165–185.

Atmospheric CFC-11, CFC-12, CFC-113, CCl4 and SF_6, 2011. ftp://ftp.cmdl.noaa.gov/hats/.

Bond T. C., Doherty S. J., Fahey D. W. et al., 2013. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment, Journal of Geophysical Research, vol. 118, issue 1, pp. 5380–5552. doi: 10.1002/jgrd.50171.

Dlugokencky E. J., Bruhwiler L., White J. W. C. et al., 2009. Observational constraints on recent increases in the atmospheric CH4 burden, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L18803.

GCP (Global Carbon Project), 2011. http://www.globalcarbonproject.org/.

GCP (Global Carbon Project), 2012. http://www.globalcarbonproject.org/.

Global Forest Resources Assessment, 2010. FAO Forestry Paper, 163, Rome, 66 p.

Hansen J., Nazarenko L., 2004. Soot climate forcing via snow and ice albedos, Proc. Natl. Acad. Sci., vol. 101, pp. 423–428. doi:10.1073/pnas.2237157100.

HYSPLIT – Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model, www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html.

IEA, 2012a. Key world energy statistics, 86 p.

IEA, 2012б. World energy outlook, 690 p.

IEA, 2013. Key world energy statistics, 82 p.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Olivier Jos G. Jr, Greet Janssens-Maenhout, Jeroen A. H. W. Peters, 2012. Trends in global CO_2 emissions 2012 Report, Background studies. 49 p.

Panov A. V, Chi X., Winderlich J. et al., 2012. Impact of wildfire emission on trace gas and aerosol concentration measured at the Zotino Tall Tower Observatory (ZOTTO) in Central Siberia, Geophysical Research Abstracts, vol. 14, EGU2012-733-1.

Park S., Croteau P., Boering K. A. et al., 2012. Trends and seasonal cycles in the isotopic composition of nitrous oxide since 1940, Nature Geoscience, vol. 5, pp. 261–265.

Ramanathan V., Carmichael G., 2008. Global and regional climate changes due to black carbon, Nature Geoscience 1, pp. 221–222.

Ramanathan V., Chung C., Kim D., Bettge T., Buja L., Kiehl J. T., Washington W. M., Fu Q., Sikka D. R., Wild M., 2005. Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol. 102, no. 15, pp. 5326–5333, doi: 10.1073/pnas.0500656102.

Ramanathan V., Yangyang Xu, 2010. The Copenhagen Accord for limiting global warming: Criteria, constraints, and available avenues. PNAS May 4, vol. 107, no. 18, pp. 8055–8062.

Sasakawa M., Shimoyama K., Machida T. et al., 2010. Continuous measurements of methane from a tower network over Siberia, Tellus, vol. 628, pp. 403–416.

Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A. et al., 2010. Extensive Methane Venting to the Atmosphere from Sediments of the East Siberian Arctic Shelf, Science 5, vol. 327, no. 5970, pp. 1246–1250. DOI: 10.1126/science.1182221.

Status of WMO/GAW Global Atmospheric CO_2 & CH_4 Monitoring Network in 2011, 2011. GCOS SC-XIX. Doc.7.2a (01. IX.2011).

Syakila A., Kroeze C., Slomp C. P., 2010. Neglecting sinks for N_2O at the earth's surface: does it matter? Journal of Integrative Environmental Sciences, vol. 7, pp. 79–87.

Trend in Atmospheric Carbon dioxide, 2013. Earth System Research Laboratory. Global monitoring division. August 2013, 3 p.

15th WMO/IAEA Meeting of experts on carbon dioxide, other greenhouse gases and related tracers measurements techniques, 2011. Jena, Germany, 7–10 September 2009. WMO TD. no. 1553, 330 p.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 37

ГЛАВА 1.2. ТЕМПЕРАТУРА ПРИЗЕМНОГО ВОЗДУХА

Э. Я. Ранькова

Г. В. Груза, Э. В. Рочева, О. Ф. Самохина

1.2.1. Введение

В главе приводится информация о текущем состоянии климата России и ее регионов (в части характеристик температурного режима у поверхности земли) и тенденциях современных изменений климата с акцентом на последних десятилетиях. Определения основных понятий: климат, климатические переменные, изменчивость и изменения климата введены в первом выпуске Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008) и здесь не дублируются. Фактографические данные продлены до 2012 г. включительно. Сопоставление текущих оценок с оценками в (ОД_РФ-1, 2008) выполнено в соответствующих разделах главы.

Все оценки базируются на данных инструментальных метеорологических наблюдений на станциях государственной наблюдательной сети Росгидромета. Исторические данные, прошедшие процедуру контроля и верификации, регулярно согласовываются с верифицированными данными ВНИИГМИ-МЦД. Данные текущих наблюдений включаются в базу данных мониторинга климата ИГКЭ в квазиреальном времени, после надлежащей обработки и контроля в процессе оперативного мониторинга климата. Анализируются как ежемесячные данные, так и осредненные по календарным сезонам и за год в целом, а также региональные обобщения для всей территории Российской Федерации, ее крупных физико-географических регионов и федеральных округов. Для характеристики климатических изменений приводятся поля точечных оценок трендов и временные ряды (с оценками трендов) средних годовых и сезонных аномалий исследуемых региональных переменных. Изменение температуры, осредненной по территории России, рассматривается наряду с изменением глобально осредненной температуры (по данным http://www.cru.uea.ac.uk). В дополнение к анализу линейных трендов в изменении температурного режима России за 1976–2012 гг., рассматривается изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг.

По существу, материалы этой части ОД_РФ-2 являются обобщением оценок, представленных в выпускаемых ИГКЭ бюллетенях мониторинга климата (ежесезонно размещаются на сайте www.climatechange.su) и в публикуемых Ежегодных докладах Росгидромета (Росгидромет, 2013). В заключительной части главы обсуждаются актуальные проблемы в области исследования климатических изменений приземной температуры по данным инструментальных наблюдений, а именно: концепция динамических климатических норм и роль 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата.

Дополнительное замечание относится к терминологии, касающейся основного объекта исследования – температуры у поверхности Земли. В зависимости от поверхности (суша или океан), рассматривается либо температура приземного воздуха (температура воздуха на высоте 2 м, т. е. на высоте метеорологической будки), либо температура поверхностного слоя воды (0–10 м). В глобальных рассмотрениях аномалии этих двух величин совмещаются в рамках одного глобального поля. Полученная в результате глобальная климатическая переменная получила название “температура у поверхности” или “приповерхностная температура”.

1.2.2. Изменения глобальной приповерхностной температуры

Одним из основных индикаторов глобальных изменений климата является глобальная, т. е. осредненная по всему земному шару, приповерхностная температура.

В настоящее время общепризнанными считаются три набора глобальных данных инструментальных наблюдений о температуре у поверхности земли:

– данные Университета Восточной Англии и Хэдли-центра Великобритании (Jones et al., 1999; Jones et al., 2001; Brohan et al., 2006; Jones et al., 2012; Folland, Parker, 1995; Morice et al., 2012; http://www.cru.uea.ac.uk);

– данные Национального климатического центра США (Peterson, Easterling, 1994;

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 38

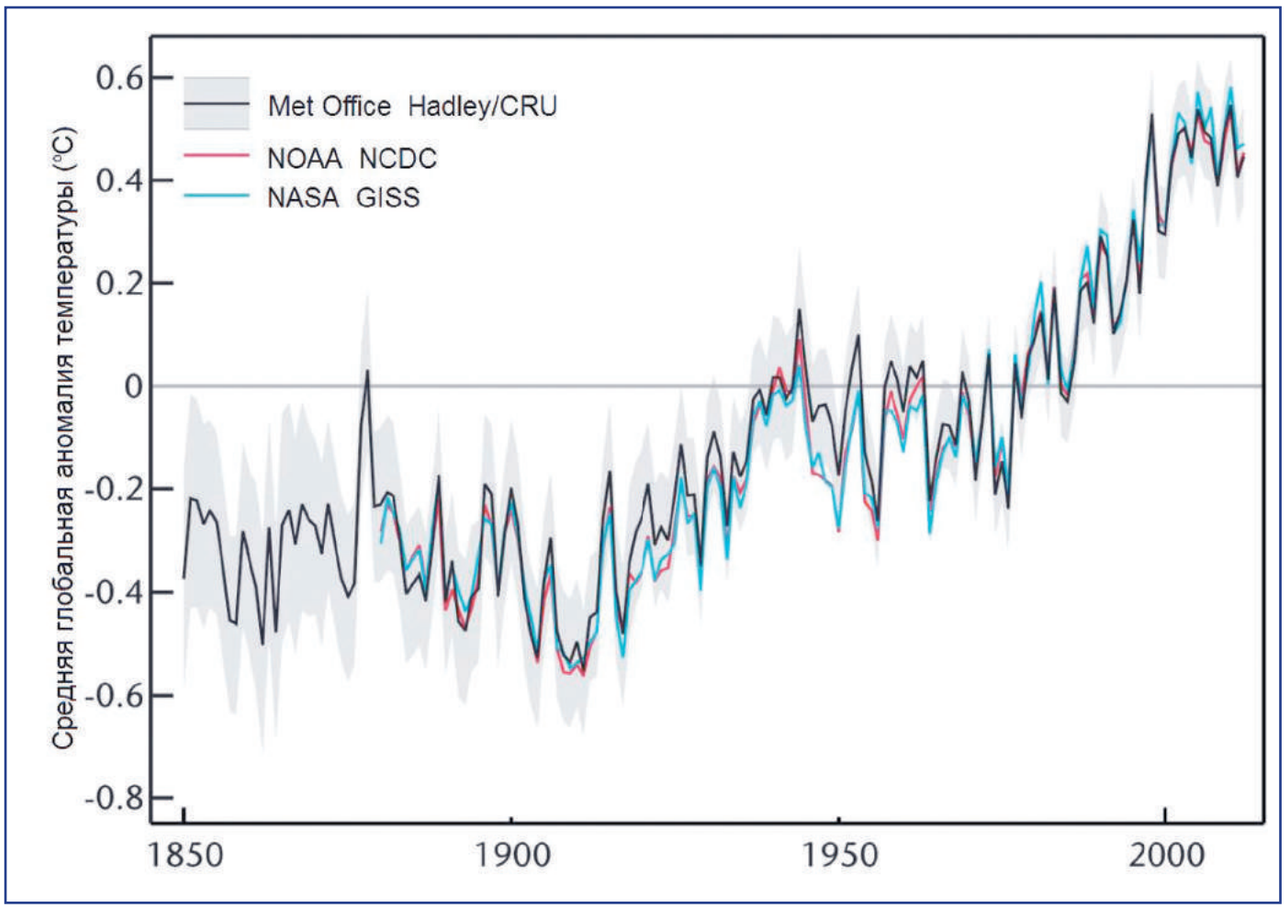


Рис. 1.2.1. Сравнение 12-месячных скользящих средних аномалий глобальной температуры у поверхности земли, рассчитанных по данным трех независимых массивов наблюдений за 1850-2012 гг. (Met Office, 2013a, рис. 4). *Аномалии рассчитаны как отклонения от средней за 1961–1990 гг. Серая полоса соответствует оценке 95%-го доверительного интервала для данных HadCRUT4 (ожидаемая вероятность осуществления истинного значения глобальной средней аномалии вне этого интервала составляет 5%).*

Easterling, Peterson, 1995; Smith, Reynolds, 2005; http://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm); и

– данные Института космических исследований США (Hansen et al., 2001; Hansen et al., 2010; http://data.giss.nasa.gov/gistemp).

На рис. 1.2.1 приведен ход приповерхностной температуры земного шара за период инструментальных наблюдений, рассчитанный по данным этих трех массивов. Данные Великобритании начинаются с 1850 года, данные США – с 1880 года. Кончаются все ряды 2012 годом.

Первый архив глобальных полей сеточных данных (в 5-градусных “боксах”) за период инструментальных наблюдений был создан в отделе климатических исследований Университета Восточной Англии для аномалий температуры приземного воздуха над сушей (Jones, 1994). Позже совместно с Hadley-центром был создан массив, совмещающий данные об аномалиях температуры приземного воздуха над сушей с аномалиями температуры поверхности океанов. В первых оценочных докладах МГЭИК эти массивы квалифицировались как наиболее соответствующие (по однородности и качеству наблюдений) требованиям к данным для климатических исследований.

В настоящее время данные этого архива поддерживаются совместно отделом климатических исследований Университета Восточной Англии и Hadley-центром (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/). Это массивы сеточных данных об аномалиях приземной температуры глобального охвата CRUTEM и HadCRUT. Первый содержит только данные о температуре воздуха на высоте 2 м на континентах (surface air temperature), а второй

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 39

объединяет эти данные с данными о температуре поверхностного слоя воды на акваториях океанов и морей (sea surface temperature). Объединенные данные HadCRUT получили название “surface temperature” (ниже – приповерхностная температура). Оба массива сеточных данных пополняются и уточняются в квазиреальном времени и доступны на интернет-сайте CRU http://www.cru.uea.ac.uk/cru. Здесь же доступны данные станционных наблюдений, которые были использованы при подготовке сеточных массивов.

Последняя обновленная версия этих массивов (CRUTEM4, HadCRUT4) стала доступна на этом сайте в 2012 году (с данными по 2010 г.) и продлена по 2012 г. в начале 2013 года. В сравнении с предыдущей версией (CRUTEM3, HadCRUT3), в них значительно улучшена освещенность данными в Арктике за счет включения дополнительных станций России и Канады, а также в экваториальном поясе – за счет станций Австралии. Кроме того, используется новая, заново откорректированная версия данных о температуре поверхности океанов HadSST3, в которой исключены инструментальные неоднородности измерений в период второй мировой войны и в конце периода (с конца 1990-х). Методика обработки данных в процессе создания этих массивов, анализ источников неоднородности и методика построения глобально осредненных временных рядов и соответствующих доверительных интервалов подробно описаны в работах (Jones et al., 2012; Morice et al., 2012; Kennedy et al., 2011; Rayner et al., 2006; Menne, Williams, 2009).

Данные американских центров также систематически пополняются и корректируются на основе станционных наблюдений GHCN (Peterson, Vose, 1997; Lawrimore et al., 2011). Можно считать, что источник данных во всех трех массивах один и тот же, но методика их обработки разная и выполняется разными коллективами ученых. В определенной мере массивы можно считать независимыми, а сравнение получаемых по ним результатов – важной и необходимой составляющей эмпирических исследований и выводов о современных тенденциях в изменении климата у поверхности земли по данным наблюдений. Полезно также иметь в виду активную международную деятельность по гомогенизации данных наблюдений и подготовке массивов с данными улучшенного качества, пригодными для климатических исследований (Thorne et al., 2011).

Возвращаясь к рис. 1.2.1, отметим, что сравнительному анализу рассматриваемых наборов данных посвящено множество исследований (например, Hansen et al., 2010; Jones et al., 2012). В них показано, что расхождения данных практически не влияют на результаты для крупных регионов и на глобальные закономерности и оценки тенденций. При этом расхождения рядов более заметны в XIX – начале XX столетий, когда существенно выше неопределенность оценок и шире доверительные интервалы.

Цикл из трех статей (Met Office, 2013а, б, в) с анализом новых данных Hadley/CRU размещен на сайте http://www.cru.uea.ac.uk/cru/ и в расширенном варианте опубликован в (Blunden, Arndt, 2013). В ходе глобальных температур HadCRUT4, в сравнении с предыдущей версией, заметны определенные изменения, такие как ранговые характеристики наблюдаемых аномалий, числовые значения оценок трендов и др. Однако общий характер ряда и замедление потепления с конца 1990-х сохранились. В результате анализа сопутствующих изменений в других характеристиках климатической системы, авторы (коллектив Met Office) пришли к следующим трем выводам.

* Наблюдаемые изменения ряда климатических переменных не согласуются с выводом о замедлении глобального потепления в течение последних 15 лет (рис. 1.2.2). К ним относятся, в частности: продолжающееся увеличение температуры приземного воздуха над сушей земного шара и особенно в Арктическом регионе; повышение глобального уровня моря; продолжающееся повышение теплосодержания океана (особенно в верхнем 800-метровом слое) и др.

* Причина наблюдаемой “паузы” в повышении приземной температуры может быть связана с перераспределением тепла между верхними и глубокими слоями океана, в котором ключевую роль авторы отводят Тихому океану.

* Современная “пауза” в приземном потеплении не может ощутимо изменить риски существенного потепления Земли к концу столетия.

Тщательный независимый анализ данных HadCRUT4 (в сравнении с HadCRUT3 и масси-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 40

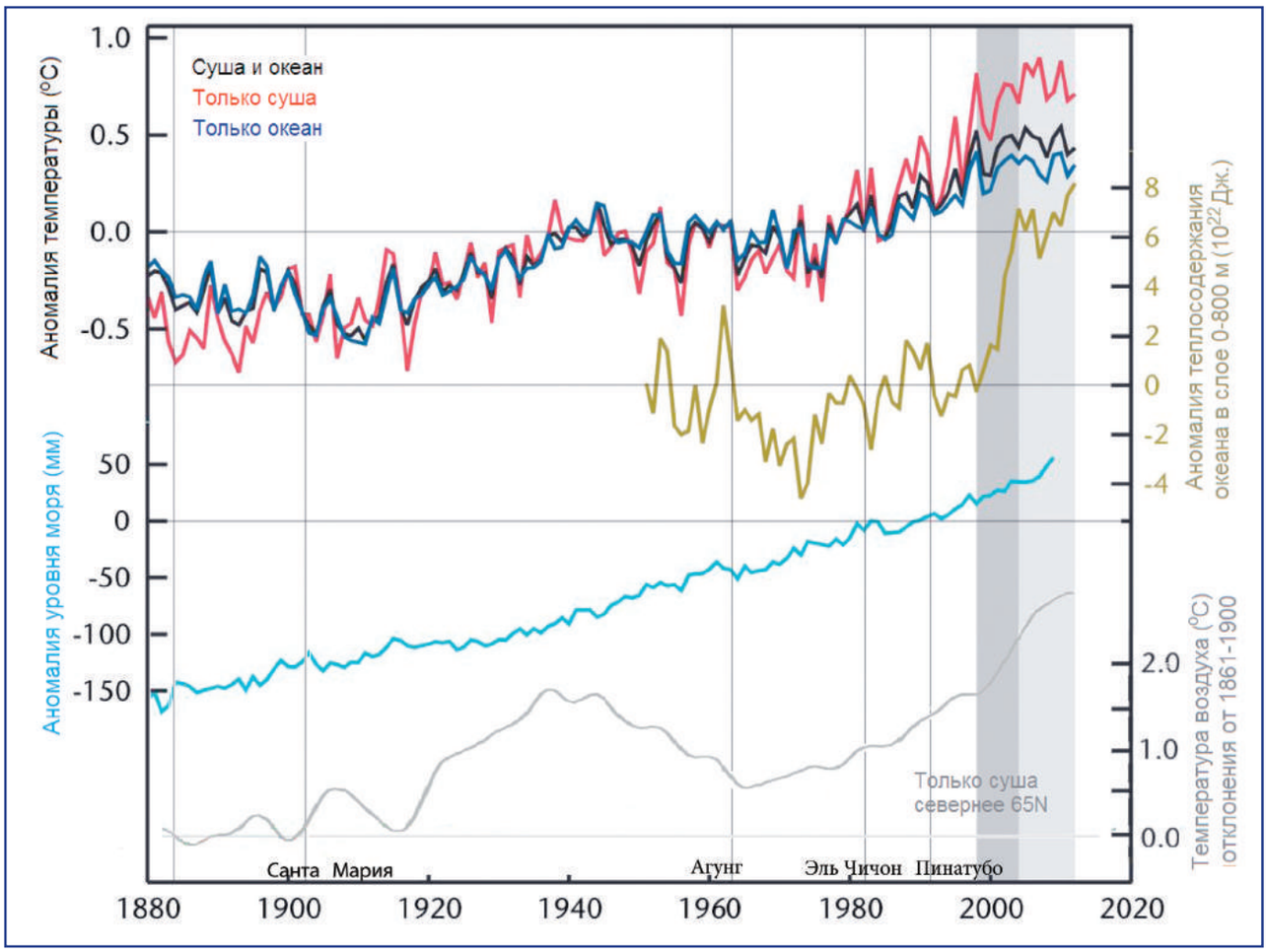


Рис. 1.2.2. Наблюдения современной паузы в приземном потеплении (сверху вниз): глобально осредненные аномалии среднегодовой температуры по данным HadCRUT4, CRUTEM4, HadSST3 (отн. 1961–1990 гг.); аномалия теплосодержания океана в слое 0–800 м (отн. 1951–2006 гг.); глобально осредненный среднегодовой уровень моря; сглаженный ход аномалий температуры приземного воздуха над сушей в поясе 65–90 с.ш. (отн. 1861–1900 гг.). Периоды замедления потепления у поверхности земли показаны серыми полосами. Вертикальные линии указывают годы главных извержений вулканов (Met Office, 2013: а – рис. 4 ;б – рис. 1).

вами других центров) выполнен в (Kevin, 2012). С. Кевин сосредоточил внимание на 1998 г., который, как точка последнего максимума на кривой глобальной температуры, во многом определил появление последующих нисходящих тенденций. Главный вывод автора: “переломный” характер 1998 года был артефактом, следствием, по меньшей мере, двух источников неоднородности во временных рядах глобальной температуры. Во-первых, плохая освещенность полярных широт (северных и южных) данными наблюдений в массиве HadCRUT3 и, во-вторых, использование с 1998 года в HadSST2 оперативных данных NCEP/NCAR вместо верифицированных данных ICOADS. Оба эти фактора, по заключению С. Кевина, в новой версии данных Hadley/CRU учтены, и данные хорошо согласуются с данными других ведущих центров (рис. 1.2.1). Таким образом, новая версия данных Hadley/CRU (массивы CRUTEM4, HadSST3, HadCRUT4) может рассматриваться как один из наиболее продвинутых и полных источников глобальных данных инструментальных наблюдений за температурой у поверхности земного шара. Однако, заключительные выводы о современных изменениях климата целесообразно базировать на согласующихся оценках нескольких независимых источников.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 41

На рис. 1.2.3 приведен ход среднегодовой глобально осредненной аномалии приповерхностной температуры по данным HadCRUT4 за 1850–2012 гг. (по состоянию на 09.02.2013 г.). Здесь же приведен ход среднегодовой аномалии температуры приземного воздуха над сушей Северного полушария по данным CRUTEM4. Аналогичные сглаженные кривые для предыдущей версии данных показаны красными линиями.

Можно видеть, что в ходе глобальной температуры в новой версии данных сгладился минимум 1940–1970-х и несколько повысились значения в начале ряда, в 1910–1930 и в 2000-х годах. В ходе температуры воздуха над континентами Северного полушария различия между двумя последними версиями данных заметны лишь на “хвостах” ряда: примерно до 1886 г. температура была завышена, а с конца 1990-х – занижена.

В соответствии с этими данными, для Земного шара самым теплым оказался 2010 год, за ним 2005 и 1998. Соответствующие им аномалии равны +0.540, +0.536, +0.523°C (различия в пределах точности расчета). Для суши Северного полушария самыми теплыми были 2007, 2010 и 2005 гг., с аномалиями +1.15, +1.08 и +1.02°C. Следует отметить, что из 12 максимальных значений гло-

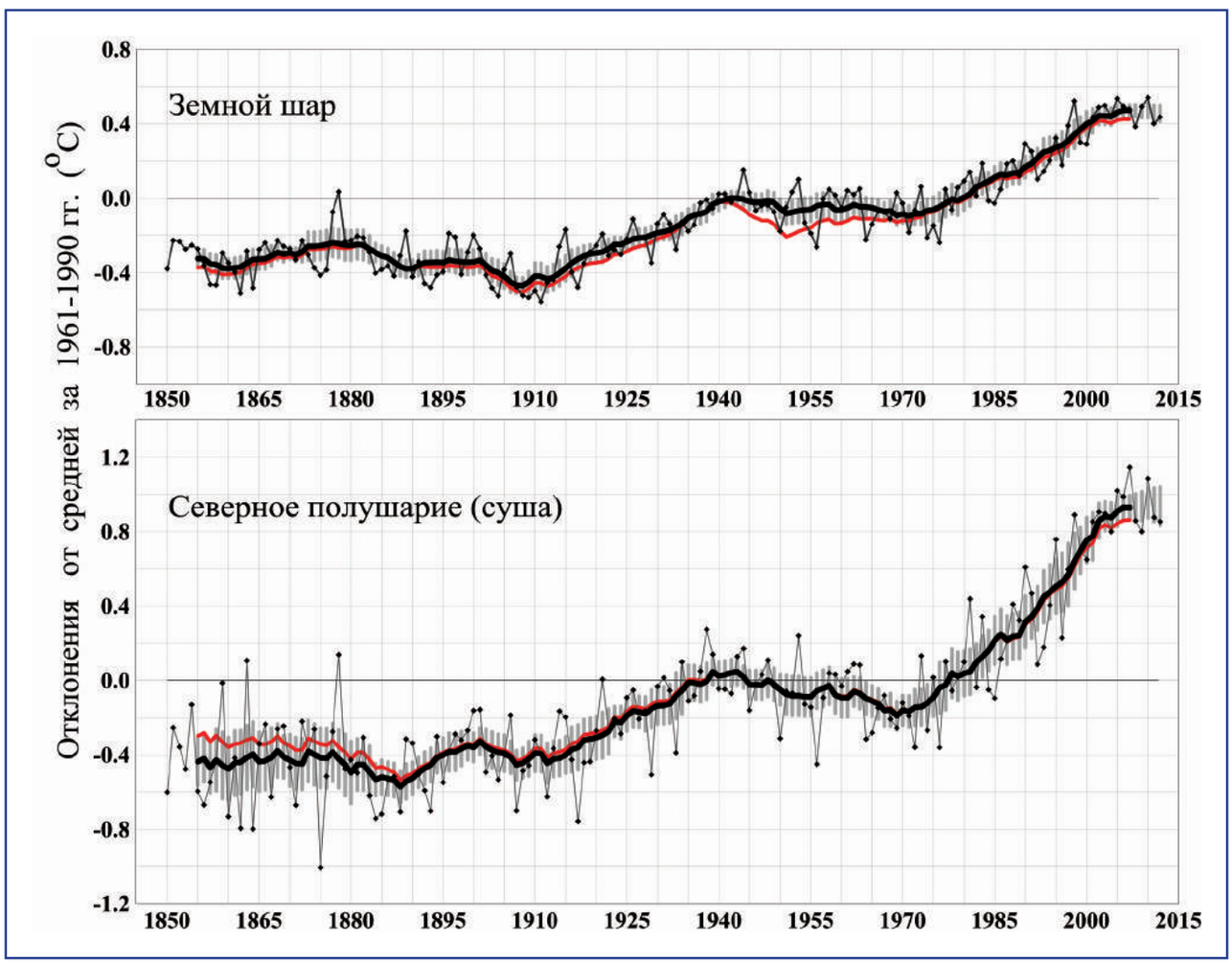


Рис. 1.2.3. Изменения среднегодовой приповерхностной температуры, осредненной по территории земного шара (данные HadCRUT4) и Северного полушария (суша, данные CRUTEM4) в отклонениях от средних за 1961-1990 гг. Жирные кривые показывают ход 11-летних скользящих средних. Вертикальными отрезками показан 95%-й доверительный интервал для 11-летних средних (ошибки пространственного осреднения и нарушений однородности не учитывались). Красными линиями показан ход 11-летних средних по данным HadCRUT3 и CRUTEM3, соответственно.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 42

бальной среднегодовой температуры лишь одно относится к прошлому столетию (за 1998 год), остальные 11 – все из 2000-х. Этот факт виден и на рис. 1.2.3 (как для земного шара, так и для суши Северного полушария).

В ходе глобальных температур, как и в предыдущей версии данных, выделяются три периода: потепление 1910–1945 гг., слабое похолодание 1946–1975 гг. (после корректировки данных стало еще более слабым) и наиболее интенсивное потепление после 1976 года. На сегодняшний день, в результате многочисленных экспериментов с совместными моделями МОЦАО (Taylor et al., 2012), ясно, что потепление в последние 30–40 лет, в значительной степени обусловлено увеличением концентрации парниковых газов. Также выяснилось, что модели не воспроизводят ни потепление 1910–1945 гг., ни похолодание 1946–1975 гг.

Наблюдаемое в настоящее время изменение глобальной температуры по данным двух последних версий архива Hadley/CRU характеризуется оценками линейных трендов в табл. 1.2.1. Расхождения между ними небольшие: до 0.007°C/10лет для длинных периодов и до 0.03°C/10 лет для 30–40-летних периодов. Температура воздуха над сушей северного полушария определенно более чувствительна к глобальному потеплению, чем температура поверхности океана (судя по суммарным оценкам). В целом, оценки указывают на продолжающееся глобальное потепление. При этом начало XXI века остается самым теплым 12-летием за период инструментальных наблюдений, но внутри него монотонного потепления не наблюдается. Это вызвало активную дискуссию научного сообщества. Появились многочисленные заявления о прекращении глобального потепления и даже о начале глобального похолодания.

В частности, в 2012 г. большая дискуссия развернулась на сайте газеты Mail Online после статьи (Rose, 2012). В центре этой дискуссии – противоположная интерпретация наблюдаемого факта учеными-климатологами Ф. Джоунз (Met Office, Университет Восточной Англии) и Дж. Карри (Технический университет Джорджии, США). Проф. Дж. Карри считает, что климатические модели при всей их сложности пока несовершенны и что в течение последних двух десятилетий естественная изменчивость (влияние таких факторов, как долгопериодные циклы температуры в океанах и солнечная радиация), доминирует над эффектом тепличного потепления. Проф. Фил Джоунз, однако, считает, что 15-летнего периода недостаточно для подобных утверждений и что нынешнее десятилетие, по его мнению, попрежнему будет самым теплым за период инструментальных наблюдений.

Позиция ведущих специалистов NASA (GISS, Институт космических исследований США) сформулирована в работе (Hansen et al., 2012): "…продолжающийся планетарный дисбаланс энергии и быстрое увеличение эмиссии CO_2 указывают, что глобальное потепление будет продолжаться на масштабах 10-летий. Кроме того, в соответствии с нашим пониманием роли естественной изменчивости в изменении температуры прошлого 10-летия, глобальная температура должна значительно повыситься за следующие несколько лет, так как тропики неизбежно приближаются к следующей фазе Эль-Ниньо".

Еще более определенная формулировка дана в ежегодном заявлении ВМО о состоянии климата в 2012 г.: "Естественная изменчивость климата, обусловленная такими явлениями, как Эль-Ниньо и Ла-Нинья, оказывает влияние на величину температуры и атмосферных осадков (от сезонных до годовых). Однако они не изменяют основную долгосрочную тенденцию повышения температур вследствие антропогенного изменения климата" (пресс-релиз ВМО № 966 от 28 ноября 2012 г.).

На текущий момент исследование глобального потепления, его причин, современного состояния и перспектив продолжаются. Продолжаются и дискуссии – главным образом, вокруг двух вопросов: "причины глобального потепления" и "наблюдаемая пауза в глобальном потеплении". На первый вопрос – о причинах современного потепления – однозначный ответ был сформулирован в (IPCC, 2007) на основе экспериментов с климатическими моделями: причина – в увеличении концентрации парниковых газов. На сегодняшний день, ссылаясь на (Cook et al., 2013), можно считать, что консенсус в научном мире по этому вопросу практически достигнут – абсолютное большинство специалистов (более 98%) не сомневаются в его антропогенном происхождении. По второму вопросу – наблюдаемая в последние годы

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 43

Таблица 1.2.1. Коэффициенты линейного тренда среднегодовой температуры, осредненной по территории земного шара (ЗШ), северного (СП) и южного (ЮП) полушарий

Период	HadCRUT (суша+океаны)			CRUTEM (суша)
	ЗШ	СП	ЮП	СП
	Hadley/CRU-4 (HadCRUT4, CRUTEM4)			
1901-2012	0.075	0.079	0.071	0.105
1976-2012	0.166	0.229	0.103	0.328
	Hadley/CRU-3 (HadCRUT3, CRUTEM3)			
1901-2012	0.076	0.077	0.074	0.098
1976-2012	0.155	0.205	0.104	0.304

Примечание. Расчет выполнен по данным Великобритании, Hadley Center & CRU, версий 4 и 3. Коэффициенты тренда выражены в °С/10 лет. Все оценки статистически значимы на уровне $\alpha = 0.01\%$ (вклад в дисперсию от 60 до 90 %).

“пауза” в глобальном потеплении, ее причины и перспективы – такой определенности пока нет. Представляется, что наиболее четко и подробно эта проблема обозначена в (Met Office, 2013b), где представлены возможные физические причины и сформулированы вопросы, требующие исследования для решения данной проблемы. Однако один, на наш взгляд важный, результат в этой работе уже получен.

На основе контрольного прогона модели HadCM3 (Met Office) на несколько тысяч (более 6) лет были построены распределения вероятности 10-, 15-, 20- и 30-летних трендов глобально осредненной температуры в двух вариантах: без долгопериодного тренда и с трендом 0.2°С/10 лет (аналог тренда в конце 20-го столетия). Задача заключалась в сравнении полученных в этих группах распределений в точках реальных (по наблюдениям) МНК-оценок трендов за последние 10–15–20–30 лет. В результате сравнения сделаны выводы:

– различие может быть надежно установлено только для 30-летних и более длительных трендов;

– 10-летние паузы возникают, по крайней мере, дважды за столетие только вследствие внутренних флюктуаций;

– маловероятно возникновение пауз длительностью 20 и более лет без каких-либо изменений внешних “форсингов” (за счет только естественной, внутренней изменчивости).

Понятно, что данный результат следует рассматривать как предварительный. Его нужно повторить с использованием нескольких разных моделей и для разных оценок наблюдаемых трендов. Однако уже сейчас ясно, что говорить о прекращении потепления как об установленном факте пока преждевременно. Нужны специальные исследования и более детальные и длительные данные наблюдений.

1.2.3. Климатические изменения температуры на территории России

Для исследования климатических изменений температуры на территории России в настоящей работе использованы доступные данные инструментальных наблюдений на национальной сети метеорологических станций, охватывающие достаточно длительный период времени (с конца 1880-х гг.). Приведенные ниже оценки получены по данным 455 станций, расположенных на территории России и сопредельных государств (из них российских станций – 310). Эти данные используются в оперативно действующей технологии мониторинга приземного климата России (ФГБУ ИГКЭ Росгидромета и РАН). Данные накоплены за период с 1886 года и поддерживаются в базе данных ИГКЭ (см. http://climatechange.su). Массив был создан в середине 1980-х; в состав станций были включены практически все функционирующие на тот момент станции (передающие телеграммы КЛИМАТ по сети глобальной телесвязи) с началом наблюдений не позже 1951 года. Верификация и контроль данных (включая статистический контроль с использованием связности наблюдений во времени и пространстве и визуальный анализ выбросов) выполнялись на всех эта-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 44

Таблица 1.2.2. Сравнительные оценки линейного тренда средней годовой и сезонной температуры приземного воздуха в среднем по территории России за 1976–2006 и 1976–2012 гг.

Российская Федерация	**1976–2006**			**1976–2012**		
	b	***D***	α_0	***b***	***D***	α_0
Год	0.43	28%	0.2%	0.43	36%	0.0%
Зима	0.35	4%	28.1%	0.18	2%	40.4%
Весна	0.52	19%	1.4%	0.56	30%	0.0%
Лето	0.41	47%	0.0%	0.44	59%	0.0%
Осень	0.43	12%	5.6%	0.54	27%	0.1%

Усл. обозначения: b – коэффициент линейного тренда (°С/10 лет), *D* – вклад тренда в дисперсию (%), α_0 – критический уровень значимости.

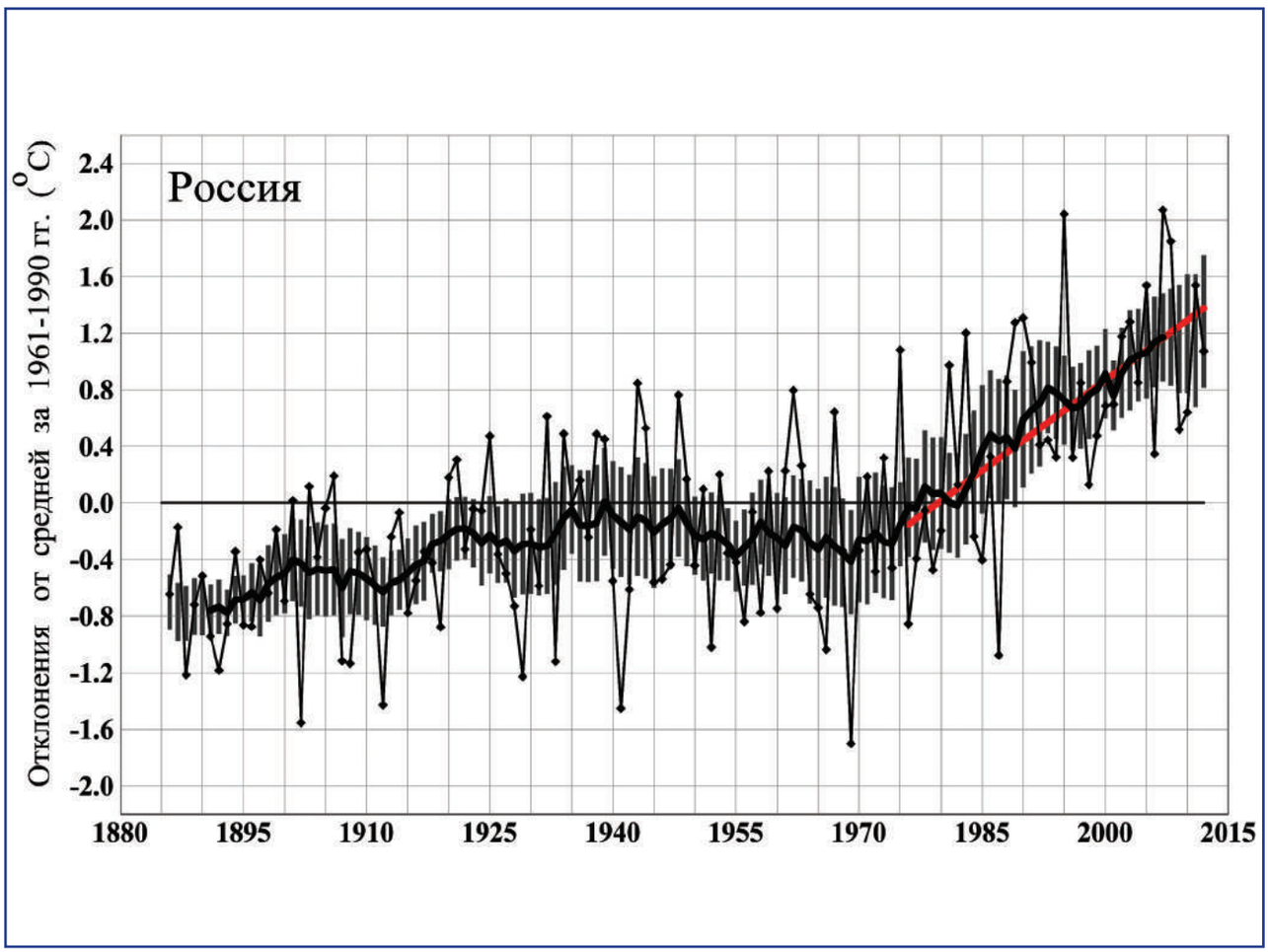


Рис. 1.2.4. Изменения аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха, осредненных по территории России, в течение 1886–2012 гг.

Аномалии рассчитаны как отклонения от средних за 1961–1990 гг. Жирная кривая показывает сглаженный ход температуры (11-летние скользящие средние). Вертикальными отрезками показан 95%-й доверительный интервал для 11-летних средних (без учета ошибок пространственного осреднения и нарушений однородности). Показан линейный тренд за 1976–2012 гг.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 45

пах комплектации массива и его пополнения данными текущих наблюдений.

Дополнительно отметим, что к 1936 г. количество действующих станций (из 455) составило 338. В период 1951–1990 функционировали все 455 станций, но в 1990-х гг. часть российских станций была закрыта, а данные станций сопредельных государств (бывшие республики СССР) стали менее доступны. Непрерывные наблюдения в течение всего столетия сохранились лишь на 156 станциях бывшего СССР, из которых большая часть расположена на Европейской территории страны.

1.2.3.1. Температура воздуха, осредненная по территории России

На рис. 1.2.4 приведен временной ряд среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха, осредненных по территории России, а на рис. 1.2.5 – аналогичные ряды для сезонных аномалий. Здесь, как и в глобальных временных рядах (рис. 1.2.3), период после 1976 года выделяется как период наиболее интенсивного потепления. Самым теплым за этот период для территории России оказался 2007 год, когда среднегодовая температура превысила климатическую норму 1961–1990 гг. на +2.10°С – значение, максимальное за период с 1886 года. Предыдущие максимумы зафиксированы в 1995 и 2008 гг., когда превышения нормы составили +2.07°С и +1.85°С, соответственно. Из сезонных временных рядов (рис. 1.2.5) выделяется кривая для летнего сезона, на которой три последних года, вместе с 1998, вошли в первую четверку самых теплых лет: 2010, 2012, 1998 и 2011 гг. (аномалии, соответственно, равны +1.77, +1.61, +1.45 и +1.38°С). Оценки трендов для осредненных по территории России аномалий температуры, среднегодовых и сезонных, приведены в табл. 1.2.2 для двух периодов: 1976–2006 гг. и 1976–2012 гг.

Можно видеть, что в оба периода, в среднем за год и во все сезоны, линейный тренд положителен, то есть формально можно говорить о продолжающемся в течение последних 6 лет потеплении климата России (с 1976 года). Среднегодовая скорость потепления одинакова для обоих периодов (+0.43°С/10 лет), хотя внутригодовая структура потепления изменилась. Поскольку длина периодов оценивания разная, сравнение интенсивности трендов лучше основывать на оценках их статистической значимости α_0, также приведенных в таблице (напомним, что α_0 – вероятность ошибки первого рода, т. е. вероятность ложного отклонения нулевой гипотезы). Оценку α_0 будем называть критическим уровнем значимости, поскольку это минимальный уровень значимости, на котором нулевая гипотеза может быть отвергнута.

Из табл. 1.2.2 следует, что тренд зимних температур незначим в оба периода даже на 20%-м уровне значимости (и за последние 6 лет стал еще слабее), а остальные оценки с высокой степенью уверенности указывают на продолжение потепления. Гипотезу об отсутствии трендов в изменении температуры этих сезонов и года в целом в течение 1976–2012 гг. можно отклонить на уровне значимости, по крайней мере, 0.1%.

1.2.3.2. Температура воздуха в регионах России

Представленные выше оценки характеризуют современные тенденции в изменении температурного режима России лишь в среднем по всей территории. Для анализа региональных особенностей изменений климата рассмотрим принятые в технологии мониторинга климата физико-географические регионы (как и в ОД_РФ-1, 2008) и Федеральные округа РФ (рис. 1.2.6). Границы регионов выбраны с учетом естественных (природных) границ, административного деления и принятых схем географического районирования (“физико-географические страны”).

Временные ряды регионально осредненных аномалий среднегодовой температуры за 1936–2012 гг. (с линейным трендом за 1976–2012 гг.) приведены на рис. 1.2.7 для физико-географических регионов, а на рис. 1.2.8 – для федеральных округов РФ. Оценки трендов (коэффициенты линейного тренда и критический уровень значимости) приведены для всех сезонов и года в целом в табл. 1.2.3. Для сравнения здесь же приведены аналогичные оценки за 1976–2006 гг. (из ОД_РФ-1, 2008). Прежде всего, следует отметить, что в

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 46

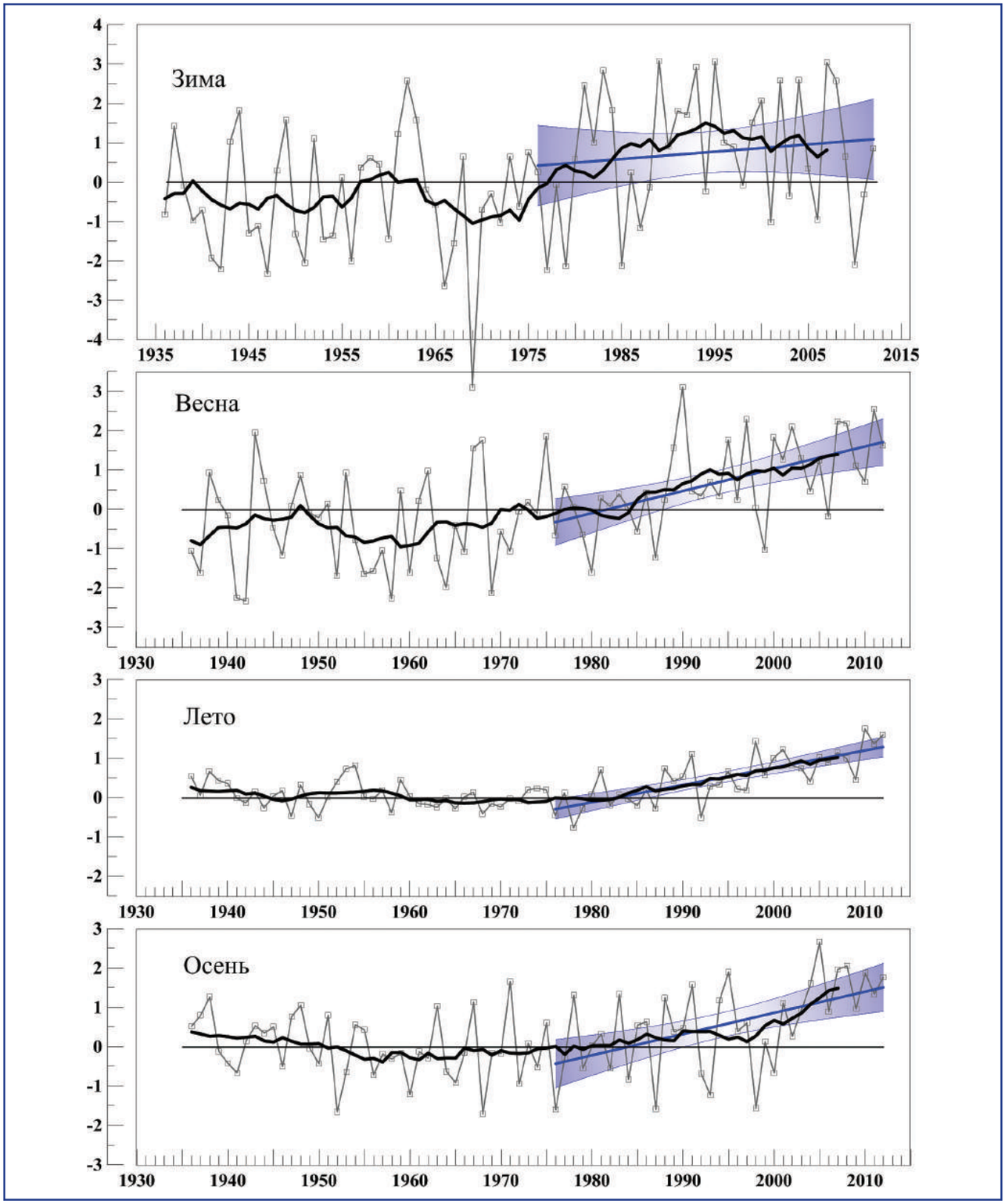


Рис. 1.2.5. Временные ряды сезонных аномалий температуры приземного воздуха, осредненных по территории России за 1936–2012 гг.

Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. Черные жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Показан линейный тренд за 1976–2012 гг. и его 95%-я доверительная область.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:20 PM Page 47

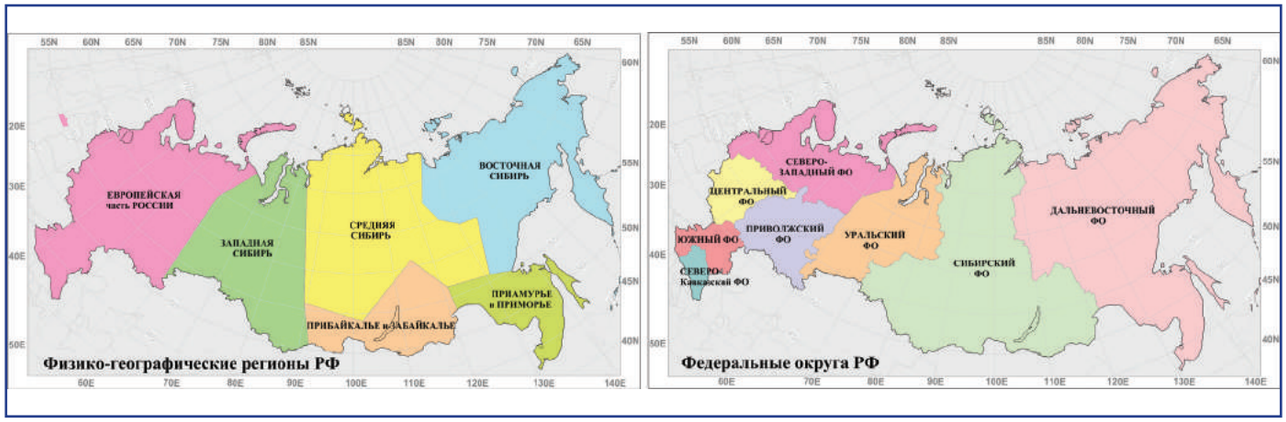


Рис. 1.2.6. Физико-географические регионы и Федеральные округа РФ.

1976–2012 гг. отрицательные значения коэффициентов тренда получены только для температуры зимнего сезона в двух регионах, Западная и Восточная Сибирь, и в Сибирском ФО. Однако все эти оценки статистически незначимы, как и оценки трендов температуры зимнего сезона 1976–2012 гг. для всех остальных рассматриваемых регионов (притом все – положительные). Несколько выделяется регион Приамурье и Приморье, где, судя по оценкам, имеет место тренд потепления +0.44°С/10 лет, который, тем не менее, на 5%-м уровне еще статистически незначим.

Во-вторых, в остальные сезоны и в среднем за год во всех регионах отмечается тенденция к потеплению, которую с высокой степенью уверенности можно считать реальной (нулевая гипотеза отвергается при $\alpha \leq 0.01$, вплоть до 0.001). Не достигли 5%-го уровня значимости положительные тренды в Западной Сибири (летом и осенью), в Средней Сибири и Прибайкалье-Забайкалье (осенью) и в Приамурье-Приморье (весной). Максимальные региональные величины потепления отмечаются в регионе Восточная Сибирь осенью (+0.80°С/10 лет) и весной (+0.74°С/10 лет). Интенсивное потепление летом отмечается в среднем в Южном (+0.78°С/10 лет) и Центральном ФО (+0.75°С/10 лет) и осенью в Приволжском ФО (+0.74°С/10 лет).

Сравнение оценок региональных трендов за два периода 1976–2006 и 1976–2012 гг. показывает, что годовые оценки во всех регионах практически остались на том же уровне. Однако за 6 последних лет тенденция к потеплению климата России во все сезоны, кроме зимы, стала более убедительной (снизился критический уровень значимости), а зимой, напротив, во всех регионах, кроме ЕЧР и Приамурья-Приморья обозначились серьезные основания усомниться в реальности потепления.

1.2.3.3. Тенденции современных изменений температуры воздуха

В целом за год и во все сезоны, кроме зимы, на всей территории РФ (рис. 1.2.9) по-прежнему имеет место потепление (см., например, аналогичное распределение трендов за 1976–2006 гг. в ОД_РФ-1, 2008). Наибольшая скорость увеличения среднегодовой температуры (более 0.7°С/10 лет) наблюдается на Арктическом побережье (от Ямала до Чукотки), с максимумом на п-ве Таймыр во все сезоны, кроме лета. Летом интенсивное потепление отмечается на юго-западе Европейской части России (более +0.8°С/10 лет). Весной и осенью дополнительно выделяется область активного потепления на крайнем северо-востоке страны (до +1.2, +1.4°С/10 лет), а зимой – на северо-западе ЕЧР и на Таймыре (до +0.8°С/10 лет).

На фоне относительно однородной картины потепления выделяются две области: южная территория Западной Сибири и крайний северо-восток России. Первая из них – юг Западной Сибири – выделяется уже при анализе годовых трендов как обширная область наиболее слабого (на территории России) потепления, с минимумом в Алтайском регионе (тренд положительный, близкий к нулю). Однако эта оценка сложилась в результате

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 48

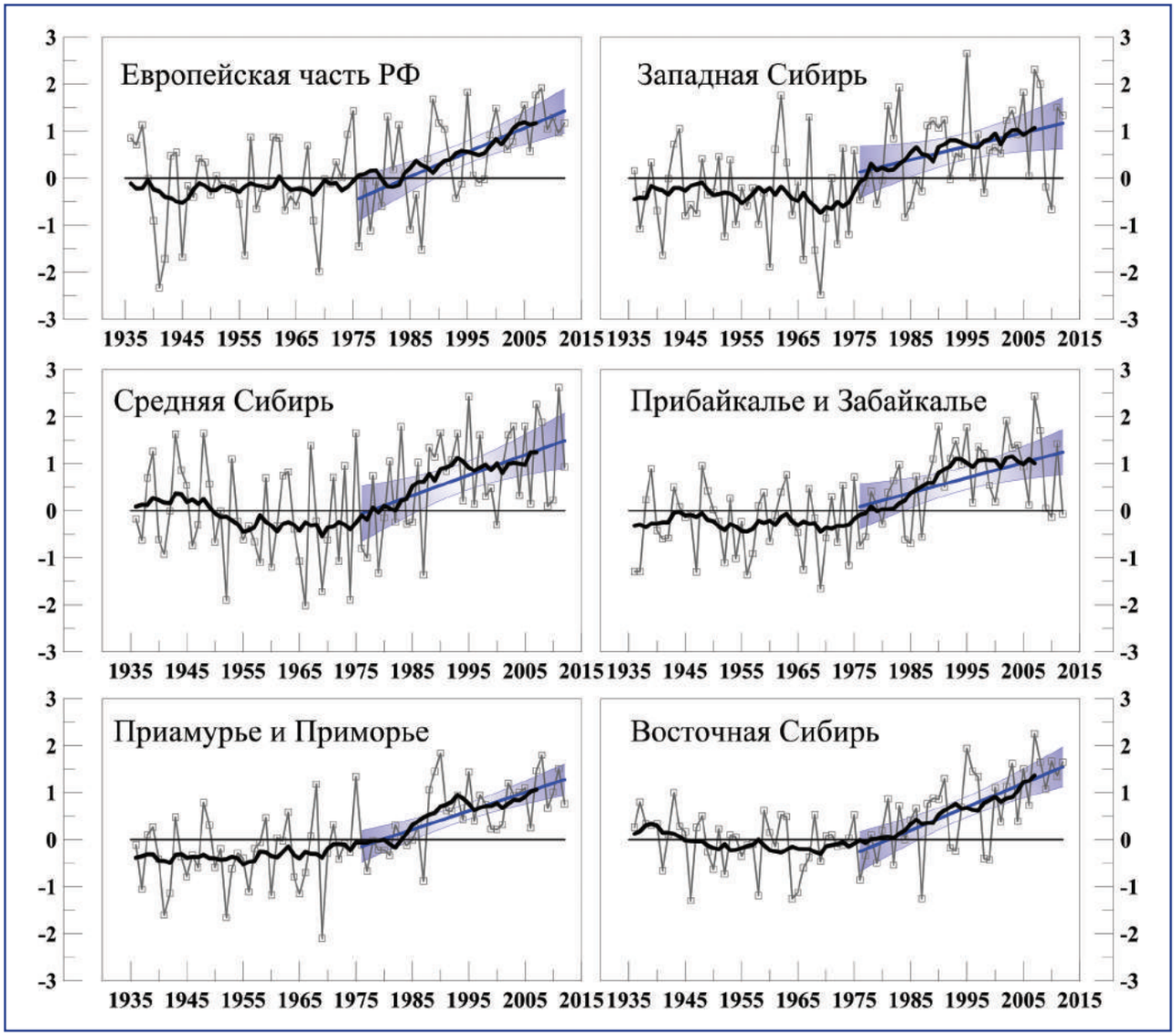


Рис. 1.2.7. Временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха для физико-географических регионов РФ.
Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. Черные жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Показан линейный тренд за 1976–2012 гг. и его 95%-я доверительная область.

суммирования противоположных сезонных тенденций: похолодание зимних сезонов и интенсивное потепление весенних. Полезно напомнить, что в этом районе тренды 1976–2006 гг. показывали тенденцию к понижению осенних температур, которая с добавлением 6 лет сменилась слабым потеплением. Отмеченное выше понижение зимних температур прослеживается в этом районе с 2010 года.

Территория на крайнем северо-востоке России (Чукотка, Магаданская область) находится в области положительных трендов среднегодовой температуры, убывающих примерно от +0.7°C/10 лет на арктическом побережье до +0.3°C/10 лет в Магадане. Потепление здесь имеет место во все сезоны, кроме зимы (весной и осенью весьма значительное – до +1.4°C/10 лет), но зимой уже в течение многих лет сохраняется область существенного похолодания. Однако за последние 6 лет (от 1976–2006 гг. к 1976–2012 гг.) скорость похолодания в центре этой области снизилась примерно с +2.0°C/10 лет до +0.8°C/10 лет.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 49

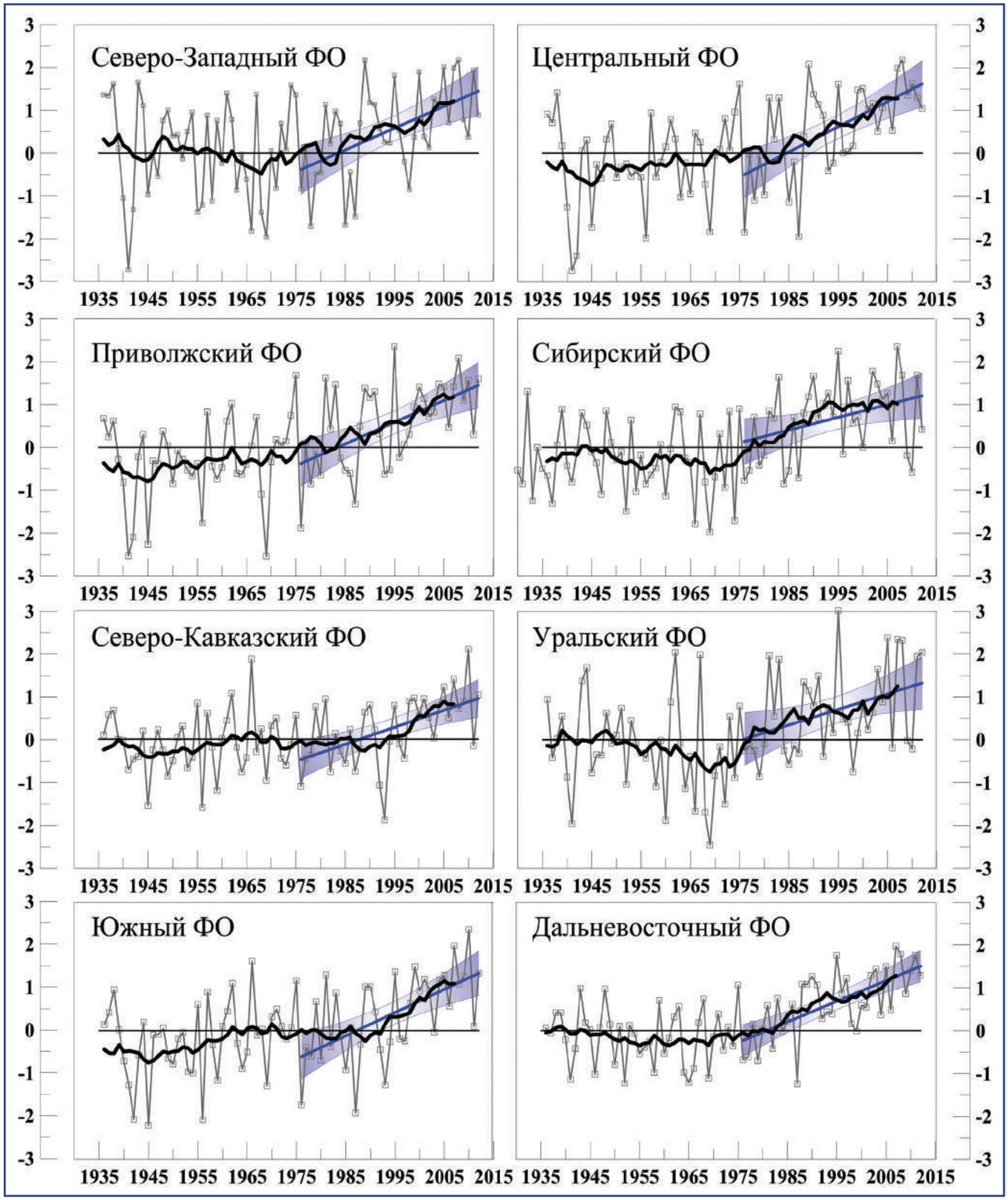


Рис. 1.2.8. Временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха для Федеральных округов РФ.
Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. Черные жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Показан линейный тренд за 1976–2012 гг. и его 95%-й доверительная область.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 50

Таблица 1.2.3. Оценки линейного тренда регионально осредненной температуры приземного воздуха за 1976–2006 и 1976–2012 гг. для физико-географических регионов России и Федеральных округов, в среднем за год и по сезонам: b – коэффициент линейного тренда (°C/10 лет), α_0 – критический уровень значимости

Регион	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	b	α_0	*b*	α_0	*b*	α_0	*b*	α_0	*b*	α_0
Физико-географические регионы России, 1976–2006										
Европейская часть РФ	**0.48**	1	0.68	15	0.28	18	**0.45**	1	0.45	7
Западная Сибирь	**0.32**	5	0.26	59	0.60	6	0.22	23	0.18	59
Средняя Сибирь	**0.46**	2	0.42	45	**0.58**	5	**0.47**	0	0.24	45
Прибайкалье и Забайкалье	**0.46**	0	0.39	35	**0.66**	1	**0.58**	0	0.21	45
Приамурье и Приморье	**0.40**	0	0.52	10	0.32	12	**0.26**	3	**0.56**	0
Восточная Сибирь	**0.42**	1	–0.23	35	**0.73**	1	**0.44**	0	**0.85**	0
Физико-географические регионы России, 1976–2012										
Европейская часть РФ	**0.52**	0	0.43	18	**0.41**	1	**0.59**	0	**0.64**	0
Западная Сибирь	**0.29**	4	–0.09	100	**0.68**	0	0.19	18	0.45	7
Средняя Сибирь	**0.43**	0	0.25	56	**0.66**	0	**0.43**	0	0.39	14
Прибайкалье и Забайкалье	**0.32**	1	0.06	100	**0.53**	1	**0.52**	0	0.26	14
Приамурье и Приморье	**0.39**	0	0.44	6	0.28	9	**0.36**	0	**0.53**	0
Восточная Сибирь	**0.50**	0	–0.04	100	**0.74**	0	**0.46**	0	**0.80**	0
Федеральные округа РФ, 1976–2012										
Северо-Западный ФО	**0.51**	0	0.58	18	**0.41**	4	**0.48**	0	**0.59**	1
Центральный ФО	**0.59**	0	0.53	14	**0.44**	2	**0.75**	0	**0.64**	0
Приволжский ФО	**0.50**	0	0.29	40	**0.46**	3	**0.55**	1	**0.74**	0
Южный ФО	**0.54**	0	0.37	18	0.37	6	**0.78**	0	**0.65**	0
Северо-Кавказский ФО	**0.40**	0	0.27	18	0.25	7	**0.54**	0	**0.53**	1
Уральский ФО	**0.36**	4	0.11	100	**0.64**	1	0.25	14	0.48	9
Сибирский ФО	**0.30**	2	–0.02	100	**0.66**	0	**0.34**	0	0.31	18
Дальневосточный ФО	**0.48**	0	0.20	24	**0.58**	0	**0.46**	0	**0.67**	0

Примечание. Жирным шрифтом выделены коэффициенты тренда, значимые на 5%-м уровне; красным показаны те из них, которые статистически значимы уже на 1%-м уровне.

Таким образом, сравнение оценок линейного тренда температуры приземного воздуха за периоды 1976–2006 гг. и 1976–2012 гг. показало, что общий уровень трендов и основные сезонные соотношения за этот период изменились несущественно. Основные результаты сводятся к следующему.

а) В целом для России, среднегодовая скорость потепления не изменилась (+0.43°C/10 лет), но увеличился ее вклад в дисперсию (от 28 до 36%) и стали заметнее межсезонные различия трендов. Так, во все сезоны, кроме зимнего, скорость потепления несколько увеличилась, а зимой, напротив, заметно снизилась (от 0.35 до 0.18°C/10 лет). В результате, данные наблюдений о температуре приземного воздуха, осредненные по территории России, не позволяют отклонить гипотезу об отсутствии потепления в 1976–2012 гг. лишь для зимнего сезона (α_0 = 40.4%); в остальные сезоны и в среднем за год эта гипотеза отвергается на уровне значимости 0.01% (0.1% для осени).

б) Области наиболее интенсивного потепления сохранились (ЕЧР –зимой, Сибирь – весной, северо-восток России – весной и осенью) и даже расширились: зимой – за счет северной территории Западной и Средней Сибири и Дальнего Востока, летом и осенью – за счет территории ЕЧР и Восточной Сибири.

в) Область похолодания зимних сезонов на крайнем северо-востоке России в течение 1976–2006 гг., отмеченная в (ОД_РФ-1, 2008), сохранилась в оценках за 1976–2012 гг. Дополнительно сформировалась обширная область похолодания зим на юге Западной Сибири (относительно 1976 г.). В то же время отмеченная в (ОД_РФ-1, 2008) за 1976–2006 гг. тенденция к

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 51

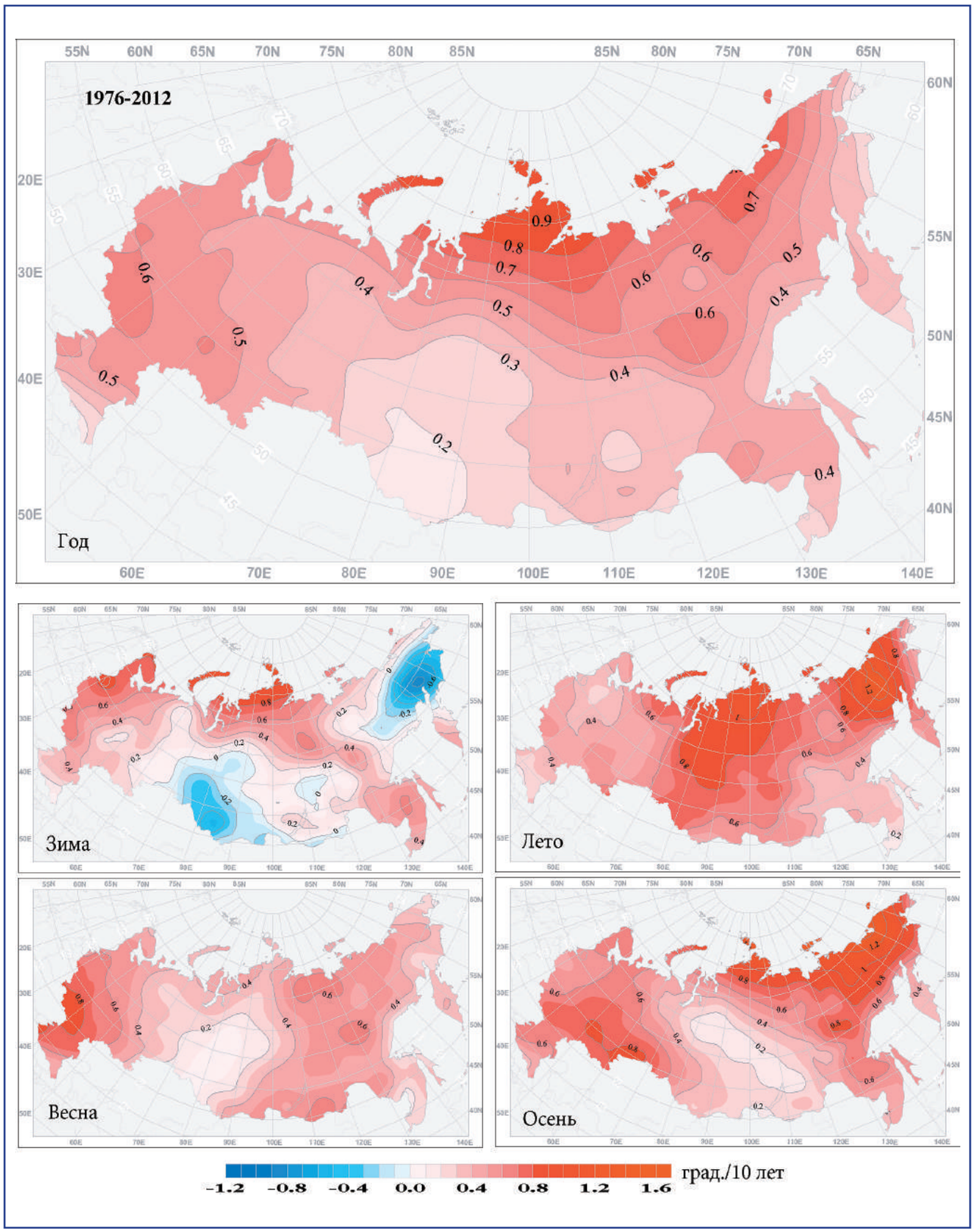


Рис. 1.2.9. Распределение коэффициентов линейного тренда среднегодовой и средних сезонных температур на территории России за 1976–2012 гг.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 52

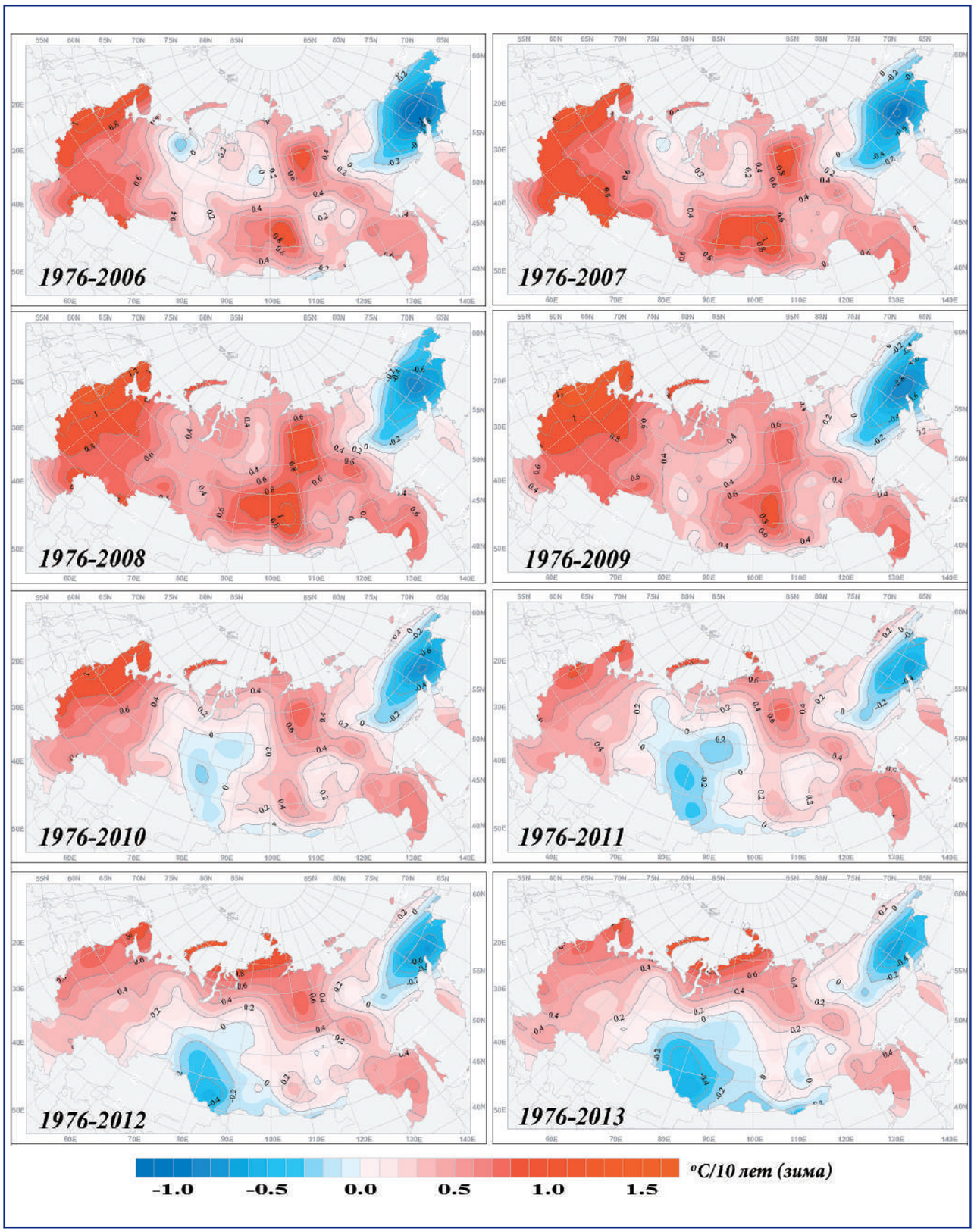


Рис. 1.2.10. Распределение коэффициентов линейного тренда зимних температур на территории России в динамике от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 53

уменьшению осенних температур на севере Западной Сибири к 2012 году сменилась тенденцией к слабому потеплению.

В контексте глобального потепления тенденции в изменении температуры зимнего сезона, по-видимому, наиболее интересны. Рассмотрим их в динамике, от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг. (рис. 1.2.10)

В тенденциях зимних температур в течение 1976–2006 гг., в соответствии с (ОД_РФ-1, 2008), на территории России отмечается обширная область интенсивного похолодания на Чукотке и область слабого потепления на севере Западной Сибири с двумя очагами слабого похолодания (рис. 1.2.10). В следующие два года тенденция к потеплению здесь усиливается и в 1976–2008 гг. вся территория Западной Сибири оказывается в области интенсивного потепления зимних сезонов, а к концу зимы 2008/2009 гг. в центре этой области намечается ослабление потепления. Позже, за счет холодных зим 2009/10, 2010/11 и 2012/13 гг. общая картина локальных трендов существенно меняется. Уже в 2010 г. на юге Западной Сибири оформилась обширная область отрицательных трендов (пока небольших), которые к 2013 году усилились и распространились на южную территорию азиатской части России, от Тюмени до Якутии. Интенсивное потепление теперь охватывает европейскую территорию, северный Урал, Таймыр, север Якутии и далее вытянулось узкой полосой к Сахалину и Хабаровскому краю. Область похолодания на Чукотке сохраняется, но интенсивность трендов (относительно 1976 г.) уменьшилась от –0.9…–1.4°С/10 лет в 2006 г. до –0.4…–0.8°С/10 лет в 2013 г.

В целом, динамика оценок трендов температуры зимнего сезона от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг. свидетельствует об усилении тенденции к похолоданию зимних сезонов на юге Западной Сибири и постепенному распространению ее на всю азиатскую территорию России. При этом величина локальных отрицательных трендов в точках максимальной интенсивности остается на уровне от –0.6 до –0.4°С/10 лет. По-видимому, полезно обратить внимание на развитие этой тенденции в ближайшие годы.

1.2.4. Изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг.

В соответствии с рекомендациями ВМО, в качестве базового периода для расчета климатических норм в настоящее время по-прежнему используется 30-летие 1961–1990 гг. Новые нормы предложено ввести в международную практику лишь после 2020 г., когда станут доступны данные очередного 30-летия (1981–2010 гг.). Однако, в условиях меняющегося климата применение этих норм на практике, особенно для оценки успешности месячных и сезонных прогнозов, становится крайне нецелесообразно. Поэтому на практике, для решения различных конкретных задач, наряду с базовым периодом 1961–1990 гг., используются другие периоды, в большей мере приближенные к текущему моменту. Представляется, что на сегодняшний день таким подходящим периодом является 30-летие 1981–2010 гг. С одной стороны, оно в большей мере характеризует современный климат, а с другой – его сравнение с 30-летием 1961–1990 гг. дает дополнительную (к оценкам трендов) информацию о характере современных изменений климата на территории России.

Климатическая характеристика температурного режима России (в т. ч. и нормы 1961–1990 гг.) представлена в многочисленных научных публикациях и справочной литературе и всесторонне исследована. Числовые значения норм 1961–1990 гг. на мировой сети станций (включая российские) опубликованы ВМО в (WMO, 1989). Обновленные по верифицированным данным климатические характеристики на сети российских метеорологических станций за 1961–1990 годы приведены в недавнем выпуске электронного справочника (Научно-прикладной справочник, 2011). Здесь же для ряда станций приведены многолетние статистики температуры за период 1981–2010 гг.

Комплект карт, содержащий поля базовых климатических характеристик среднемесячной температуры приземного воздуха за период 1981–2010 гг. для территории России, предложен в работе (Груза, Ранькова, 2012б). Комплект включает поля 30-летних средних (норм) и стандартных отклонений, а также поля трендов в изменении температуры за 1976–2011 гг. – для

OD-2-1-3n 12/5/14 1:21 PM Page 54

каждого календарного месяца, сезона и года в целом.

Для общей характеристики температурного режима России в предыдущем выпуске Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008) были приведены поля норм температуры зимнего и летнего сезонов для базового периода 1961–1990 гг. Ниже аналогичные карты приведены за период 1981–2010 гг. для года в целом, зимы и лета (рис. 1.2.11).

Можно видеть, что среднегодовая температура на территории России, в среднем за 1981–2010 гг. меняется от менее –16°С на севере Якутии до +14°С на Северном Кавказе. Практически вся азиатская территория страны находится в области отрицательных температур. В районе полюса холода в Оймяконе и Верхоянске средняя температура последнего 30-летия составила –15.5 и –14.4°С, но самой низкой оказалась средняя температура на ст. Джангкы: –16.6°С. Соответствующие значения в 1961–1990 гг. были: –16.4, –15.3 и –16.2°С.

Зимой средние температуры практически на всей территории отрицательны (минимум –44.5°С в Якутии), летом – все положительны (максимум +24.0°С на Северном Кавказе).

Изменение многолетних статистик (в частности, многолетних средних) от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. можно рассматривать как дополнительную информацию об изменении климата за период после 1960-х.

С этой целью выполнен анализ полей разностей соответствующих станционных средних (т. е. норм) для всех календарных периодов (месяцы, сезоны, год). Значимость различий оценивалась с помощью *t*-критерия Стьюдента. Результаты приведены на рис. 1.2.12 для года и экстремальных сезонов (аналогично рис. 1.2.11). Открытыми (без штриховки) здесь оставлены области, где различия между нормами двух сравниваемых 30-летий статистически значимы на 5%-ом уровне (т. е. заштрихованные области не относятся к районам убедительного потепления).

Ежемесячные различия между климатами двух 30-летий иллюстрируются на рис. 1.2.13, где для каждого из 12 месяцев приведены попарно (для сравниваемых 30-летий) статистики пространственно осредненных по территории РФ значений среднемесячной температуры.

В таблице 1.2.4 для каждого региона (в т. ч. для территории России в целом) и каждого сезона приведена доля площади, на которой потепление климата от первого 30-летия ко второму можно считать установленным (на 5%-ом уровне значимости). Эти значения соответствуют площади незаштрихованных областей на рис. 1.2.12.

Судя по данным табл. 1.2.4 и рис. 1.2.12, потепление заданного уровня для среднегодовой температуры охватило 82% территории России, за исключением северных и южных районов европейской территории России, северных районов Якутии, центральной части Красноярского края и, частично, Корякского края. На большей части Сибири потепление составило более 0.8°С. Здесь и ниже под “потеплением” понимается повышение нормы температуры (от одного 30-летия ко второму), статистически значимое на уровне 5%.

Для России в целом такое потепление отмечается во все месяцы (рис. 1.2.13), но с мая по октябрь его оценка на фоне существенно более низкой межгодичной изменчивости надежнее (значимы на 1%-м уровне, кроме сентября). В феврале и октябре значительную часть потепления можно отнести за счет потепления минимумов: во втором 30-летии минимум повысился до уровня 16%-го квантиля первого – примерно, на 5 и 2°С, соответственно. В ноябре–декабре статистики обоих периодов практически неразличимы – изменение климата статистическими оценками не подтверждается.

Область потепления зимних сезонов, статистически значимого на 5%-м уровне, составляет лишь около 30% площади территории РФ. В основном, это западные и юго-восточные районы ЕЧР, Прибайкалье, Приморский край и юго-восток Якутии, где на отдельных станциях разность норм достигла более 1.4°С. На остальной территории России потепление зимних сезонов было несущественным, а на крайнем северо-востоке страны, напротив, отмечено похолодание (в основном, тоже незначимое). Самые низкие сезонные температуры в последнем 30-летии, как и ранее, наблюдались в полюсах холода Оймякон (–44.5°С) и Верхоянск (–43.4°С). Здесь среднее потепление зимних сезонов соста-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 55

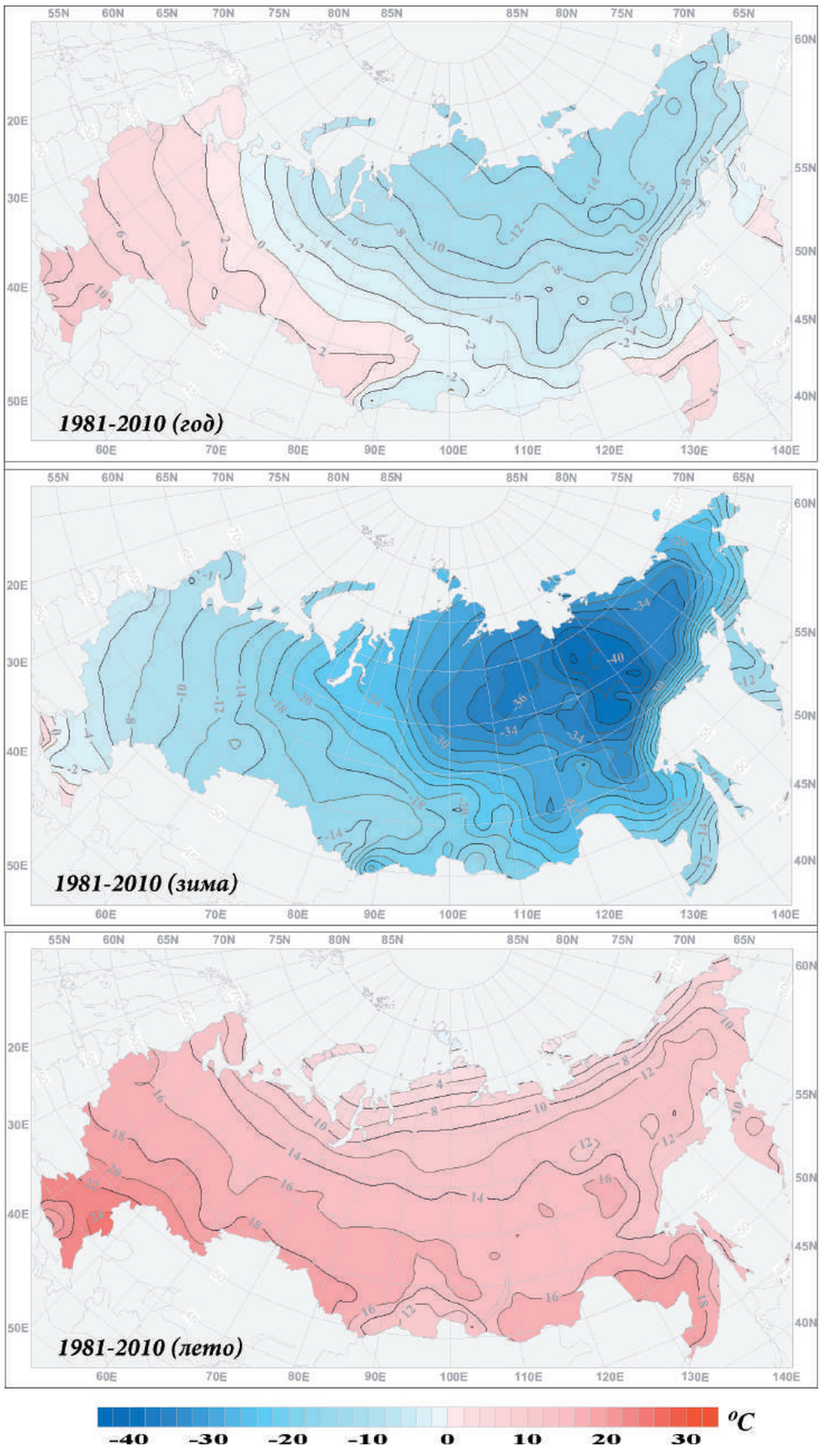


Рис. 1.2.11. Поля многолетних средних значений температуры приземного воздуха на территории России за 1981–2010 гг.: вверху – в среднем за год, в центре – зима (декабрь–февраль), внизу – лето (июнь–август).

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 56

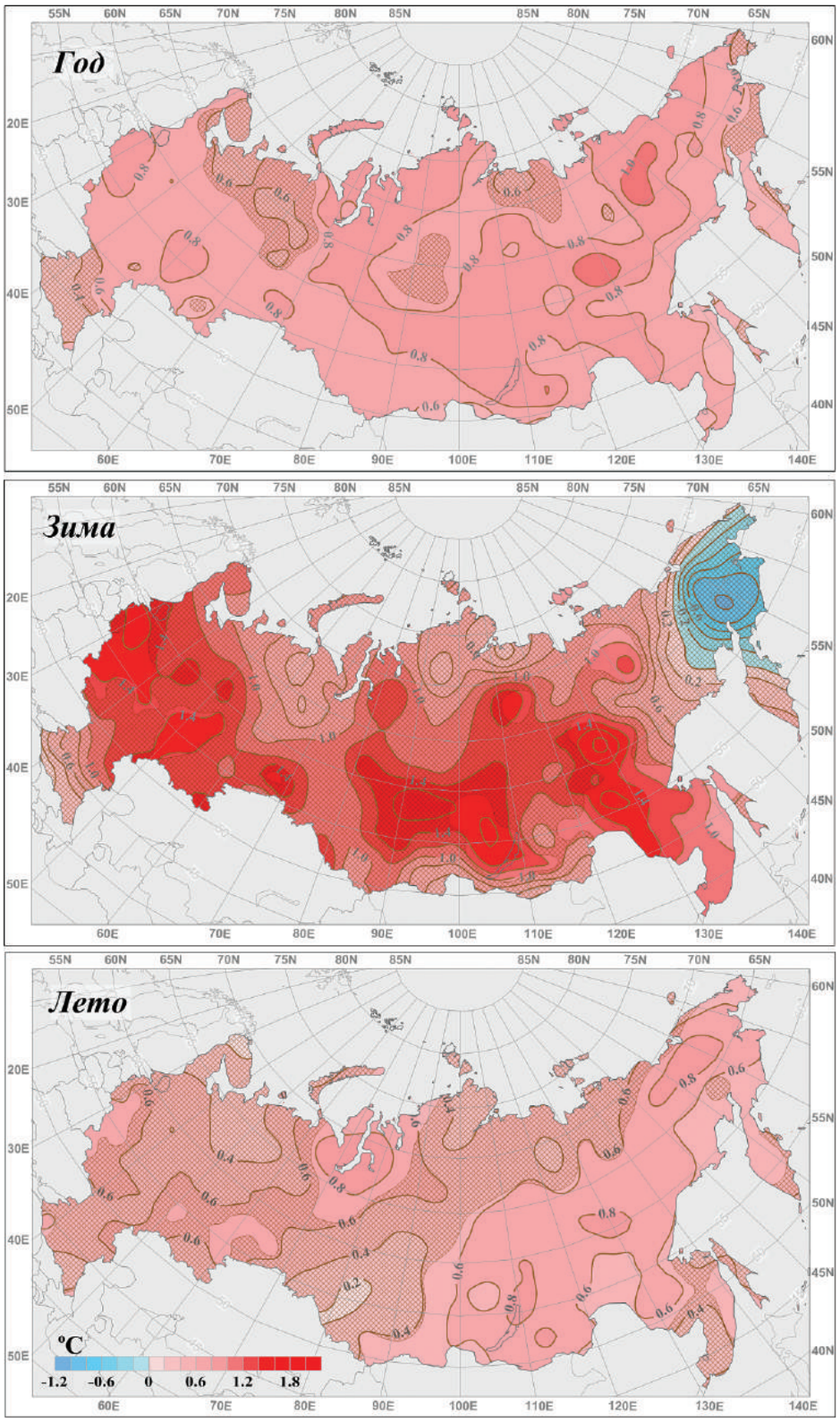


Рис. 1.2.12. Изменения норм температуры приземного воздуха на территории России от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг.: вверху – в целом за год, в центре – зима, внизу – лето. Заштрихованы области, не значимые уже на 5%-м уровне.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 57

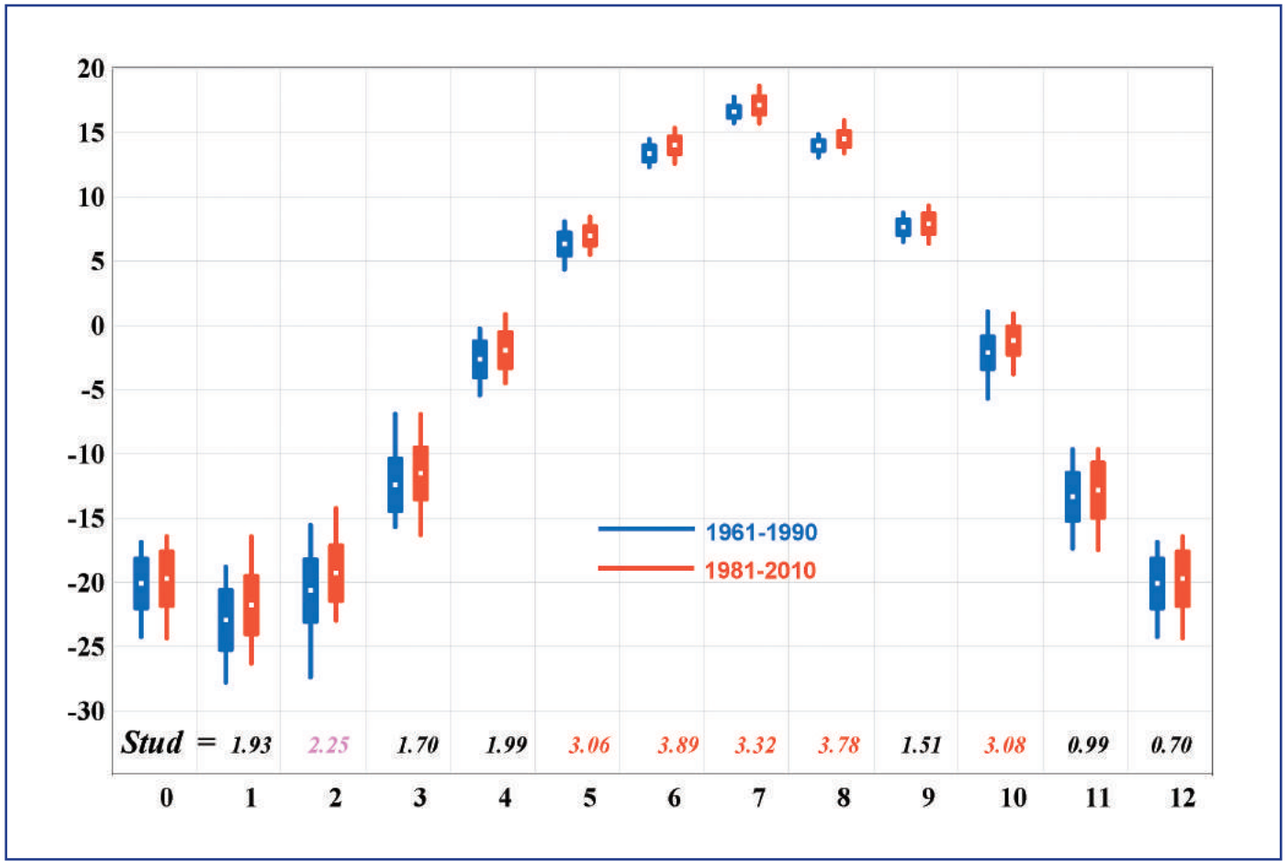


Рис. 1.2.13. Сезонный ход 30-летних статистик среднемесячной температуры приземного воздуха, осредненной по территории России в 1961–1990 гг. и 1981–2010 гг. (см. легенду).
Белые точки в центре указывают среднее значение *e* (норму). Высота прямоугольника равна 2α. Вертикальные отрезки указывают размах значений в течение 30-летия [min, max]. В нижней строке (над осью OX) приведены значения *t*-критерия Стьюдента, оценивающего значимость различия двух "климатов". Красным выделены значения *t*-критерия, соответствующие 1%-му уровню значимости, сиреневым – 5%-му уровню.

вило +0.6 и +1.1°C, соответственно. Из зимних месяцев выделяются январь и февраль, когда потепление проявилось более чем на 20% территории РФ.

Весной потепление указанного уровня охватило 38%, летом – 46%, осенью – 20% территории России. Самое заметное потепление летом отмечается в юго-восточных и восточных районах Сибири и в части Западной Сибири. Основные области осеннего потепления расположены в восточных регионах России (Восточная Сибирь, Приамурье-Приморье); в октябре оно охватило 41% российской территории.

Таким образом, характерной особенностью изменения температурного режима на территории России от 1961–1990 к 1981–2010 гг. является практически повсеместное повышение соответствующих норм среднегодовой температуры, статистически значимое на 5%-м уровне. Для сезонных температур (кроме зимы) такое повышение норм охватывает лишь 20–40% территории России (но разности норм положительны на всей территории). Для зимних температур на большей части территории изменение норм статистически незначимо уже на 5%-м уровне. Единственная область понижения норм выявлена в температуре зимнего сезона на крайнем северо-востоке страны, но величина его статистически незначима даже на 10%-м уровне.

1.2.5. Динамические климатические нормы

В середине прошлого столетия в климатологии подразумевалось, что современный климат практически можно считать постоянным. Времен-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 58

Таблица 1.2.4. Доля площади региона (в %), на которой изменение норм температуры от 1961–1990 к 1981–2010 гг. статистически значимо на 5%-м уровне

Регионы РФ	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
Россия	82	29	38	46	20
Европейская часть РФ	73	21	10	10	0
Западная Сибирь	85	4	38	22	0
Средняя Сибирь	80	29	53	65	3
Забайкалье и Прибайкалье	93	42	85	92	21
Приамурье и Приморье	96	96	23	46	47
Восточная Сибирь	80	19	49	77	70

ные масштабы изменений порядка сотен, тысяч и миллионов лет, изучаемые палеоклиматологами, казались слишком медленными, чтобы их учитывать при изучении "современного" климата. Поэтому считалось, что для оценки статистических параметров метеорологических величин, необходимых для изучения климата и решения прикладных задач, целесообразно использовать весь доступный ряд наблюдений. Так, для подготовки климатических справочников в 1960-е гг. использовались данные за 80 лет, а так как станций с таким периодом наблюдений было мало, разрабатывались специальные методы приведения доступных (коротких) рядов наблюдений к единому периоду. Ученые-климатологи уже тогда понимали важность проблемы обнаружения изменений климата и однородности рядов наблюдений (см., например, Рубинштейн, 1979; Рубинштейн, Полозова, 1966).

Для температуры воздуха и других метеорологических величин, имеющих симметричную функцию распределения, важнейшим статистическим параметром является среднее многолетнее значение, получившее название "норма". В то же время активно велись работы по разработке методов долгосрочных прогнозов погоды на месяц, сезон, год. Объектом прогноза в них, в первую очередь, были отклонения средней месячной (сезонной, годовой) температуры воздуха от нормы, называемые "аномалиями". Для оценки качества методических долгосрочных прогнозов рассматривалось их преимущество над "климатическим прогнозом", под которым понимался прогноз климатической нормы. Методы оценки качества прогнозов, как предложенные в России (Багров, 1966), так и рекомендуемые Всемирной метеорологической организацией (WMO, 2006, 2010), предусматривают такое сравнение.

В целях упорядочения процесса подготовки долгосрочного прогноза и выработки единой системы оценивания качества прогнозов ВМО был принят единый 30-летний период для оценки климатических норм. Первый установленный ВМО период для оценки норм был 1931–1960 гг. (WMO, 1962), затем – 1961–1990 гг. (WMO, 1989). Следующим периодом должно стать 30-летие 1991–2020 гг.

В настоящее время, в соответствии с рекомендациями ВМО, метеорологические службы всех стран в практике метеорологического обслуживания продолжают использование 30-летних норм и отклонений от 30-летних норм. Однако в связи с несомненным фактом глобального потепления, актуальной стала задача пересмотра ряда фундаментальных понятий климатологии и долгосрочного прогноза. Назрела необходимость учета наблюдаемых изменений климата и в методологии прогнозирования, и при оценке качества прогнозов. В работах (Груза, Ранькова, 2011; 2012а) для этой цели была предложена концепция "динамических климатических норм" и "динамических аномалий".

Традиционно в долгосрочном прогнозе в качестве предсказываемых величин (предиктантов) используются "аномалии", месячные или сезонные, то есть отклонения текущего значения прогнозируемой переменной (средней за месяц или сезон конкретного года) от средней многолетней за базовый период (в настоящее время 1961–1990 гг.). Поиск прогностических признаков для долгосрочного (на месяц–сезон–год) прогноза температуры учеными 20-го века осуществлялся среди характеристик синоптических процессов с учетом сезонности, но без учета изменений климата. Предлагаемая методология предусматривает новый подход к формированию

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 59

предиктанта с использованием “динамических” норм и “динамических” аномалий.

“Динамические” нормы региональных (локальных) температур конкретного месяца (сезона) рассчитываются как отклик на изменение глобальной температуры, которая выступает здесь в роли индикатора глобальных изменений климата. Точнее, “динамические” нормы рассчитываются методом наименьших квадратов (линейная регрессия) с использованием в качестве регрессора глобальной температуры одноименного месяца, предварительно сглаженной 11-летним фильтром (результат осреднения относится к последнему году периода сглаживания – так называемое “сглаживание назад”). Уравнение регрессии оценивается по периоду определенной длины (N = 21–31–41 лет) и экстраполируется на один год, непосредственно следующий за периодом оценивания. В результате серии экспериментов, выполненных по данным наблюдений на 70 станциях СНГ, сделан выбор в пользу $N = 31$.

В качестве предсказываемых величин предлагается использовать “динамические” аномалии (отклонения температуры воздуха от “динамических” норм), которые уже не содержат ни межсезонных изменений, ни текущих многолетних трендов, характеризующих изменения климата (далее термин “динамический” будет использоваться без кавычек). Рабочая гипотеза состоит в том, что прогностические признаки, характеризующие начальные циркуляционные и синоптические условия, ответственны за формирование именно этих динамических аномалий, которые и должны быть объектом прогноза. Поправки на “сезонность” и “изменение климата” должны вводиться в прогноз динамических аномалий как аддитивные составляющие (например, в терминах динамических норм).

На рис. 1.2.14 для примера приведены временные ряды традиционных и динамических аномалий среднемесячной температуры в Москве для января и июля. Первые рассчитаны как отклоне-

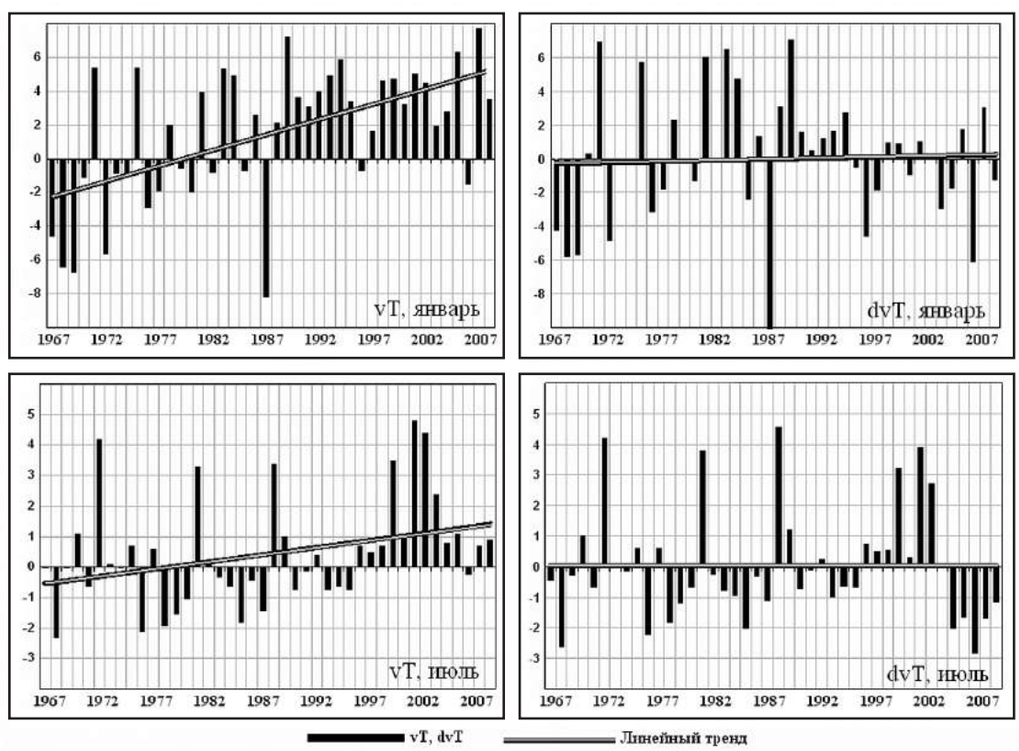


Рис. 1.2.14. Ход январских (вверху) и июльских (внизу) аномалий средней месячной температуры приземного воздуха в Москве в течение 1967–2008 гг.: слева – традиционные аномалии *vT*; справа – динамические аномалии *dvT*.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 60

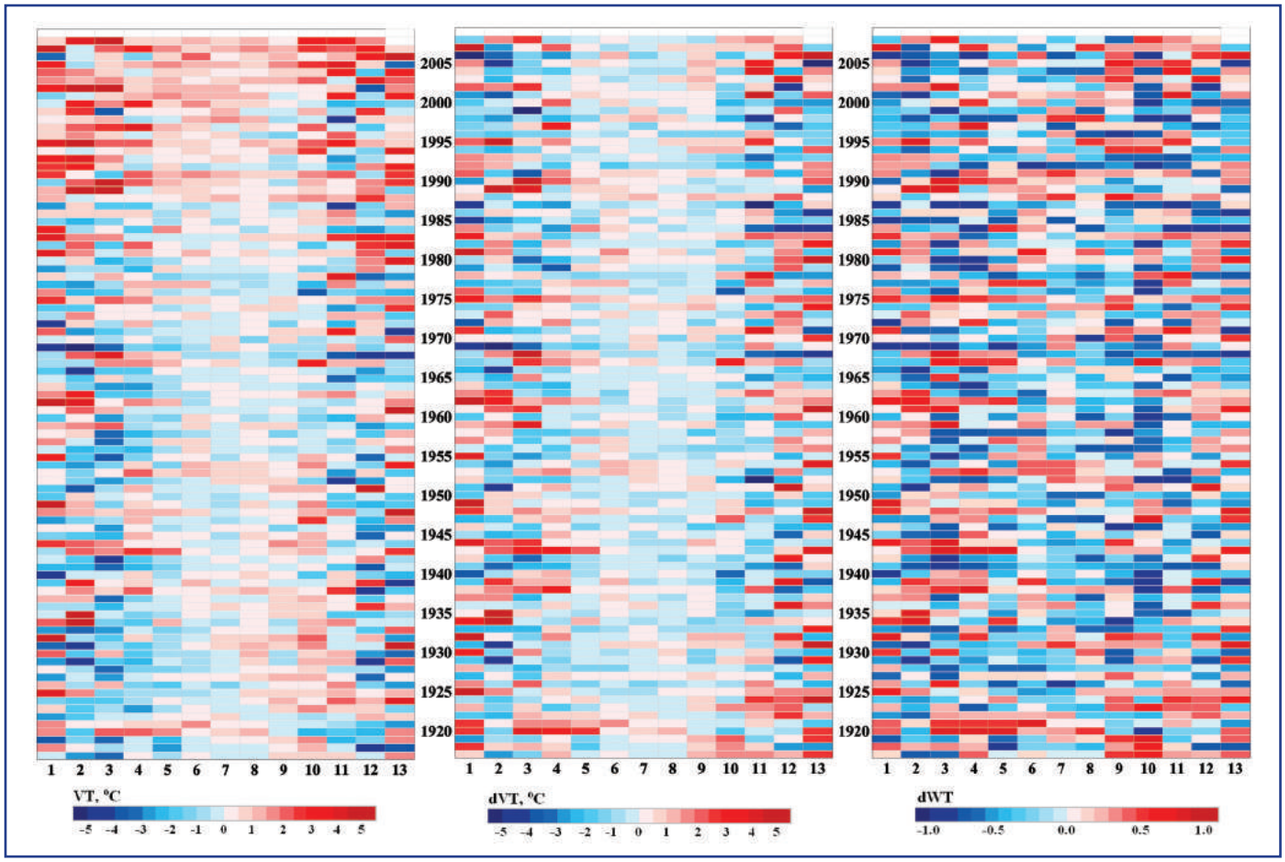


Рис. 1.2.15. Изменение осредненных по территории России аномалий среднемесячной температуры приземного воздуха в течение 1910–2008 гг. в зависимости от месяца (ось абсцисс) и года (ось ординат): *VT* – традиционные аномалии (слева), *dVT* – динамические аномалии (в центре); *dWT* – нормированные динамические аномалии (справа).

ния от постоянных норм 1961–1990 гг., а вторые – как отклонения от динамических норм с длиной базового периода $N = 31$ (регрессия на глобальную температуру, оцененная за предшествующее 31-летие).

Аналогичные среднемесячные аномалии температуры (в среднем для территории России) для всех месяцев года приведены на рис. 1.2.15 (абсцисса – месяц, ордината – год) в форме мозаичных диаграмм, четко отражающих чередование аномалий разного знака и интенсивности. Для большей наглядности горизонтальная шкала дополнена тринадцатым месяцем, дублирующим январь следующего года.

Диаграммы приведены для трех видов аномалий: традиционных *vT*, динамических *dvT* и нормированных динамических аномалий *dwT*, выраженных в долях стандартных отклонений динамических аномалий соответствующего периода ($dwT = dvT / \sigma_{dvT}$). Можно видеть, что процесс многолетних изменений динамических аномалий гораздо более близок к статистически стационарному процессу. Традиционные аномалии дают информацию скорее об изменении климата, тогда как в динамических аномалиях составляющая, связанная с изменением климата, исключена. Нормированные динамические аномалии образуют практически стационарный процесс, не содержащий многолетних и сезонных трендов (этот вывод был дополнительно подтвержден оценками по критерию серий Вальда-Вольфовица).

Хотя проблема обновления климатических норм активно обсуждается в научной литературе, близкая постановка задачи встретилась нам лишь в (Livezey et al., 2007). В этой работе предложены три эмпирические альтернативы, которые производят “разумно точные” нормы для текущего климата и при этом обеспечивают их экстраполяцию на несколько лет

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 61

вперед. В первой из этих альтернатив (OCN – оптимальные климатические нормы) период для оценки текущих норм не фиксируется, а подбирается, исходя из формы временного ряда, и экстраполируется "по инерции". Как правило, выбирается 15–10 летний период без значительных трендов, максимально приближенный к текущему моменту (к концу ряда). В двух других альтернативах экстраполируется тренд: МНК-линейная аппроксимация по данным с середины 1970-х гг. (для территории США, в случае очень сильных линейных трендов или более длительных экстраполяций) либо МНК-оценка в применении к классу моделей hing-формы (форма "клюшки") на длительных периодах времени. В статье очень предметно и всесторонне сформулирована проблема и высказан ряд обоснованных и перспективных суждений относительно нелинейных и адаптивных методов оценки трендов. Однако все предложенные в статье решения остаются в рамках экстраполяции временного ряда (и норм) по линии тренда и, кроме того, отсутствуют критерии для однозначного выбора предпочтительной модели.

В целом, в рассмотренной статье предложен подход, который эффективен на большей части территории США (но не на всей), где текущие климатические тренды приблизительно линейны или близки к таковым. Хотя авторы статьи (Livezey et al., 2007) ставили целью "наиболее точно учесть наблюдаемые характеристики глобального изменения климата как наиболее вероятной причины быстрого изменения норм", в предложенных методиках фактически учтена зависимость не от глобального изменения климата, а от формы тренда в рассматриваемом регионе, т. е. от формы локальной зависимости от времени. В результате, связь с глобальным изменением климата обеспечивается только степенью сходства формы локального тренда и тренда глобальной температуры. И именно по этой причине данная методика не эффективна в регионах, где тренд существенно отличается от линейного и от формы "клюшки".

В данном контексте подход к оценке норм с использованием регрессионного отклика локальной температуры на изменение глобальной температуры, еще и сглаженной 11-летним фильтром (Груза, Ранькова, 2011), представляется более обоснованным. В этом случае действительно учитывается зависимость региональной климатической нормы от характеристик глобального изменения климата, отражающих суммарный эффект всех вызвавших их причин. Существенным преимуществом этого подхода является также и унифицированное для всех регионов алгоритмическое решение сопутствующих проблем (таких, как оценка OCN).

Уместно также напомнить, что в работе (Груза, Ранькова, 2004) показано, что, при регрессионной оценке региональных (локальных) проявлений глобального изменения климата, глобальная температура в качестве фактора дает более устойчивые результаты, чем время, и, следовательно, является более эффективным индикатором глобального изменения климата.

Дополнительно отметим, что, в отличие от традиционного климатического прогноза, динамические нормы уже сами по себе несут прогностическую информацию о предстоящих аномалиях температурного режима, если рассматривать их как прогноз традиционных аномалий температуры с заблаговременностью 1 год. Действительно, практически на всех исследованных станциях (70 станций СНГ) корреляция между ходом динамических норм и фактическим ходом температуры положительна, тогда как традиционный климатический прогноз, т. е. нулевое поле аномалий, таким свойством не обладает по определению. Средняя ошибка прогноза в терминах динамических норм колеблется около 0.06°С в почти симметричном интервале (от –0.35 до +0.43°С), тогда как при традиционном подходе имеет место явное смещение: среднее значение +0.42°С, а область изменения от –0.3 до +0.75°С. Одновременно отмечается определенная тенденция к улучшению этих прогнозов к концу периода. В дальнейшем предполагается усовершенствовать методы и технологию оценивания и прогноза "динамических норм" и "динамических аномалий" температуры воздуха и на их основе разработать метод поиска потенциальных предикторов для прогноза крупных аномалий погоды на сроки более трех недель.

1.2.6. Оценка роли 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата

Исследования квази-60-летнего цикла и его роли в изменении глобального и регионального климатов нашли свое отражение в многочислен-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:22 PM Page 62

ных публикациях (включая IPCC, 2007), подтверждающих наличие долгопериодных колебаний (с периодами 55–70 лет) в изменении приземной температуры, глобальной и крупных регионов. Эти колебания обнаруживаются как по инструментальным наблюдениям за 150 лет, так и по многочисленным реконструкциям температурных рядов длительностью до 2000 лет и более. В предлагаемом анализе будет представлены лишь оценки, основанные на данных инструментальных наблюдений (данные палеореконструкций менее надежны, хотя и содержат весьма интересные результаты – см., например, Замолодчиков, 2013; Борзенкова и др., 2011; Mann et al., 2008 и др.). Сигнал 60-летнего колебания, помимо глобальной температуры, ярко выражен в изменениях температуры поверхности океанов в северной части Атлантики и в Тихом океане (индексы AMO, PDO), и во временном ряду глобально осредненного уровня моря (IPCC, 2007; Delworth, Mann, 2000; Schlesinger, Ramankutty, 1994; Kerr, 2000).

Природа 60-летнего колебания пока неизвестна. Есть предположения, что эти циклы связаны с внеземными влияниями, такими как изменение расстояния между Солнцем и Землей вследствие влияния положения крупных планет. В работе (Монин, Берестов, 2005) 60-летний цикл рассматривается как “самый длинный из коротких циклов”, в котором “приблизительно повторяется взаимное расположение Солнца, Юпитера и Сатурна”. Выдвигаются также гипотезы, что причиной могут быть процессы в Мировом океане (IPCC, 2007).

В ряде работ изменения климата рассматриваются как результат совместного влияния антропогенного фактора (иногда в форме тренда глобального потепления) и 50-60-летних колебаний, не связанных с антропогенной деятельностью (Schlesinger, Ramankutty, 1994; Фролов и др., 2007; Панин, 2009; Семенов, 2010; Orssengo, 2010; Мохов и др., 2012). Остановимся подробнее на количественных оценках роли разных факторов, представленных в работе (Груза, Ранькова, 2012). Данные о наблюдаемой температуре рассчитаны по массивам HadCRUT3 и CRUTEM3 (версия 2011 г., см. выше рис. 1.2.3). Массивы содержат глобальные поля в 5-градусных “боксах”, базирующиеся только на данных инструментальных наблюдений с 1850 года по настоящее время.

В качестве основных физических причин климатической изменчивости приземной температуры здесь рассматриваются:

– изменение концентрации парниковых газов в атмосфере (в данном случае использован временной ряд концентрации CO_2);

– естественная долгопериодная изменчивость (в частности, квази-60-летнее колебание во временных рядах температуры);

– вариации солнечной активности (использован временной ряд числа солнечных пятен SS, sunspots, как доступный за более длительный период времени, в среднем за год и для каждого месяца).

Естественная долгопериодная изменчивость представлена в этой работе составляющими, выделенными низкочастотным фильтром Поттера с периодом отсечения около 60 лет. Показано, что отфильтрованные низкочастотные составляющие, соответствующие периодам отсечения от 55 до 70 лет, очень сходны между собой. По определению, они должны содержать колебания исследуемого ряда с периодами не ниже периода отсечения (в том числе тренд, если он есть в исходном ряду). На “хвостах” ряда сглаживание выполняется по усеченным данным и потому менее надежно. Исследуемые временные ряды приведены на рис. 1.2.16 (1850–2011 гг.). На верхнем фрагменте точками показаны аномалии средней годовой глобальной приповерхностной температуры воздуха HadCRUT3. На фоне хаотических изменений температур год от года отчетливо видно, что линейные тренды для различных отрезков времени показывают малые изменения температуры до 1900-го года и существенное потепление после 1910-го года. Следует обратить внимание, что аномалии среднегодовых температур Земного шара имеют разброс всего 1.2 градуса.

На втором фрагменте аномалии температуры соединены ломаной линией Gl и показаны сглаженные кривые Gl_{59} и Gl_{67} (результат применения низкочастотного фильтра Поттера с периодами отсечения 59 и 67 лет). Видно, что кривые Gl_{59} и Gl_{67} практически совпадают и позволяют выделить два примерно 60-летних колебания от одно-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 63

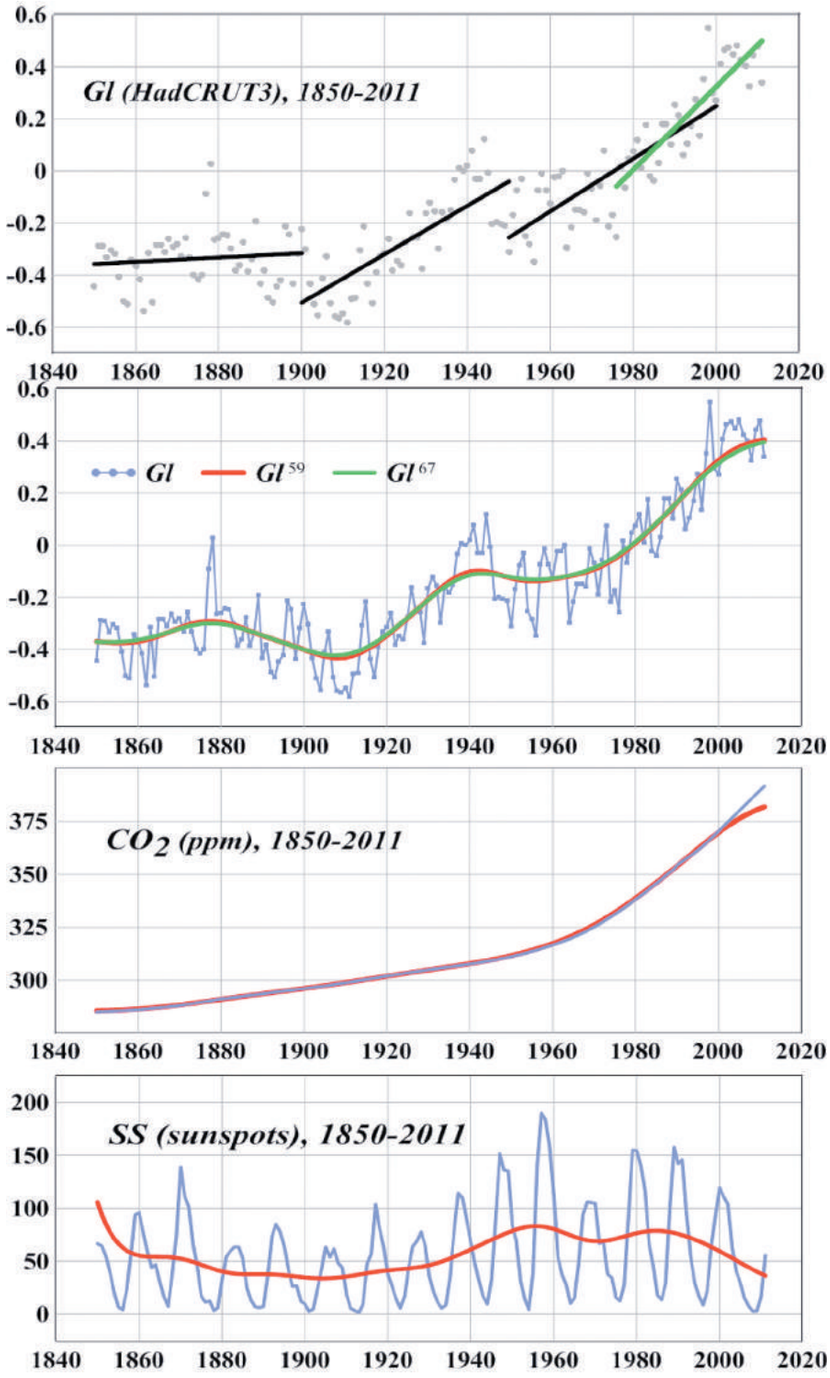


Рис. 1.2.16. Ход аномалий средних годовых значений глобальной приповерхностной температуры HadCRUT3 и факторов изменчивости приземной температуры в течение 1850–2011 гг. Аномалии рассчитаны относительно периода 1961–1990 гг.

Сверху вниз: Наблюденные значения (точки) и линейные тренды для 4 периодов: 1850–1900, 1900–1950, 1950–2000 гг. и 1976–2011 гг.; наблюденные значения (ломаная линия Gl) и сглаженные кривые (Gl_{59}, Gl_{67}), полученные фильтром Поттера с периодами отсечения 59 и 67 лет; концентрация двуокиси углерода и число солнечных пятен (синие линии). Красными кривыми показаны компоненты, выделенные фильтром Поттера с периодом отсечения 55 лет.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 64

го максимума до другого: примерно от 1880 до 1940 и от 1940 до 2000 гг. Реальность этих колебаний вполне убедительна и дополнительно подтверждается результатами спектрального анализа. Монотонный рост глобальной температуры после 1910 года не вызывает сомнения и интерпретируется как "глобальное потепление вследствие роста концентрации парниковых газов в атмосфере Земли".

На следующих двух фрагментах показаны временные ряды факторов – концентрация CO_2 и число солнечных пятен SS. Красными кривыми показаны их составляющие, выделенные фильтром Поттера с периодом отсечения T = 55 лет. Характерно, что низкочастотная компонента хода CO_2 практически совпадает с самим рядом, поскольку временной ряд CO_2 не содержит колебаний с периодами менее 55 лет. Изгиб в конце периода подтверждает сделанное выше замечание относительно большей неопределенности результатов фильтрации на "хвостах" ряда. Аналогичная составляющая для числа солнечных пятен, по-видимому, отражает некоторую тенденцию к уменьшению амплитуды колебаний до 1930 г. и последующие два примерно 20-летних всплеска амплитуды с минимумом между ними в 1970 г. и, возможно, в конце периода.

Сравнительные оценки вклада предполагаемых факторов в изменчивость температуры проанализированы для разных регионов (земной шар, суша СП, арктический пояс, умеренные широты СП, территория России) и разных сезонов (год, январь, июль). Вклад концентрации CO_2 и солнечной активности оценивался с помощью линейной регрессии температуры на фактор (Груза, Ранькова, 2009), а вклад 60-летнего цикла – его низкочастотной составляющей. Оценки показали, что относительный вклад роста концентрации CO_2 в изменчивость температуры во всех рассмотренных регионах значительно больше, чем влияние 60-летнего цикла. Исключение представляют оценки для континентов Северного полушария (в июле) и для Арктического региона (в январе), где вклады этих двух факторов оказались сопоставимыми. Вклад солнечной активности (sunspots) в изменчивость температуры во всех случаях много ниже (менее 2%). Особо следует отметить, что для территории России практически во всех случаях два ведущих фактора (концентрация CO_2 и 60-летнее колебание) объясняют менее 50% изменчивости температуры (а в январе – лишь около 10%). В январе доля объясняемой этими факторами дисперсии существенно снижена и для других регионов. На основе полученных оценок сформулирован вывод: изменения средней глобальной приповерхностной температуры складываются из отклика на изменения концентрации парниковых газов и квази-60-летнего цикла, а также хаотических колебаний, связанных с чередованием синоптических процессов (рис. 1.2.17).

Понятно, что учет квази-60-летнего колебания в прогнозе изменений климата пока может быть реализован лишь в виде достаточно грубой эмпирической оценки (гидродинамическими моделями экстремумы квази-60-летнего цикла не воспроизводятся – см., например, IPCC-2007, рис. 9.5). При этом речь идет о колебаниях с амплитудой менее 0.2°C.

В работе (Груза, Ранькова, 2012б) такой эмпирический прогноз изменений глобальной температуры на 30–40 лет получен в соответствии с "моделью", представленной на рис. 1.2.17. На рис. 1.2.18 вклад квази-60-летнего цикла $T^{61}V_{CO_2}$ в изменения глобальной температуры (второй фактор) рассматривается подробнее, для года, января и июля. Общий характер колебаний в январских, июльских и годовых величинах этого фактора достаточно близок, хотя в деталях их численные оценки различны (особенно вблизи последнего максимума). Далее вводится допущение, что различия связаны со случайными ошибками, которых невозможно избежать в оценках такого рода.

Поскольку, доступный временной интервал включает лишь две "реализации" 60-летнего колебания (на рисунке они выделены цветными кривыми: розовой и голубой), которых недостаточно для статистической оценки его следующей "реализации", предлагается упрощенное решение по типу "инерционного прогноза". Другими словами, предлагается перенести каждый из двух наблюденных циклов для всех временных срезов (год, январь, июль) в точку последнего максимума. На рис. 1.2.18 момент последнего

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 65

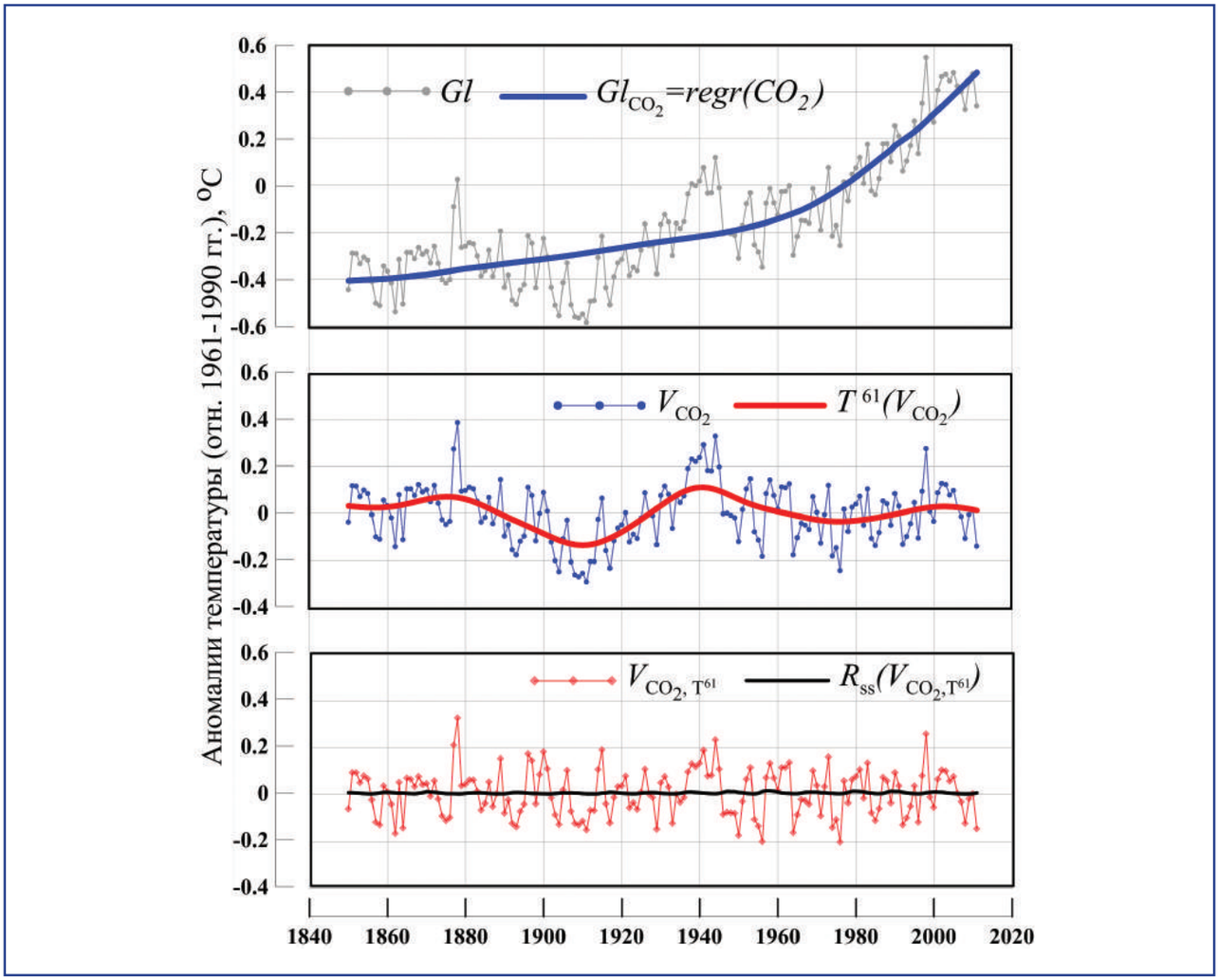


Рис. 1.2.17. Изменение средних годовых аномалий приповерхностной глобальной температуры. Вверху – ход глобальной температуры (Gl) и кривая ее регрессии на CO_2 (Gl_{CO_2}). В центре – ход остатков от регрессии (V_{CO_2} = Gl – Gl_{CO_2}) и ее низкочастотная составляющая ($T^{61}V_{CO_2}$). Внизу – ход $V_{CO_2,T^{61}}$ (остатки после исключения обеих компонент: регрессия на CO_2 и T^{61}) и кривая ее регрессии на число солнечных пятен SS.

максимума на всех кривых показан вертикальной чертой, а подобные каждому циклу "инерционные" изменения температуры показаны кривыми соответствующего цвета. Наконец, принимается гипотеза о равнозначности всех временных срезов, и все три пары "инерционных" кривых объединяются в один пучок возможных траекторий предстоящих изменений средней глобальной температуры, независимо от календарного периода.

Конечная цель рассматриваемой задачи – формирование сценария изменений глобальной температуры воздуха в ближайшие десятилетия с учетом суммарного воздействия предполагаемых факторов. Речь идет о сценарии, поскольку предстоящие изменения внешних факторов неизвестны и оценка глобальной температуры основывается на некоторых условных (наиболее соответствующих решаемой задаче) сценариях их изменения. В нашем случае такими факторами являются концентрация парниковых газов в атмосфере и квази-60-летний цикл.

На рис. 1.2.19 представлены отклики среднегодовой глобальной температуры на изменение каждого из факторов и их суммарный эффект по данным наблюдений (до 2010 г.) и их оценка на

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 66

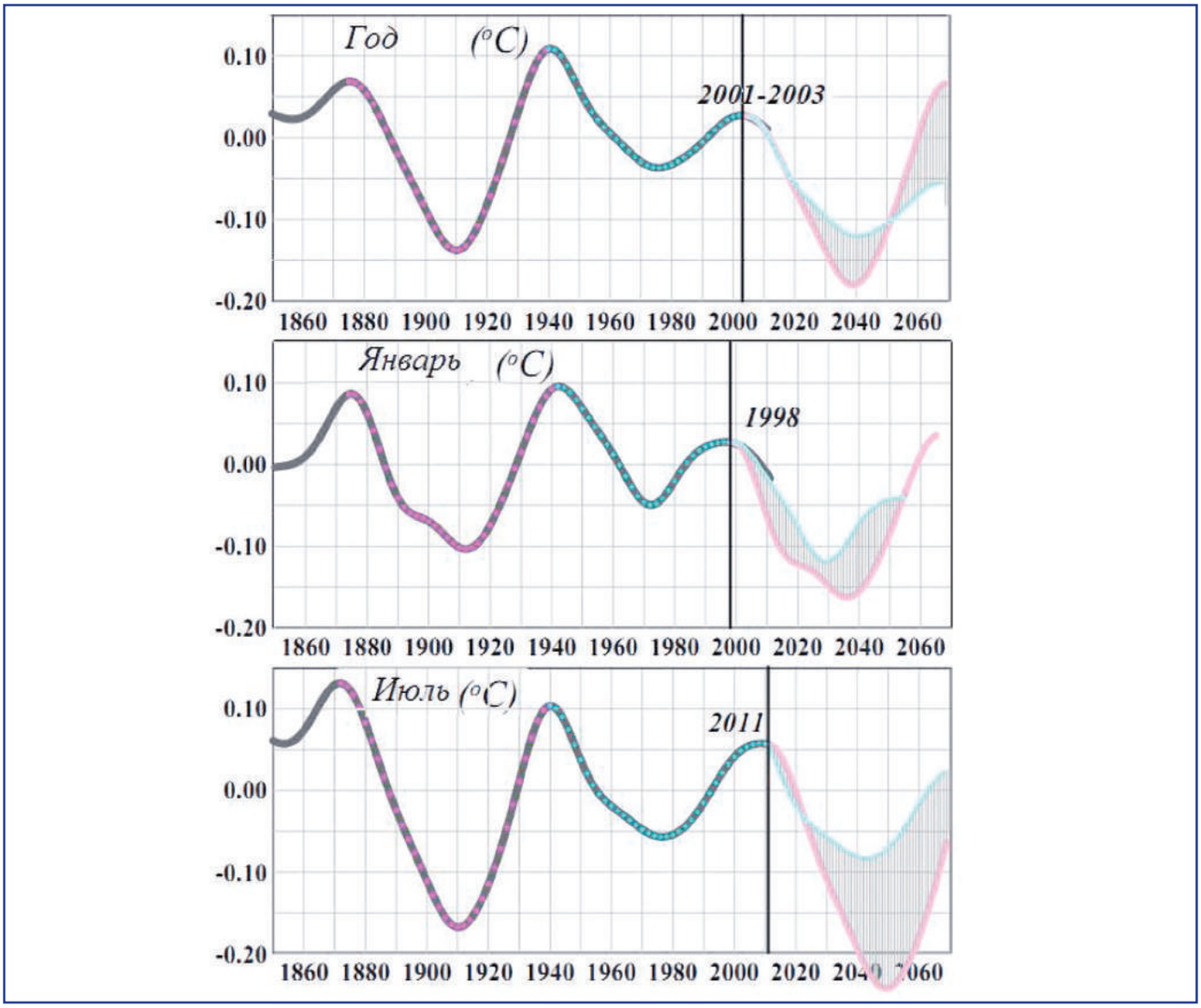


Рис. 1.2.18. Вклад 60-летнего колебания в изменение глобальной приповерхностной температуры в течение 1850–2011 гг. и оценка его изменения в следующем 60-летнем цикле (до 2070 года).

период до 2040 г. Необходимые для расчета регрессионного отклика значения регрессора (концентрация CO_2) на период прогноза взяты из сценария A1B МГЭИК (SRES, 2000).

На верхнем фрагменте рисунка “вклад CO_2” (сценарный прогноз изменения глобальной температуры вследствие изменения концентрации CO_2) включает ежегодную оценку ожидаемого среднего значения (черная кривая) и ее 95%-го доверительного интервала (вертикальные отрезки серого цвета). Пучком кривых зеленого цвета показан “вклад Т-60”, т. е. ожидаемые изменения глобальной температуры, связанные с квази-60-летним колебанием. За точку отсчета принят 2002 год как точка последнего максимума квази-60-летнего колебания для среднегодовых значений глобальной температуры (для разных сезонов она лежит в интервале от 1998 до 2011 г.).

Нижний фрагмент содержит только ход наблюдаемой температуры до 2010 г. включительно и искомую прогностическую оценку предстоящих изменений глобальной температуры до 2040 г. (красная кривая и доверительный интервал). Получена эта оценка суммированием вкладов обоих факторов, показанных на верхнем фрагменте.

Напомним, что полученные оценки относятся к средним 30-летним температурам (нормам) или к серединам соответствующих 30-летий. В соответст-

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 67

вии с полученной оценкой можно ожидать через 30 лет (от 1981–2010 гг. к 2011–2040 гг.) повышения глобальной температуры на 0.58 ± 0.17°C, в том числе повышения на ~0.72 ± 0.11°C за счет увеличения концентрации CO_2 и снижения на 0.14 ± 0.06°C за счет квази-60-летнего колебания.

1.2.7. Заключение

1. По данным Университета Восточной Англии о приповерхностной температуре за 1850–2012 гг. (четвертая версия), самым теплым для Земного шара оказался 2010 год, за ним следуют 2005 и 1998. Соответствующие аномалии равны +0.540, +0.536, +0.523°C (различия в пределах точности расчета). Для суши Северного полушария самыми теплыми были 2007, 2010 и 2005 гг., с аномалиями +1.15, +1.08 и +1.02°C. Из 12 максимальных значений глобальной среднегодовой температуры лишь одно относится к прошлому столетию (за 1998 год), остальные 11 – все из 2000-х.

Сравнение четвертой версии данных Hadley/CRU (HadCRUT4, CRUTEM4) с третьей версией (HadCRUT3, CRUTEM3) показало, что в ходе глобальной температуры сгладился минимум 1940–1970-х и несколько повысились значения в начале ряда, в 1910–1930 и в 2000-х годах. В среднем для суши Северного полушария, различия между двумя последними версиями данных заметны лишь на “хвостах” ряда: примерно до 1886 г. температура была завышена, а с конца 1990-х – занижена. Существенных различий в оценках трендов в двух версиях данных не обнаруживается.

Температура воздуха над сушей северного полушария определенно более чувствительна к глобальному потеплению, чем температура поверх-

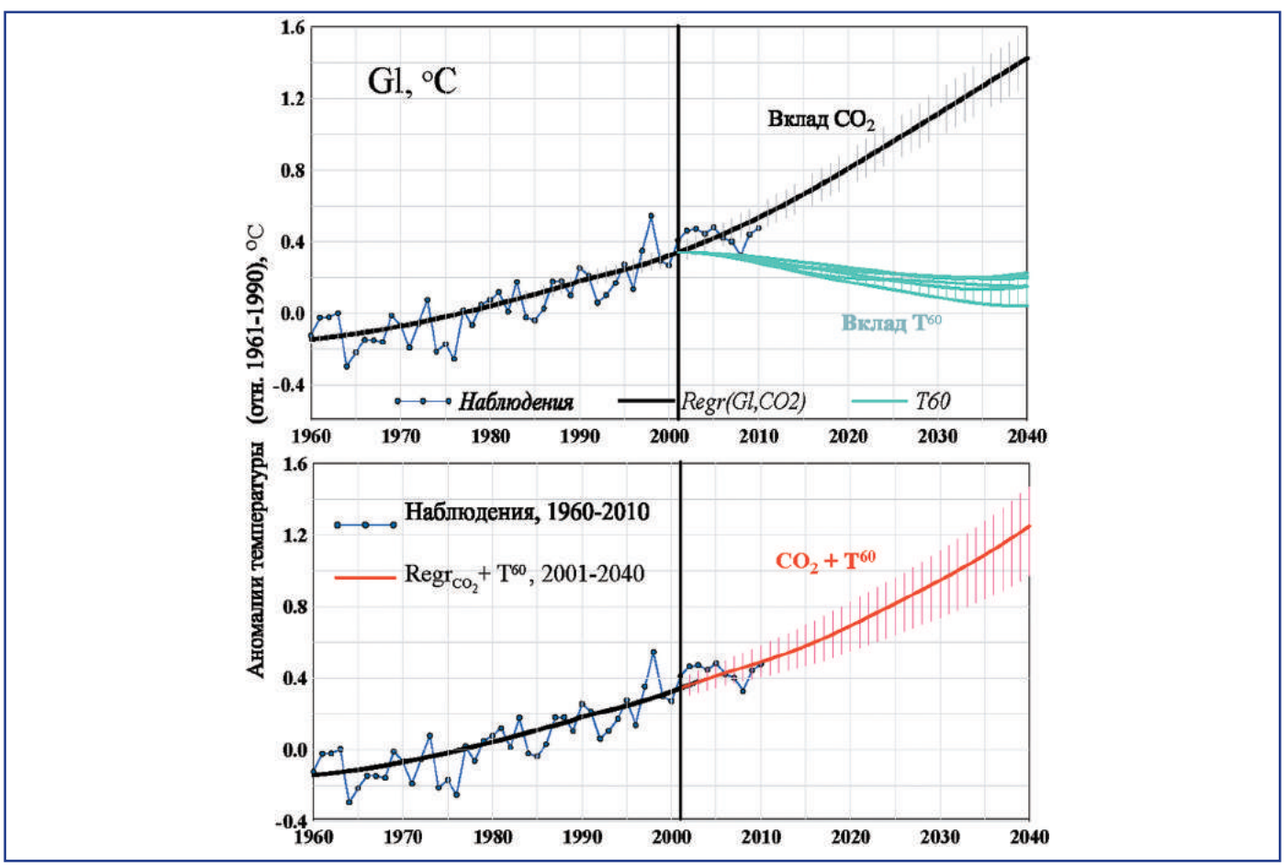


Рис. 1.2.19. Суммарная оценка (прогноз) ожидаемых изменений приповерхностной глобальной температуры на период до 2040 г. с учетом изменения концентрации CO_2 и фазы квази-60-летнего колебания в комплексе (комментарий см. в тексте).

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 68

ности океана. В целом, оценки указывают на продолжающееся глобальное потепление: средняя скорость потепления для Земного шара и суши Северного полушария составляет +0.166 и +0.328°C/10 лет за 1976–2012 гг. и +0.075 и +0.105°C/10 лет за 1901–2012 гг., соответственно. При этом начало XXI века остается самым теплым 12-летием за период инструментальных наблюдений, но внутри него монотонного потепления не наблюдается.

В связи с дискуссией о наблюдаемом замедлении глобального потепления, судя по оценкам Met Office, есть основания считать, что современная "пауза" еще не означает прекращение потепления. Для заключительных выводов нужны специальные исследования и более детальные и длительные данные наблюдений, а также согласующиеся оценки нескольких независимых источников.

2. Сравнение оценок линейных трендов температуры приземного воздуха за 1976–2006 гг. и 1976–2012 гг. показало, что общий уровень трендов на территории России и их основные сезонные особенности изменились несущественно. В целом для России, с добавлением 6 лет среднегодовая скорость потепления не изменилась (+0.43°C/10 лет), но стали заметнее межсезонные различия трендов. Во все сезоны, кроме зимнего, скорость потепления несколько увеличилась, а зимой, напротив, заметно снизилась (от 0.35 до 0.18°C/10 лет). Области наиболее интенсивного потепления сохранились (ЕЧР – зимой, Сибирь – весной, северо-восток России – весной и осенью) и даже расширились: зимой – за счет северной территории Западной и Средней Сибири и Дальнего Востока, летом и осенью – за счет территории ЕЧР и Восточной Сибири. Сохранилась и область похолодания зимних сезонов на крайнем северо-востоке России. Дополнительно сформировалась обширная область похолодания зим на юге Западной Сибири (относительно 1976 г.), а тенденция к уменьшению осенних температур на севере Западной Сибири сменилась тенденцией к их слабому потеплению.

На территории России тенденция к замедлению темпов потепления в 1976–2012 гг. по данным наблюдений не прослеживается в целом за год и во все сезоны, кроме зимы. Для этих сезонов, в среднем по территории России, гипотеза об отсутствии потепления уверенно отвергается (на уровне значимости 0.01%), а локальные оценки трендов положительны практически на всей российской территории. С другой стороны, данные о температуре зимних сезонов в течение 1976–2012 гг. не позволяют, в среднем для территории России, уверенно отклонить нулевую гипотезу – критический уровень значимости оказался равным 40.4%.

Динамика оценок трендов температуры зимнего сезона от 1976–2006 гг. к 1976–2013 гг. свидетельствует об усилении тенденции к похолоданию зимних сезонов на юге Западной Сибири и постепенному распространению ее на всю азиатскую территорию России. При этом величина локальных отрицательных трендов в точках максимальной интенсивности остается на уровне –0.6…–0.4°C/10 лет. По-видимому, полезно обратить внимание на развитие этой тенденции в ближайшие годы.

3. Для характеристики современных изменений температурного режима на территории России, в дополнение к анализу трендов за 1976–2012 гг., рассматривается изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. Выявлено практически повсеместное (на всей территории) повышение норм среднегодовой температуры, статистически значимое на 5%-м уровне. Для всех сезонов, кроме зимы, повышение норм также отмечается на всей территории, но лишь на 20–40% этой площади оно статистически значимо на уровне 5%. Изменение норм зимних температур на большей части территории России на 5%-м уровне статистически незначимо. Единственная область понижения нормы отмечена для зимних температур на крайнем северо-востоке страны, но величина его статистически незначима даже на 10%-м уровне.

4. Обсуждается концепция динамических норм и динамических аномалий, реализующая новый подход к оценке норм в условиях нестационарного климата.

Динамические нормы региональных (локальных) температур конкретного месяца (сезона) рассчитываются как регрессионный отклик на изменение глобальной температуры, которая выступает здесь в роли индикатора глобальных изменений климата. Уравнение регрессии оценивается по периоду от 20 до 40 лет (рекомендуется $N = 31$) и

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 69

экстраполируется на один год, непосредственно следующий за периодом оценивания. В связи с несомненным фактом глобального потепления и необходимостью пересмотра норм с учетом наблюдаемых изменений климата, такой подход представляется более обоснованным. В этом случае действительно учитывается зависимость региональной климатической нормы от характеристик глобального изменения климата, отражающих суммарный эффект всех вызвавших их причин.

Динамическая аномалия определяется как разность между наблюдаемой температурой и динамической нормой. Показано, что традиционные аномалии дают информацию скорее об изменении климата, тогда как в динамических аномалиях составляющая, связанная с изменением климата, исключена. Нормированные динамические аномалии образуют практически стационарный процесс, не содержащий ни межсезонных изменений, ни текущих многолетних трендов.

Предполагается, что с динамическими аномалиями могут быть связаны определенные перспективы прогноза крупных аномалий погоды на сроки более трех недель, поскольку прогностические признаки, характеризующие начальные циркуляционные и синоптические условия, ответственны за формирование именно этих динамических аномалий. Поправки на “сезонность” и “изменение климата” должны вводиться в прогноз динамических аномалий как аддитивные составляющие (например, в терминах динамических норм).

Динамические нормы уже сами по себе информативны как прогноз традиционных аномалий температуры с заблаговременностью 1 год. Показано, что корреляция между ходом динамических норм и фактическим ходом температуры положительна, тогда как традиционный климатический прогноз, т. е. нулевое поле аномалий, таким свойством не обладает по определению. Средняя ошибка прогноза в терминах динамических норм для территории России колеблется около 0.06°С в почти симметричном интервале (от –0.35 до +0.43°С), тогда как при традиционном подходе имеет место явное смещение: среднее значение ошибки +0.42°С, а область изменения от –0.3 до +0.75°С.

5. Исследован вклад 60-летнего цикла в изменчивость приземной температуры Земного шара и крупных регионов Северного полушария по данным инструментальных наблюдений за последние 150 лет. Показано, что экстремумы 60-летнего цикла обнаруживаются в рядах температуры для всех рассмотренных регионов и во все сезоны, но не воспроизводятся гидродинамическими моделями.

В качестве факторов климатической изменчивости температуры крупных регионов, наряду с 60-летним циклом, рассмотрены концентрация CO_2 и изменение солнечной активности (число солнечных пятен). Показано, что практически во всех случаях относительный вклад увеличения концентрации CO_2 значительно больше, чем влияние 60-летнего цикла. Вклад солнечной активности много ниже (менее 2%).

Сформулирован и реализован упрощенный сценарий изменения глобальной приповерхностной температуры в ближайшие десятилетия с учетом суммарного воздействия двух факторов – концентрация CO_2 и квази-60-летнее колебание. В соответствии с этим сценарием, снижение глобальной температуры вследствие 60-летнего колебания в первые 30 лет после точки максимума может составить до 0.20–0.25°С. С учетом влияния двух указанных факторов через 30 лет, от 1981–2010 гг. к 2011–2040 гг., можно ожидать повышения глобальной температуры на ~0.58 ± 0.17°С, в том числе повышения на ~0.72 ± 0.11°С за счет роста CO_2 и снижения на ~0.14 ± 0.06°С за счет 60-летнего колебания.

1.2.8. Литература

Багров Н. А., 1966. О статистических свойствах некоторых оценок прогнозов. Труды ММЦ, вып. 9, с. 61–69.

Борзенкова И. И., Жильцова Е. Л., Лобанов В. А., 2011. Вариации климата внетропической зоны Северного полушария за последние 1000 лет: анализ данных и возможных причин. – В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, Москва, НИЦ “Планета”, т. XXIV, с. 131–152.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2004. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 50–66.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 70

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2009. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 11, с. 15–29.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2011. Вероятностная оценка наблюдаемых и ожидаемых изменений климата Российской Федерации: температура воздуха. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ. с. 43–70.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012а. Динамические климатические нормы температуры воздуха, Метеорология и гидрология, № 12, с. 5–18.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012б. Ожидаемые и наблюдаемые изменения климата России: температура воздуха, Обнинск: ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД".194 с.

Замолодчиков Д. Г., 2013. Естественная и антропогенная концепции современного потепления климата, Вестник РАН, т. 83, № 3, с. 227–235.

Монин А. С., Берестов А. А., 2005. Новое о климате, Вестник Российской академии наук, т. 75, № 2, с. 126–138.

Мохов И. И., Смирнов Д. А., Карпенко А. А., 2012. Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений, Доклады Академии наук, т. 443, № 2, с. 225–231.

Научно-прикладной справочник "Климат России", 2011. Обнинск, ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", 2011.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. М., Росгидромет. т. 1, 228 с. т. 2, 288 с.

Панин Г. Н., 2009. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях, Доклады АН, т. 427, № 3, с. 397–402.

Росгидромет, 2013. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ), Москва, ISBN 978-5-901579-38-1, с. 21–32.

Рубинштейн Е. С., 1979. Однородность метеорологических рядов во времени и пространстве в связи с исследованием изменения климата, Л.: Гидрометеоиздат, 80 с.

Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г., 1966. Современное изменение климата, Л.: Гидрометеоиздат, 200 с.

Семенов В. А., 2010. Долгопериодные климатические колебания в Арктике и их связь с глобальными изменениями климата. Диссертация на соискание ученой степени доктора физико-математических наук, Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН, Москва, 268 с.

Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа, Проблемы Арктики и Антарктики, № 75, с. 149–160

Blunden J., Arndt D. S. (eds.), 2013. State of the Climate in 2012. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 94, no. 8, 238 p.

Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., Jones P. D., 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850, J. Geophysical Research, vol. 111, D12106.

Cook J., Nuccitelli D., Green S.A., Richardson M., Winkler B., Painting R., Way R., Jacobs P., Skuce A., 2013. Quantifying the consensus on anthropogenic global warming in the scientific literature, Environ. Res. Lett., no. 8, 024024, pp. 7.

Delworth T. L., Mann M. E., 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere, Clim. Dyn., vol. 16, pp. 661–676.

Easterling D. R., Peterson T. C., 1995. A new method for detecting undocumented discontinuities in climatological time series, International journal of climatology, vol. 15, no. 4, pp. 369–377.

Folland C. K., Parker D. E., 1995. Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data, Quarterly J. of the Royal Meteorological Society, vol. 121, pp. 319–367.

Hansen J. E., Ruedy R., Sato Mki., Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T., 2001. A closer look at United States and global surface temperature change, J. Geophys. Res., vol. 106, pp. 23947–23963.

OD-2-1-3n 12/5/14 1:23 PM Page 71

Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010. Global surface temperature change, Rev. Geophys., vol. 48. RG4004.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Ishi M., Shoji A., Sugimoto S., Matsumoto T., 2005. Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection, Int. J. Climatol, vol. 25, pp. 865–879.

Jones P. D., 1994. Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and an update to 1993, J. of Climate, vol. 7, pp. 1794–1802.

Jones P. D., Lister D. H., Osborn T. J., Harpham C., Salmon M., Morice C. P., 2012. Hemispheric and large-scale land surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2010, Journal of Geophysical Research, Atmospheres, vol. 117, DOI: 10.1029/2011JD017139.

Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G., 1999. Surface air temperature and its variations over the last 150 years, Reviews of Geophysics, vol. 37, pp. 173–199.

Jones P. D., Osborn T. J., Briffa K. R., Folland C. K., Horton B., Alexander L. V., Parker D. E., Rayner N. A., 2001. Adjusting for sampling density in grid-box land and ocean surface temperature time series, J. Geophys. Res., vol. 106, pp. 3371–3380.

Kennedy J. J., Rayner N. A., Smith R. O., Saunby M., Parker D. E., 2011. Reassessing biases and other uncertainties in sea-surface temperature observations measured in situ since 1850, part 2: biases and homogenisation, Journal of Geophysical Research, vol. 116, DOI: 10.1029/2010JD015220.

Kerr R. A., 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries, Science, vol. 288, pp. 1984–1985.

Kevin C., 2012. HadCRUT4: Analysis and critique. Posted on 13 June 2012. http://skepticalscience.com/hadcrut4_analysis_and_critique.html

Lawrimore J. H., Menne M. J., Gleason B. E., Williams C. N., Wuertz D. B., Vose R. S., Rennie J., 2011. An overview of the Global Historical Climatology Network monthly mean temperature data set, version 3, J. Geophys. Res., vol. 116, D19121.

Livezey R., Vinnikov K., Timofeyeva M., Tinker R., Van Den Dool H., 2007. Estimation and Extrapolation of Climate Normals and Climatic Trends. J. Appl. Meteor. Clim., vol. 46, pp. 1759–1776.

Mann M. E., Zhang Z., Hughes M. K., Bradley R. S. et al., 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia, Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 105. DOI:10.1073/pnas.0805721105.

Menne M. J., C. N. Williams Jr., 2009. Homogenization of temperature series via pairwise comparisons. Journal of Climate, vol. 22, no. 7, pp. 1700–1717.

Met Office, 2013a. Observing changes in the climate system. http://www.metoffice.gov.uk/media/pdf/e/f/Paper1_Observing_changes_in_the_climate_system.PDF

Met Office, 2013б. Recent pause in global warming. http://www.metoffice.gov.uk/media/pdf/q/0/Paper2_recent_pause_in_global_warming.PDF.

Met Office, 2013в. Paper 3: Implications for projections. http://www.metoffice.gov.uk/media/pdf/3/r/Paper3_Implications_for_projections.pdf

Morice C. P., Kennedy J. J., Rayner N. A., Jones P. D., 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: the HadCRUT4 dataset, J. of Geophys. Res., vol. 117. D08101.

Orssengo G., 2010. Predictions Of Global Mean Temperatures and IPCC Projections. Icecap, http://wattsupwiththat.com/2010/04/25/predictions-of-global-mean-temperatures-ipcc-projections/.

Peterson T. C., Easterling D. R., 1994. Creation of homogeneous composite climatological refer-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 72

ence series. International journal of climatology, vol. 14, no. 6, pp. 671–679.

Peterson T. C., Vose R. S., 1997. An overview of the Global Historical Climatology Network temperature database, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 78, no. 12, pp. 2837–2849.

Rayner N. A., Brohan P., Parker D. E., Folland C. K., Kennedy J. J., Vanicek M., Ansell T., Tett S. F. B., 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset, J. Climate, vol. 19, pp. 446–469.

Rose D., 2012. Global warming stopped 16 years ago. http://www.dailymail.co.uk/sciencetech/article-2217286.html (updated: 16 October 2012).

Schlesinger M. E., Ramankutty N., 1994. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years, Nature, vol. 367, pp. 723–726.

Smith T. M., Reynolds R. W., 2005. A global merged land air and sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997), J. Climate, vol. 18, pp. 2021–2036.

SRES: Emission Scenarios, 2000. Summary for Policymakers. IPCC Special Report of Working Group III. WMO/UNEP. SRES. 20 p.

Taylor Karl E., Ronald J. Stouffer, Gerald A. Meehl, 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 93, pp. 485–498.

Thorne P. W., Willett K. M., Allan R. J., Bojinski S., Christy J. R., Fox N., Gilbert S., Jolliffe I., Kennedy J. J., Kent E., Klein Tank A., Lawrimore J., Parker D. E., Rayner N., Simmons A., Song L., Stott P. A., Trewin B., 2011. Guiding the creation of a comprehensive surface temperature resource for twenty-first-century climate science. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 92, ES40–ES47. doi: http://dx.doi.org/10.1175/2011BAMS3124.1.

WMO, 1962. Climatic normals (CLINO) for CLIMATE and CLIMATE SHIP Stations for the period 1931–1960. WMO/OMM, no. 117, p. 52.

WMO, 1989. Calculation of monthly and annual 30-year standard normals. WCDP, no. 10 (WMO-TD/no. 341), Geneva, 11 p.

WMO, 2006. Standardised Verification System for Long-Range Forecasts. In: Manual on the GDPFS (WMO-no. 485), vol. 1. 1992 edition, Suppl. no.10 (X.2005). II.8–1 – II.8–17.

WMO, 2010. Standardised Verification System for Long-Range Forecasts. In: Manual on the GDPFS (WMO-no. 485), vol. 1. Updated in 2012, 2013. II.8–1 – II.8–17.

ГЛАВА 1.3. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

Э. Г. Богданова

С. Ю. Гаврилова, Б. М. Ильин, Э. Я. Ранькова

1.3.1. Введение

Глава о климатических изменениях атмосферных осадков в настоящем докладе разделена на две части.

В первой части (1.3.2), подготовленной Э. Я. Раньковой, анализируются тенденции современных изменений режима осадков на территории России по данным наблюдений за 1936–2012 гг. Используется методика мониторинга климата, разработанная в ИГКЭ, и массив данных ИГКЭ о месячных суммах осадков на 455 станциях, расположенных на территории России и стран СНГ. Массив создан на основе данных стандартных наблюдений, архивируемых во ВНИИГМИ-МЦД, в которых в результаты наблюдений за осадками введены стандартные поправки на смачивание*, а данные дождемера приведены к показаниям осадкомера (по методике Ц. А. Швер) на уровне месячных сумм осадков. Оценки текущего состояния и изменения режима осадков на территории России по данным массива ИГКЭ ежегодно публикуются в официальных документах Росгидромета (например, Росгидромет, 2013).

Между тем, появляются новые возможности углубления анализа временных рядов атмосфер-

* Численные значения поправок на смачивание определены в ГГО в результате многолетних экспериментальных исследований под руководством И. Н. Нечаева (Нечаев, 1965).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 73

ных осадков. Во ВНИИГМИ-МЦД создан улучшенный архив синоптических данных из 3- и 6-часовых наблюдений за 1936–2010 гг. (Булыгина и др., 2013). На основе этого архива в ГГО им. А. И. Воейкова создан массив данных о срочных суммах осадков на 457 климатических станциях России с использованием методики, развивавшейся в ГГИ и ГГО на протяжении многих лет и учитывающей на уровне срочных измерений все систематические погрешности измерения осадков стандартными сетевыми приборами (WMO, 1998; Богданова и др., 2002). В настоящее время работа по расширению этого массива на большее число станций продолжается. Во второй части настоящей главы (1.3.3), подготовленной Э. Г. Богдановой, С. Ю. Гавриловой и Б. М. Ильиным, приводятся оценки, полученные в ГГО на основе этого массива.

Оценки наблюдаемых изменений осадков, приведенные в этих двух частях настоящей главы, различаются между собой. Эти различия и порожденные ими неопределенности картины наблюдаемых на территории России изменений режима осадков остаются предметом дискуссий между специалистами.

1.3.2. Тенденции современных изменений режима осадков на территории России (по данным массива ИГКЭ)

Рассматриваемые ниже оценки получены по данным о месячных суммах осадков в базовом массиве мониторинга климата России, продленным по 2012 г. (Росгидромет, 2013). В этом массиве исторические ряды содержат поправки на смачивание (Наставление, 1969; МУ, 1969а; внесены ретроспективно) и стандартное приведение данных дождемера к показаниям осадкомера (Швер, 1976). Данные после 1966 года до настоящего времени содержат поправки на смачивание, введенные наблюдателем в каждое измерение (Наставление, 1969; 1985; 2000; МУ, 1969б). Можно ожидать, таким образом, что исторические ряды до 1966 года в большей мере подвержены инструментальной неоднородности.

Оценки, представленные в первом Оценочном докладе Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008) были получены по данным этого же массива (по 2006 г. включительно) и по той же методике обработки. Таким образом, их сопоставление с текущими оценками вполне правомерно, и изменения тенденций следует отнести за счет реально наблюдаемых климатических изменений последних 6 лет.

Используемый массив включает данные об атмосферных осадках на 455 станциях, расположенных на постсоветской территории (из них 310 станций – российские). Данные выражены в аномалиях (отклонениях от соответствующих средних за 1961–1990 гг.) и осреднены внутри календарных сезонов каждого года и года в целом. В результате, годовые и сезонные аномалии сумм осадков выражены в мм/месяц, т. е. приведены к масштабу месячных сумм. Регионально осредненные оценки приведены, как и в предыдущем выпуске, для территории России в целом и шести крупных физико-географических регионов. Дополнительно представлены оценки для федеральных округов РФ. Границы регионов приведены выше в главе 1.2 (рис. 1.2.6).

1.3.2.1. Атмосферные осадки, осредненные по территории РФ

Самое общее представление о характере современных изменений режима атмосферных осадков на территории РФ дают временные ряды пространственно осредненных (по всей территории) аномалий атмосферных осадков: средних годовых (рис. 1.3.1) и сезонных (рис. 1.3.2).

В целом по России, тренд годовых сумм положительный (+0.8 мм/месяц/10 лет) и описывает 24% суммарной межгодовой изменчивости ряда (т. е. тренд небольшой, но статистически значимый даже на 0.5%-м уровне). Основной вклад принадлежит весеннему сезону (1.4 мм/месяц/10 лет, вклад в дисперсию ряда 23%) и отчасти осени, тогда как в изменении осадков зимы и лета линейный тренд (т. е. однонаправленные изменения) практически отсутствует. Наибольшее количество осадков на территории России в среднем выпадает летом и осенью – норма 1961–1990 гг. равна 64.4 и 42.1 мм/месяц соответственно (или 193.2 и 126.3 мм за сезон). Соответствующие значения для зимы и весны составляют, соответственно, 23.6 и 27.5 мм/месяц,

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 74

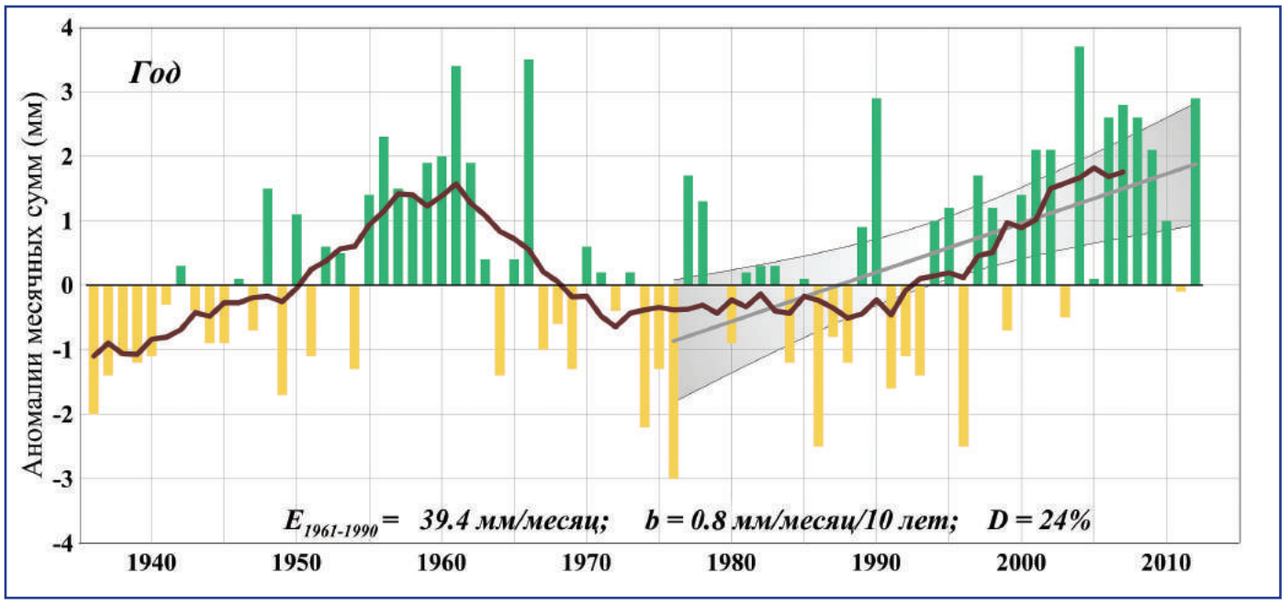


Рис. 1.3.1. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории Российской Федерации, 1936–2012 гг.
Аномалии рассчитаны как отклонения от среднего за 1961–1990 гг. Сглаженная кривая получена 11-летним скользящим осреднением. Линейный тренд и его 95%-й доверительный интервал приведены по данным за 1976–2012 гг.: b – коэффициент тренда, D – вклад в суммарную дисперсию.

т. е. менее 90 мм за сезон. Интересно при этом, что указанные значения норм (для территории России в среднем) от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. изменились весьма незначительно (менее чем на 1 мм/месяц). Этот факт, в свою очередь, подтверждает отсутствие существенных изменений в режиме осадков за последние 50–60 лет в среднем по территории Российской Федерации.

1.3.2.2. Атмосферные осадки в регионах РФ

Региональные особенности изменений режима осадков на территории России рассматриваются здесь для шести физико-географических регионов и восьми федеральных округов РФ (Глава 1.2, рис. 1.2.6). Соответствующие регионально осредненные временные ряды аномалий годовых сумм осадков приведены на рисунках 1.3.3, 1.3.4 за период с 1966 года (как указано выше, данные наблюдений до 1966 года содержат существенную инструментальную неоднородность, которая в большей степени проявляется при осреднении по менее крупным территориям).

Числовые значения используемых статистик (нормы 1961–1990 гг. и оценки трендов за 1976–2012 гг.) приведены в табл. 1.3.1 для всех рассмотренных регионов и сезонов, т. е. для средних годовых и сезонных сумм осадков, осредненных по территории России в целом и по каждому из 14 регионов.

По оценкам трендов регионально осредненных сумм осадков выделяются сибирские регионы: Средняя Сибирь (явная тенденция к увеличению осадков летом и менее существенная – весной и осенью), Западная Сибирь (весной) и Восточная Сибирь (весной и осенью). В Европейской части России уверенная тенденция к увеличению осадков отмечается только весной. По результатам для федеральных округов также выделяются Сибирский и Дальневосточный округа (табл. 1.3.1). Отметим дополнительно, что изменения годовых сумм осадков на протяжении последних 30–40 лет, осредненных по территории регионов Сибирский федеральный округ (рис. 1.3.4) и Средняя Сибирь (рис. 1.3.3), имеют выраженный монотонный характер, тогда как в остальных регионах тренды выявляются на фоне очень значительных колебаний.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 75

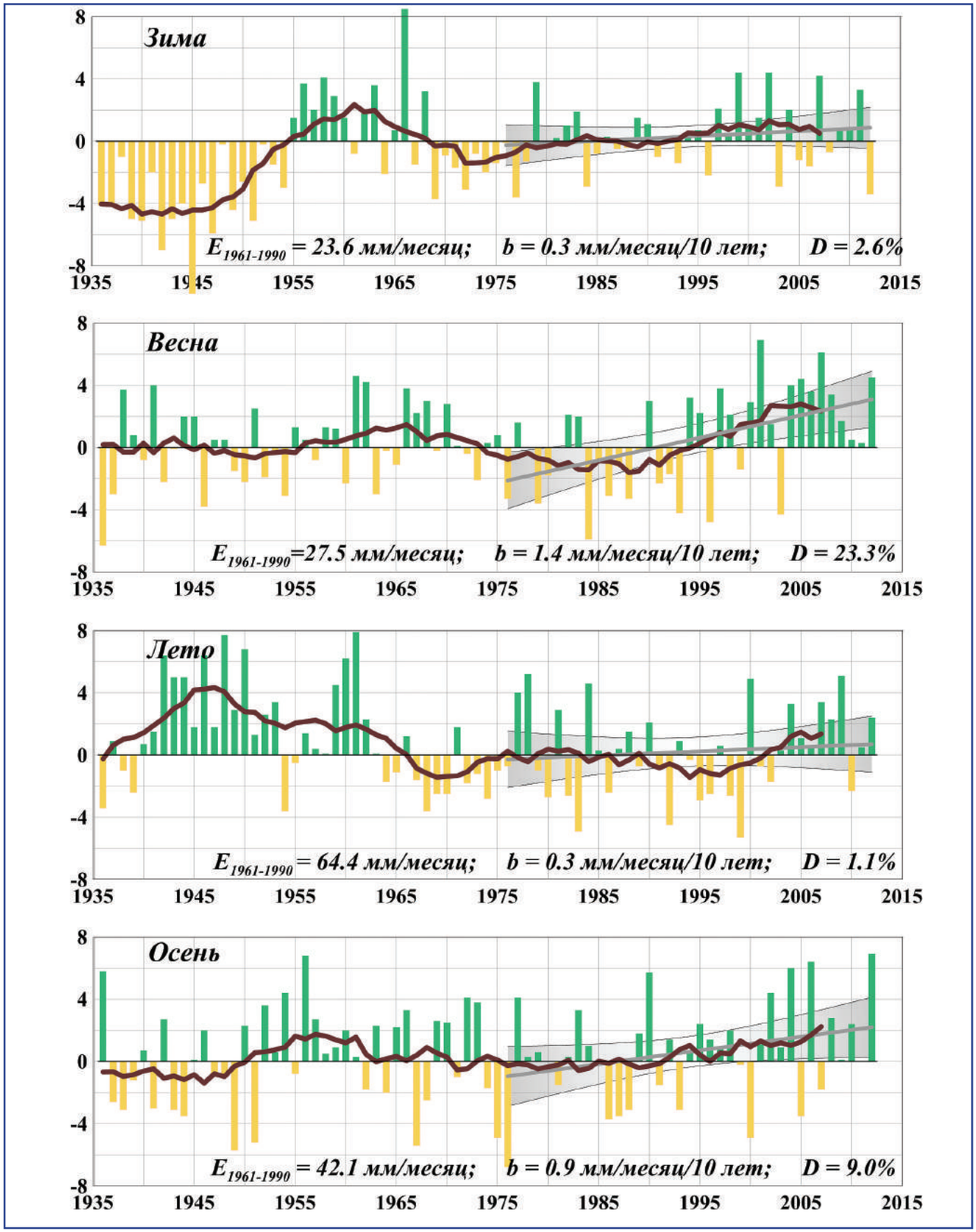


Рис. 1.3.2. Средние сезонные аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории Российской Федерации, 1936–2012 гг. Усл. обозначения см. на рис. 1.3.1.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 76

Таблица 1.3.1. Оценки статистических характеристик регионально осредненных годовых и сезонных сумм атмосферных осадков на территории России: E – среднее значение (норма, мм/месяц); b – коэффициент линейного тренда (мм/месяц/10 лет), D – вклад тренда в дисперсию (%)

Регион	Год			Зима			Весна			Лето			Осень		
	E	*b*	*D*	*E*	*b*	*D*	*E*	*b*	*D*	*E*	*b*	*D*	*E*	*b*	*D*
Российская Федерация															
РФ	39.4	**0.8**	**24**	23.6	0.3	3	27.5	**1.4**	**23**	64.4	0.3	1	42.1	0.9	9
Физико-географические регионы															
ЕЧР	47.2	0.5	3	37.5	0.7	3	36.8	**1.9**	**14**	63.0	–1.5	4	51.7	0.6	1
ЗС	38.8	0.7	5	22.7	0.2	0	28.2	**1.9**	**19**	62.5	0.4	0	41.8	0.3	0
СС	31.6	**1.1**	**25**	17.7	0.0	0	21.0	**0.8**	**12**	53.7	**2.7**	**18**	33.8	**1.1**	**13**
ПБЗБ	34.4	**1.1**	**14**	10.5	0.5	9	19.9	0.9	6	79.5	1.9	5	27.6	1.2	8
ПАПМ	53.6	0.5	1	15.2	1.1	8	38.1	1.6	4	104.8	–0.8	0	55.9	–0.1	0
ВС	32.9	0.9	10	22.1	–0.4	1	19.4	**1.1**	**18**	52	–0.1	0	38.1	**2.1**	**17**
Федеральные округа РФ															
СЗФО	47.9	**1.3**	**13**	34.8	1.3	6	34.1	**1.9**	**15**	66.0	0.4	0	56.4	1.1	2
ЦФО	50.4	–0.1	0	39.8	0.8	1	39.2	0.8	1	71.0	–3.2	6	51.7	0.8	1
ПФО	43.6	–0.4	1	34.2	–0.2	0	32.9	2.2	9	59.0	–2.8	6	48.7	–0.8	1
ЮФО	43.5	0.2	0	43.1	0.2	0	38.9	1.8	5	49.2	–1.9	3	42.6	0.9	1
СКФО	55.2	**1.9**	**11**	48.5	1.7	4	55.4	2.8	7	61.5	0	0	54.9	1.9	2
УФО	40.8	0.7	4	24.4	0.1	0	28.7	**2.5**	**22**	65.1	–0.5	1	44.8	0.7	1
СФО	35.5	**0.8**	**20**	18	0.2	1	23.9	0.8	7	65.0	**1.9**	**16**	35.0	0.6	4
ДВФО	36.6	**0.9**	**14**	18.1	0.1	0	23.5	**1.3**	**23**	64.7	0.4	0	40.1	**1.4**	**15**

Примечание. Период оценки норм: 1961–1990 гг. Период оценки трендов: 1976–2012 гг. Выделены оценки, значимые на 5%-м уровне.

Список сокращений. Регионы: ЕЧР – Европейская часть России; ЗС – Западная Сибирь; СС – Средняя Сибирь; ПБПЗ – Прибайкалье и Забайкалье; ПАПМ – Приамурье и Приморье; ВС – Восточная Сибирь. Федеральные округа: СЗФО – Северо-западный; ЦФО – Центральный; ПФО – Приволжский; ЮФО – Южный; СКФО – Северо-Кавказский; УФО – Уральский; СФО – Сибирский; ДВФО – Дальневосточный.

1.3.2.3. Тенденции современных изменений режима атмосферных осадков

Более полное представление о характере изменений режима осадков на территории России дают пространственные распределения локальных коэффициентов линейных трендов (рис. 1.3.5 для годовых сумм осадков и рис. 1.3.6 для сезонных сумм). Оценки получены по станционным временным рядам годовых и сезонных аномалий осадков за 1976–2012 гг. (в точках расположения станций) и затем картированы. Дополнительно на обоих рисунках представлены оценки трендов за 1976–2006 гг. для сравнения с выводами, опубликованными в Первом оценочном докладе Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008).

В современных изменениях годовых сумм осадков (рис. 1.3.5) на территории России преобладает тенденция к росту. Скорость роста почти нигде не превышает 5%/10 лет, за исключением отдельных областей в Сибири и на Дальнем Востоке (за счет весны и осени). Убывание годовых сумм осадков (также менее 5%/10 лет) обнаруживается на ЕЧР (в широтном поясе 50–60° с.ш.) и Южном Урале, вдоль южной границы России на Дальнем Востоке и на севере Чукотки.

Региональные особенности изменения сезонных сумм осадков более заметны. Так, весной почти на всей территории России отмечается увеличение осадков, с максимумами до 15–20% нормы за 10 лет в Восточной Сибири (от Байкала до Чукотки), в Закавказье и в Западной Сибири. Сходная картина получена и для осени – преобладание положительных изменений, хотя и менее интенсивных, с максимумом в Восточной Сибири. Однако зимой и летом почти половина территории России находится в области уменьшения осадков. Зимой – это большая часть азиатской

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 77

территории РФ, а летом – напротив, территория от западных границ России до Красноярского края (кроме севера ЕЧР), а в азиатской части – лишь Арктическое побережье (Таймыр и к востоку от Новосибирских островов, включая Чукотку), Камчатка и юг Дальнего Востока.

В сравнении с оценками трендов за 1976–2006 гг. (ОД_РФ-1, 2008), направленность изменений режима осадков, их сезонные и географические особенности за прошедшие 6 лет изменились несущественно. В целом, уменьшилась интенсивность трендов обоих знаков, и сократились области уменьшения осадков. Как и ранее, интенсивность тенденций в изменении осадков зимой и весной заметно выше, чем летом и осенью. Однако это может объясняться выбранной единицей измерения: скорость изменения осадков представлена в % нормы за 10 лет, а норма осадков, как показано выше, летом и осенью больше, чем зимой и весной.

Таким образом, в современных (1976–2012 гг.) изменениях режима осадков следует отметить, во-первых, сохраняющуюся тенденцию к уменьшению осадков в азиатской части России зимой и к увеличению их в остальные сезоны. Во-вторых, почти во все сезоны имеют место разнонаправлен-

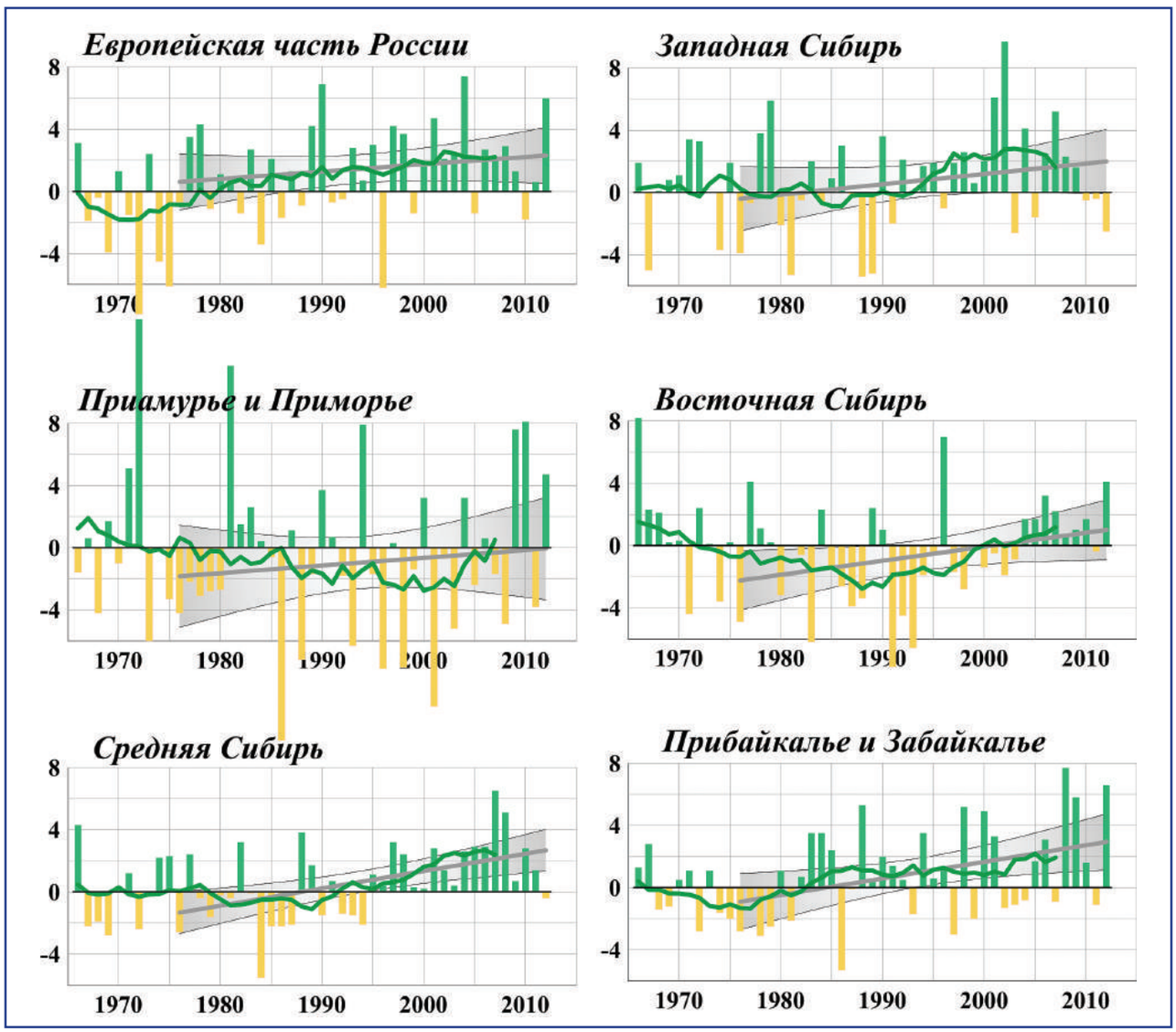


Рис. 1.3.3. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории физико-географических регионов России, 1966–2012 гг. Усл. обозначения см. на рис. 1.3.1.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 78

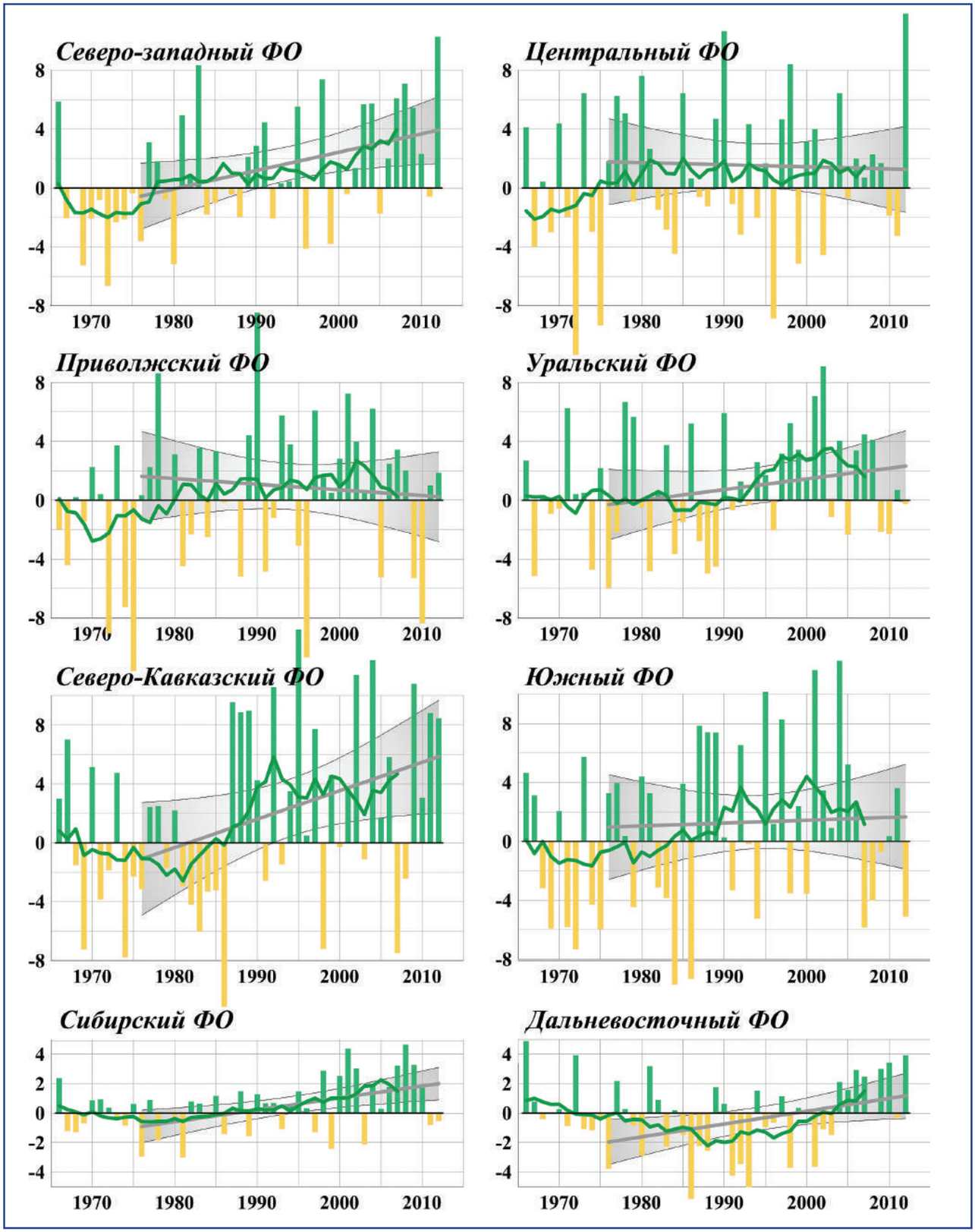


Рис. 1.3.4. Среднегодовые аномалии месячных сумм осадков (мм/месяц), осредненные по территории Федеральных округов РФ.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 79

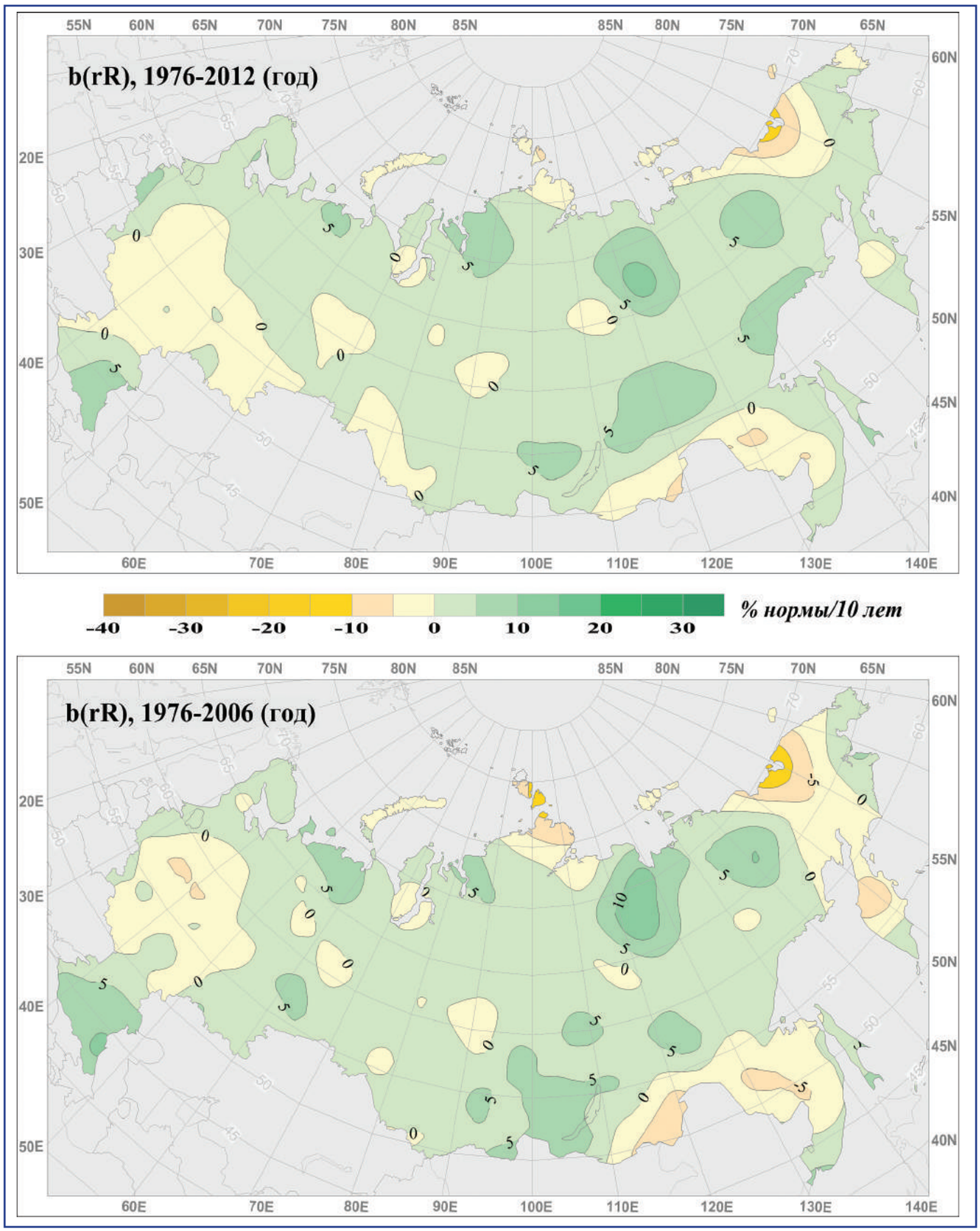


Рис. 1.3.5. Пространственные распределения локальных коэффициентов линейного тренда годовых сумм осадков на территории России (в % от нормы за 10 лет): вверху — за 1976–2012 гг., внизу — за 1976–2006 гг.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 80

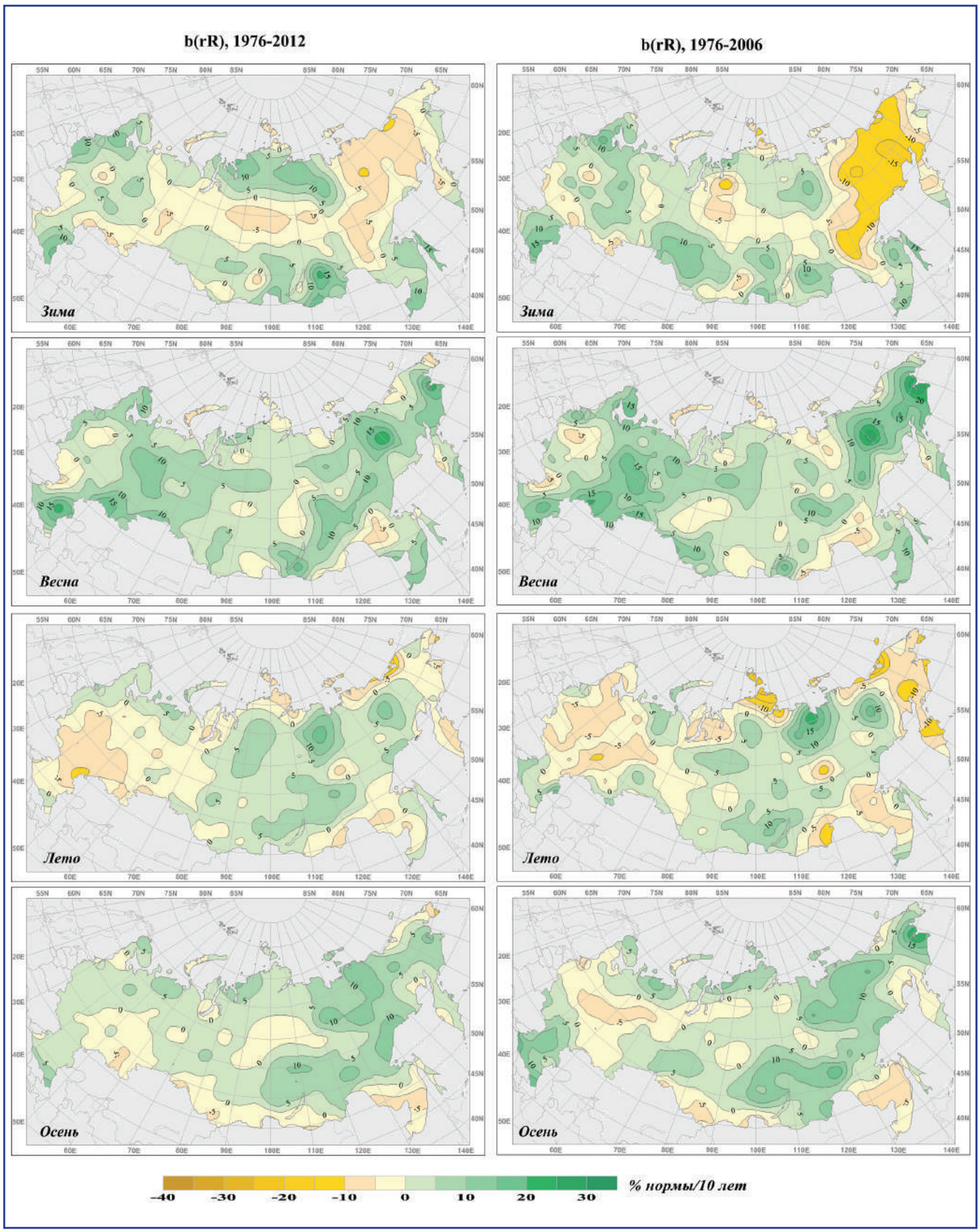


Рис. 1.3.6. Пространственные распределения локальных коэффициентов линейного тренда сезонных сумм осадков на территории России (в % от нормы за 10 лет): слева – за 1976–2012 гг., справа– за 1976–2006 гг.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 81

ные тенденции в разных регионах – в частности, на европейской территории и в Восточной Сибири. В результате, в годовых суммах регионально осредненных осадков, тем более в среднем по всей территории России, тренды несущественны и отмечаются на фоне интенсивных межгодичных флуктуаций.

1.3.2.4 Заключение

Полученный по методике ИГКЭ тренд годовых сумм осадков за период 1976–2012 гг. на бóльшей части территории России положительный. В среднем по России он составляет +0.8 мм/мес/10 лет и описывает 24% суммарной межгодовой изменчивости. Максимальная скорость увеличения годовых сумм осадков наблюдается в Средней Сибири, где количество осадков увеличивается во все сезоны, кроме зимы.

Преимущественно положительный тренд наблюдается и в отдельные сезоны. Тенденция к увеличению осадков наиболее выражена весной, когда линейный тренд, в среднем по территории РФ, объясняет 23% суммарной изменчивости осадков, и на обширных территориях локальный тренд превышает 5% нормы за 10 лет.

Уменьшение осадков заметно на азиатской территории России зимой и на ЕЧР летом. Кроме того, зафиксировано уменьшение осадков летом на Таймыре, на северо-востоке страны (от Арктического побережья до Камчатки) и на юге Восточной Сибири (от Забайкалья до Дальнего Востока, включая бóльшую часть Хабаровского края и Приморский край).

Изменения регионально осредненных годовых сумм осадков во всех регионах отмечаются на фоне интенсивных межгодичных флуктуаций. Исключение представляет регион Средней Сибири (территория Сибирского ФО), где в период после 1976 г. изменения осадков носят явно монотонный характер.

1.3.3. Многолетние изменения режима осадков на территории России (по данным массива ГГО)

В главе “Атмосферные осадки” Первого оценочного доклада Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008) приводится детальное, снабженное обширной библиографией, обоснование необходимости гомогенизации временных рядов инструментальных данных об осадках. Подробно анализируются возможные причины нарушения однородности рядов и искажения, которые могут в связи с ними возникать в результатах исследования пространственных и временных изменений различных характеристик осадков.

Разработанная в последние полтора десятилетия совместно в ГГИ и ГГО методика корректировки (WMO, 1998; Голубев и др., 2000; Богданова и др., 2000; 2002; 2006; 2007; 2010; Гаврилова, 2010; Bogdanova et al., 2002), позволяет учитывать все систематические погрешности измерения осадков на уровне суточных и срочных данных с использованием набора сопутствующих метеорологических характеристик, а также сведений о временных изменениях защищенности осадкомерных приборов, оказывающей значительное влияние на величину ветрового недоучета (Богданова и др., 2006). В основу методики ГГИ–ГГО положены эмпирические зависимости между основными систематическими погрешностями измерения осадков (аэродинамической (ветровой недоучет), потерями на смачивание внутренней поверхности осадкосборника, искажением в результате процессов испарения собранных осадков из прибора и конденсации на внутренней его поверхности, а также возможного попадания в осадкомер “ложных” осадков, поднятых во время сильных метелей с поверхности снежного покрова до и выше уровня приемной поверхности прибора) и наблюдаемыми в период их выпадения метеорологическими характеристиками.

С применением этой методики и на основе архива 3- и 6-часовых метеорологических наблюдений, подготовленного во ВНИИГМИ-МЦД (Разуваев и др., 1995) и продленного там же до 2000 г., первоначально в ГГО был создан массив полностью скорректированных осадков суточного разрешения для 100 станций на территории России за период с 1936 по 2000 г. Данные этого массива позволили оценить различия между характеристиками осадков, исправленных только на смачивание и скорректированных полностью с учетом всех систематических погрешностей их измерения (рис. 1.3.7). Различия оказываются сущест-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:35 PM Page 82

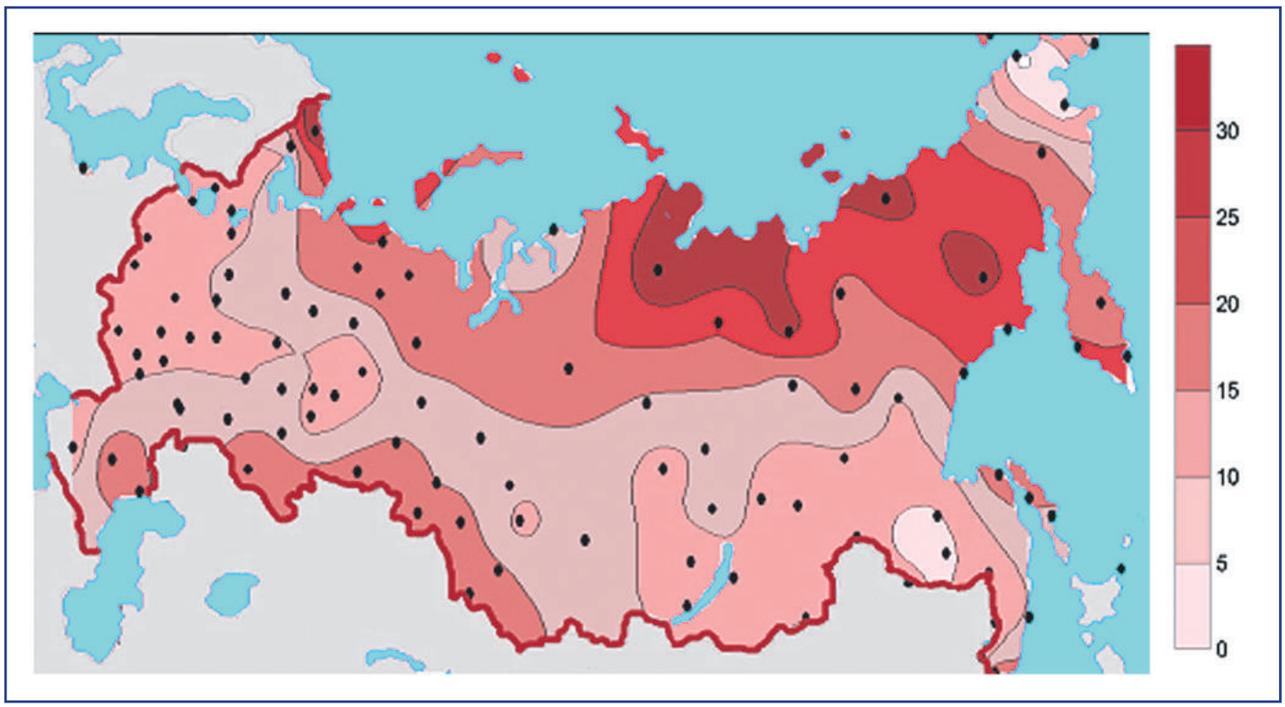


Рис. 1.3.7. Процентное отношение средних многолетних годовых сумм осадков, исправленных с учетом всех систематических погрешностей измерения ($P_{общ}$) (Богданова и др., 2010), к суммам осадков, исправленным только за счет потерь на смачивание ($P_{см}$) за период 1967–2000 гг. (поправки, компенсирующие потери на смачивание, стали вводиться в данные срочных измерений осадков с 1966–1967 гг.).

венными, преимущественно – в полярных широтах, где вклад твердых осадков в годовую сумму достаточно высок.

Однако различие средних многолетних значений сумм осадков еще не означает, что какие-то различия обязательно будут в характеристиках трендов временных рядов осадков. Из общефизических соображений можно предположить, что временные ряды величин поправок также неоднородны (меняется местоположение станций, защищенность установки прибора, ветровой режим и т. п.). В таком случае характеристики временных трендов осадков, скорректированных частично или полностью, могут различаться между собой (рис.1.3.8). Положительные коэффициенты линейных трендов годовых осадков (75% от всей выборки), рассчитанные с учетом только поправки на смачивание в среднем на 57% больше, чем соответствующие коэффициенты, рассчитанные по массиву ГГО. Для отрицательных трендов картина обратная: тренды, рассчитанные с учетом поправки на смачивание по абсолютному значению меньше, чем по массиву ГГО на 65%, однако доля отрицательных трендов составляют всего 25% от всей выборки.

Таким образом, годовые суммы осадков, скорректированные на систематический недоучет в основном за счет влияния ветра, (рис. 1.3.7) оказываются систематически больше, а значения преобладающих положительных коэффициентов линейных трендов годовых осадков (рис. 1.3.8) – меньше, чем соответствующие характеристики осадков, учитывающие лишь потери на смачивание.

В самое последнее время во ВНИИГМИ-МЦД создан архив срочных данных основных метеорологических параметров (Булыгина и др., 2013). В отличие от упомянутого выше архива ВНИИГМИ-МЦД (Разуваев и др., 1995) последний содержит большее число станций на территории России (457), более продолжительный период наблюдений (1936–2010 гг.) и дополнительные сведения об атмосферных явлениях и их продолжительности в пункте наблюдений. Эти сведения позволяют уточнить алгоритм и программу корректировки измеренных осадков и произво-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 83

дить ее на уровне данных срочных наблюдений. В результате такой корректировки в ГГО были получены исправленные срочные суммы осадков для всех 457 климатических станций за период 1936–2010 гг.

Представленные ниже результаты получены на основе использования в качестве исходного материала сумм осадков, скорректированных на основании улучшенного архива срочных данных и применения уточненной программы корректировки срочных сумм осадков*. Пространственное осреднение годовых и сезонных сумм осадков для расчета соответствующих трендов производилось арифметически. При пространственном осреднении сумм осадков в (ОД_РФ-1, 2008) при расчетах трендов в ИГКЭ использовался иной способ осреднения, применяемый к аномалиям и учитывающий неравномерность и густоту расположения станций на исследуемой площади (Груза, Ранькова, 2004).

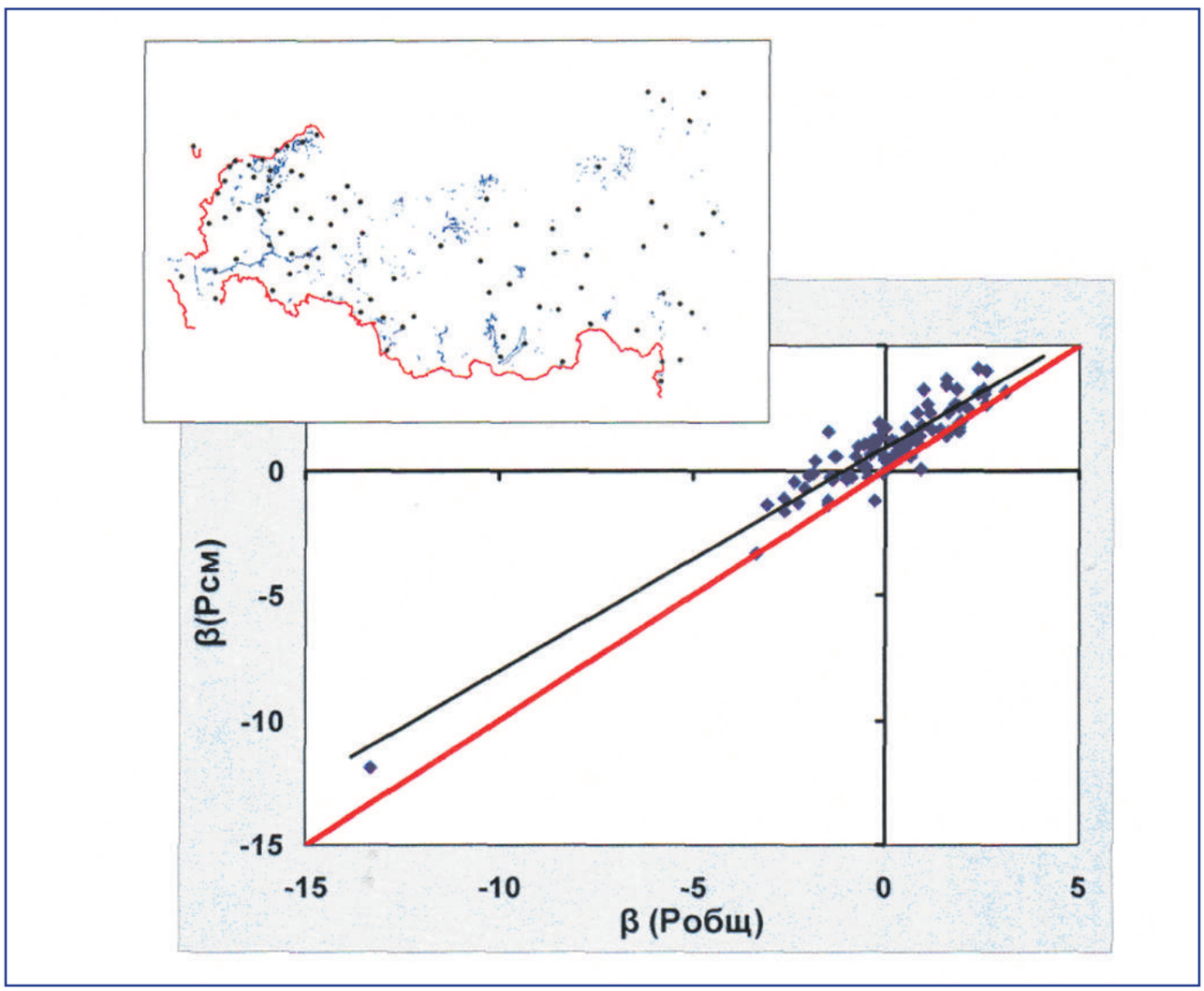


Рис. 1.3.8. Связь между коэффициентами линейных трендов годовых осадков (β, мм/год), рассчитанных с учетом только поправки на смачивание ($P_{см}$) и с учетом всех систематических погрешностей ($P_{общ}$), для 87 станций РФ за период 1967–2010 гг. На карте России в верхней части рисунка точками отмечено местоположение станций.

* С 2012 г. для всей сети станций Росгидромета уже проводится полная корректировка срочных сумм осадков в системе обработки данных ПЕРСОНА-МИС, скорректированные данные вместе с основными расчетными параметрами корректировки помещаются на специальной дополнительной странице таблицымесячных данных станций.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 84

Для пространственного осреднения в дальнейших расчетах ГГО применено арифметическое осреднение.

1.3.3.1 Временные и пространственные изменения количества атмосферных осадков (с учетом всех погрешностей измерения осадков)

Временные и пространственные изменения осадков рассматриваются за два периода: за весь доступный период с 1936 по 2010 гг. и за современный период с 1976 по 2010 гг. (рис. 1.3.9, 1.3.10 и табл. 1.3.2). В среднем по России в целом за год количество осадков за период 1976–2010 гг. увеличивается быстрее, чем за весь период с 1936 по 2010 гг., преимущественно за счет интенсивного роста осадков весной.

При региональных оценках изменений в годовых трендах отчетливо выделяются их отрицательные значения на ЕЧР и в Восточной Сибири, свидетельствующие о заметном уменьшении осадков за 1976–2010 гг. по сравнению со всем рассматриваемым периодом (рис. 1.3.11 и табл. 1.3.2). В остальных регионах, наоборот, наблюдается существенное увеличение годового количества осадков за этот современный период.

Весной повсеместно наблюдается увеличение сезонных осадков за 1976–2010 гг. по сравнению с общим периодом.

Летом (так же, как и в среднем за год) заметно выделяется существенное уменьшение сезонных осадков на ЕЧР и в Восточной Сибири. В остальных регионах увеличение летних осадков за 1976–2010 гг. преобладает над их изменением за весь период 1936–2010 гг., в котором значения сезонных трендов – отрицательные.

Осенью и зимой соотношение значений трендов в отдельных регионах двух сравниваемых периодов довольно пестрое, стойких закономерностей не прослеживается. Можно лишь отметить появление положительного зимнего тренда (хотя и незначительного) на ЕЧР и практически круглогодичное (кроме весны) уменьшение сезонных осадков в Восточной Сибири.

Пространственное распределение изменений среднего многолетнего годового количества осадков на всей территории России представлено на рис. 1.3.12 в виде карт временного изменения годового количества осадков на каждой из станций в мм за весь период с 1936 по 2010 гг.

Общая картина пространственного распределения значений трендов на обеих картах совпадает. Отчетливо проявляется преобладание увеличения годовых осадков на территории ЕЧР, а также в центральной Сибири. В западной и восточной Сибири, а также в Прибайкалье, Забайкалье, Приамурье и Приморье преобладают площади с отрицательными значениями трендов. Далее на восток увеличение годовых осадков наблюдается

Таблица 1.3.2. Коэффициенты линейных трендов годовых и сезонных регионально осредненных сумм осадков (мм/мес/10 лет) для России в целом и отдельных физико-географических регионов за периоды 1936–2010 гг. и 1976–2010 гг.

Регион	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	1936–2010	1976–2010	1936–2010	1976–2010	1936–2010	1976–2010	1936–2010	1976–2010	1936–2010	1976–2010
Россия	**0.23**	**0.29**	**0.63**	**0.30**	**0.20**	**1.57**	*–0.43*	**0.03**	**0.20**	*–0.17*
Европейская часть	**0.48**	*–0.18*	**0.63**	**0.53**	**0.00**	**1.83**	**0.57**	*–2.40*	**0.37**	*–0.23*
Западная Сибирь	**0.24**	**0.83**	**0.87**	**0.00**	**0.27**	**2.47**	*–0.93*	**0.10**	**0.20**	**0.03**
Средняя Сибирь	*–0.10*	**0.72**	**0.03**	*–0.03*	**0.03**	**0.40**	*–0.83*	**1.87**	**0.23**	**1.27**
Прибайкалье и Забайкалье	*–0.41*	**0.83**	**0.00**	**0.10**	*–0.17*	**0.47**	*–1.13*	**1.13**	*–0.33*	**1.37**
Восточная Сибирь	*–0.19*	*–1.09*	**0.03**	*–1.63*	*–0.03*	**0.47**	*–0.70*	*–2.17*	*–0.13*	*–1.63*
Приамурье и Приморье	**0.66**	**0.85**	**1.33**	**1.67**	**1.03**	**2.17**	*–0.53*	**0.03**	**0.13**	*–1.80*

Примечание. Жирным шрифтом и подчеркиванием выделены положительные значения трендов, курсивом – отрицательные.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 85

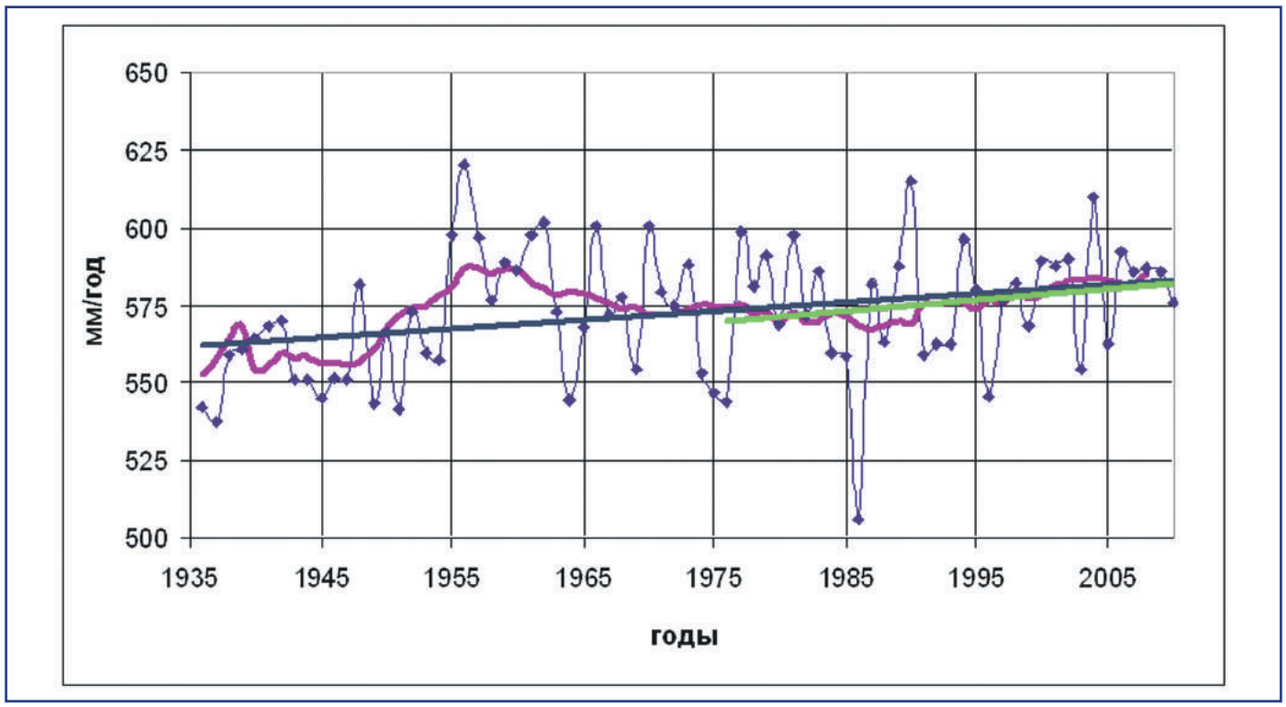


Рис. 1.3.9. Временной ряд и линейный тренд годовых сумм осадков (мм/год), осредненных по всей территории России (457 станций) за 1936–2010 гг. Жирная кривая соответствует 11-летнему сглаживанию. Дополнительной прямой линией показан линейный тренд за 1976–2010 гг.

лишь местами в узкой прибрежной полосе Охотского моря и на Сахалине.

На рис. 1.3.13 показано распределение станций только со статистически значимыми на уровне 5% линейными трендами за тот же период с указанием границ федеральных округов России.

На карте трендов зимнего сезона (рис. 1.3.14) отмечаются наибольшие площади с положительными трендами и наибольшие их значения по сравнению с остальными сезонами. Здесь же самое большое число станций со статистически значимыми величинами трендов (165 станций). Зимняя карта имеет существенное сходство с соответствующей годовой (рис. 1.3.12) по общей картине распределения площадей увеличения и уменьшения осадков за рассматриваемый период.

Для летнего сезона, наоборот, характерны большие площади с отрицательными трендами и наибольшими (по модулю) их значениями. Хотя на ЕЧР и сохраняется слабая тенденция к увеличению осадков, но за Уралом и до самого восточного побережья летние осадки почти повсеместно уменьшаются.

Весна и осень, как переходные периоды между зимним и летним типами атмосферной циркуляции, отличаются очень пестрой картиной распределения областей увеличения и уменьшения количества осадков, в которой трудно выделить устойчивые закономерности. Хотя можно отметить формирующуюся область увеличения осадков на ЕЧР вдоль западной границы РФ и обширную область положительных трендов в центральной и восточной Сибири, достигающими в областях максимумов 40% от сезонной нормы осадков.

1.3.3.2. Временные и пространственные изменения осадков разных видов (твердых, жидких и смешанных)

Осредненные в целом по России и по площадям регионов годовые количества осадков разных видов* за период с 1936 по 2010 гг. и за пе-

* Массив ГГО скорректированных срочных значений осадковсодержит также все необходимые сведения для определения вида осадков (твердых, жижких, смешанных), выпавших между сроками их измерений.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 86

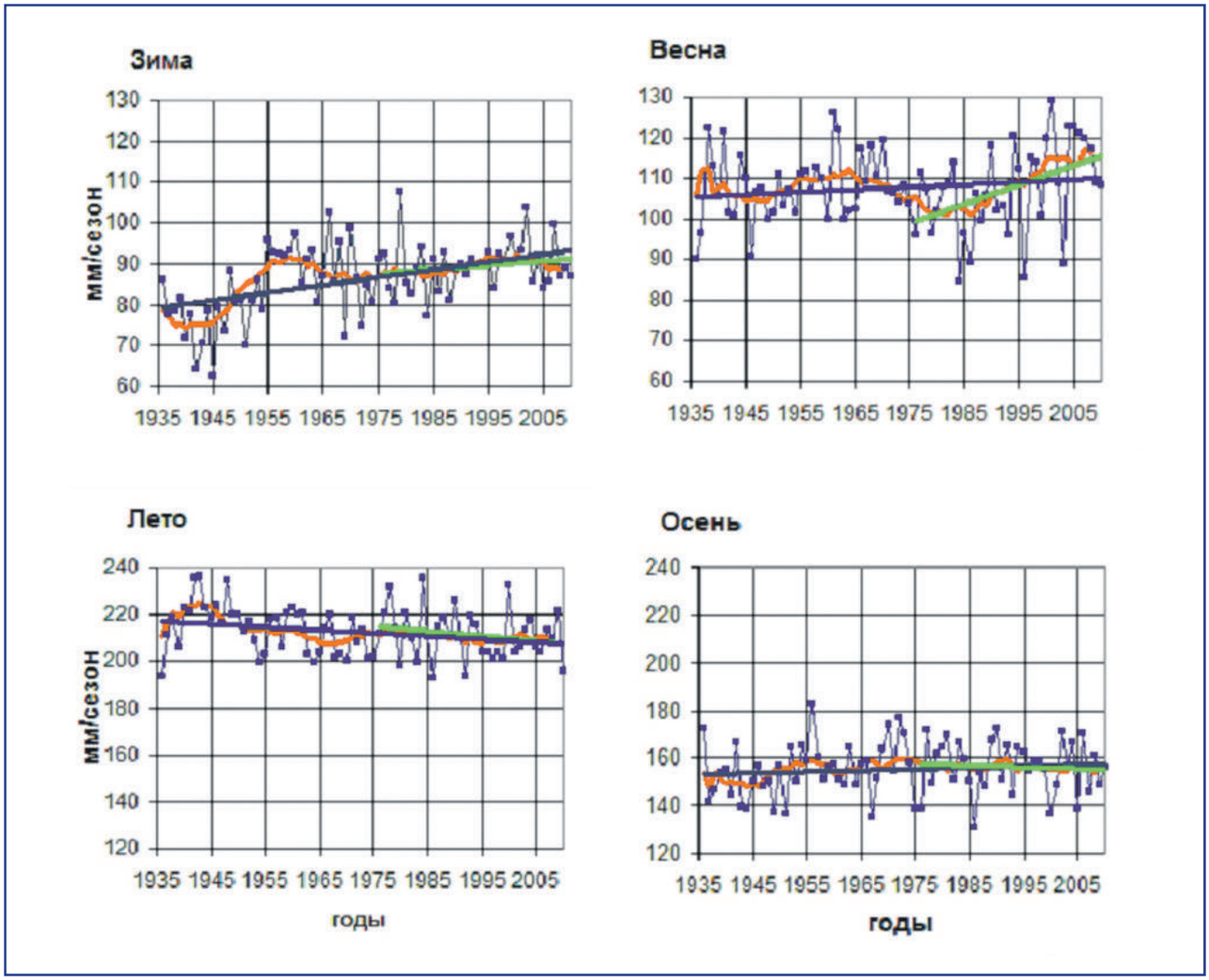


Рис. 1.3.10. Временные ряды и линейные тренды сезонных сумм осадков (мм/сезон), осредненных по всей территории России (457 станций) за 1936–2010 гг. Жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Дополнительными прямыми линиями показаны линейные тренды для каждого сезона за 1976–2010 гг.

риод 1976–2010 гг. (табл. 1.3.3 и табл. 1.3.4) демонстрируют повсеместное уменьшение твердых осадков и также повсеместное увеличение смешанных. Жидкие осадки также увеличиваются почти везде, кроме Западной Сибири, Приамурья и Приморья, где процент их уменьшения весьма невелик. Вполне очевидно, что увеличение количества жидких и смешанных осадков происходит за счет уменьшения количества твердых, связанного с повышением температуры воздуха в соответствующих регионах. Например, в Западной Сибири, где соотношение осадков разных видов в рассматриваемый период почти не меняется, повышение среднегодовой температуры, судя по карте рис. 3.6 из первого Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008), наименьшее. Наибольшее в процентном выражении увеличение смешанных осадков объясняется наименьшими значениями их среднего многолетнего количества (“эффект знаменателя”).

Связь пространственно-временных изменений осадков разных видов с изменениями температуры воздуха прослеживается достаточно наглядно (табл. 1.3.3 и рис. 1.3.15).

Количество твердых осадков (рис. 1.3.15а) уменьшается на преобладающей части территории России. Увеличение их наблюдается глав-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 87

ным образом в северных и приполярных частях Западной и Центральной Сибири, т. е. в областях слабого роста температуры воздуха. Увеличение количества твердых осадков на Кольском полуострове и в Карелии связано, очевидно, с общим существенным увеличением осадков в этом районе.

Жидкие осадки (рис. 1.3.15б) увеличиваются на большей части территории России, особенно на ЕЧР. Но значительные площади уменьшения количества жидких осадков располагаются в Западной Сибири и части центральной Сибири, где области увеличения жидких осадков находятся лишь в южных частях этих регионов.

Смешанные осадки (рис. 1.3.15в) увеличиваются практически повсеместно, слабо уменьшаясь только в северных и приполярных областях от Урала до Чукотки. Увеличение температуры воздуха оказывает влияние на изменение количества жидких осадков двояко. С одной стороны, при потеплении на границе "осень–зима" смешанных осадков становится больше за счет уменьшения количества твердых. С другой стороны, при переходе от лета к осени может увеличиваться коли-

*Таблица 1.3.3. Изменение регионально осредненных годовых сумм осадков разных видов (β*75) за 1936–2010 гг. в % от средней многолетней суммы осадков данного вида (мм/год)*

Регионы	Вид осадков					
	Жидкие		Твердые		Смешанные	
	%	мм	%	мм	%	мм
Россия	7	380	–14	163	33	30
Европейская часть РФ	14	436	–22	157	35	36
Западная Сибирь	–1	340	–0.5	378	1	32
Средняя Сибирь	4	461	–3	169	11	19
Прибайкалье и Забайкалье	6	317	–18	105	14	15
Восточная Сибирь	9	295	–23	195	24	35
Приамурье и Приморье	–3	554	–7	73	35	29

Примечание. Для каждого вида осадков приводится величина изменения количества осадков в % от среднего многолетнего значения (левая часть столбца таблицы), а также соответствующее среднее многолетнее количество осадков в мм (правая часть столбца).

*Таблица 1.3.4. Изменение регионально осредненных годовых сумм осадков разных видов (β*75) за 1976–2010 гг. в % от средней многолетней суммы осадков данного вида (мм/год)*

Регионы	Вид осадков					
	Жидкие		Твердые		Смешанные	
	%	мм	%	мм	%	мм
Россия	5	385	–1	158	18	33
Европейская часть РФ	4	449	–18	151	17	39
Западная Сибирь	7	338	–5	191	1	38
Средняя Сибирь	20	241	–8	165	8	20
Прибайкалье и Забайкалье	11	320	–2	197	10	16
Восточная Сибирь	1	299	–17	180	5	38
Приамурье и Приморье	0	547	4	171	5	33

Примечание. Для каждого вида осадков приводится величина изменения количества осадков в % от среднего многолетнего значения (левая часть столбца таблицы), а также соответствующее среднее многолетнее количество осадков в мм (правая часть столбца).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 88

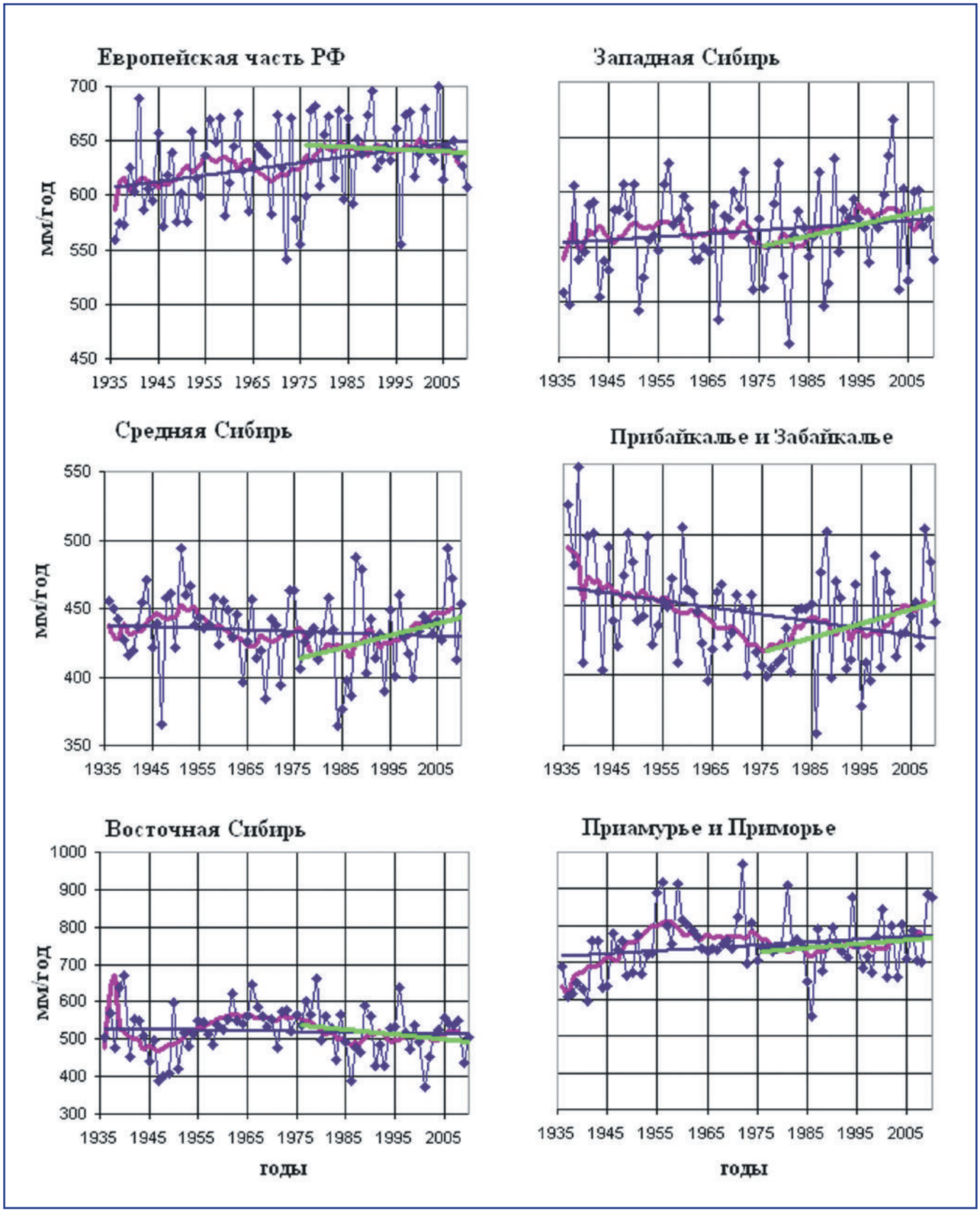


Рис. 1.3.11. Временные ряды и линейные тренды регионально осредненных годовых сумм атмосферных осадков (мм/год) для регионов России за 1936–2010 гг. Жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Дополнительными прямыми показаны линейные тренды за 1976–2010 гг.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 89

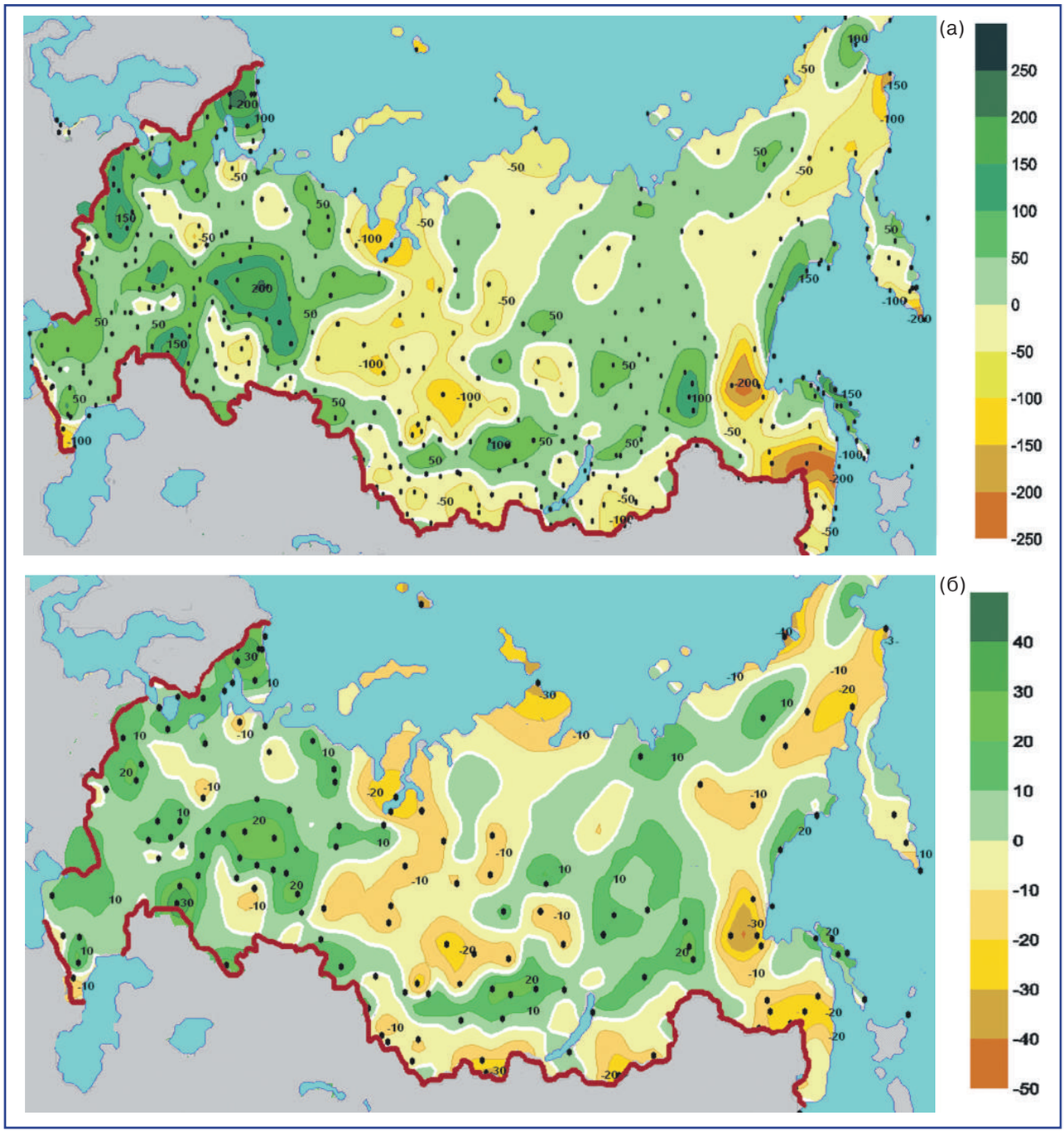


Рис. 1.3.12. Временные изменения годового количества осадков на территории России за период с 1936 по 2010 гг.; а) мм за 75 лет (т. е. β*75), б) %. от нормы осадков 1961–1990 гг. При построении карт использованы данные не всех станций исходного массива. Некоторые из них были исключены из расчетов либо по очевидно сомнительной достоверности данных наблюдений, либо из-за краткости и нерегулярности временных рядов осадков.* На карте (а) в виде точек обозначено местоположение всех станций, по данным которых она построена. На карте (б) показаны только станции, со статистической значимостью трендов на уровне 8%, хотя построена эта карта по данным всех станций – так же, как и (а).

* За период с 1936 г. по 2010 г. количество действующих станций, включенных в массив, не оставалось постоянным. Число их постепенно росло от 195 в 1936 г. до 457 в 2010 г. по всей территории России. Поэтому длинна временных рядов на разных станциях может заметно различаться. Это вносит дополнительную неопределенность в представленные результаты.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:36 PM Page 90

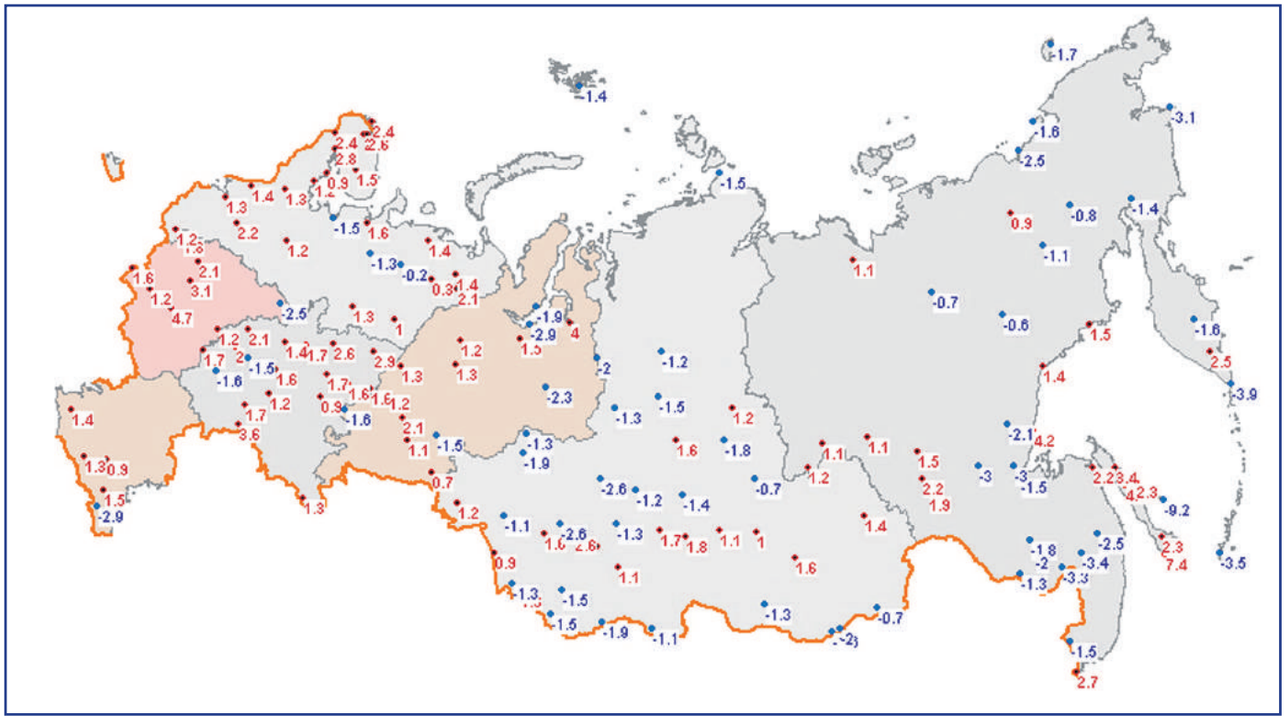


Рис. 1.3.13. Временные изменения годового количества осадков (линейные тренды, мм/год, со статистической значимостью на уровне 5%) на 151-ой станции за период с 1936 по 2010 гг. На рисунке обозначены границы федеральных округов России.

чество жидких осадков за счет смешанных. Поскольку наблюдается практически повсеместное интенсивное увеличение количества смешанных осадков, преобладает, очевидно, первый процесс.

1.3.3.3 Продолжительность осадков различных градаций интенсивности на территории России и ее изменение во времени

Разработанные ранее (Богданова, 1979, 1982, 1998, 2001) методы определения суммарной месячной и годовой продолжительности осадков разных градаций интенсивности их выпадения дают возможность исследования изменений этих характеристик во времени и пространстве. В работе Богдановой (1979) была установлена и позже формализована связь между параметрами интегрального распределения месячной продолжительности выпадения осадков разных градаций интенсивности с их общей месячной интенсивностью (отношением месячного количества осадков к общей продолжительности их выпадения за этот месяц). Полученные формулы позволяют рассчитывать относительную (долю или %), или абсолютную (часы, минуты) продолжительность осадков определенной интенсивности в их общей продолжительности за месяц (Богданова, Зорина, 2013).

В предыдущих исследованиях (Богданова 1998, 2001) было принято выделять четыре градации интенсивности осадков (i, мм/ч) для которых определялась продолжительность их выпадения: слабые ($i \le 1.8$ мм/ч), умеренные ($1.8 < i \le 6$ мм/ч), сильные ($6 < i \le 60$ мм/ч) и очень сильные ($i > 60$ мм/ч) (табл. 1.3.5 и 1.3.6).

Вполне очевидно, что продолжительность выпадения общего количества осадков и слабых осадков систематически и повсеместно уменьшается, но с удлинением периода отрицательные тренды почти везде становятся меньше по модулю. Изменение продолжительности умеренных и сильных осадков в основном невелико и разнонаправлено, только в северо-восточном регионе отрицательные значения остаются существенными.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:37 PM Page 91

Обращает на себя внимание отчетливое увеличение в относительном выражении продолжительности очень сильных осадков. Но этот эффект нельзя считать вполне достоверным из-за очень малых значений продолжительности таких сильных осадков и, соответственно, существенных случайных погрешностей их определения. Однако в качестве тенденции это явление следует отметить.

Изменения продолжительности осадков демонстрируют отчетливую тенденцию увеличения площадей с положительными трендами продолжительности осадков и, соответственно, сокращение площадей с отрицательными их значениями (рис. 1.3.16). Районы увеличения продолжительности слабых осадков (рис. 1.3.16а) незначительны и приурочены в основном к горным областям. Наибольшее увеличение продолжительности не только слабых, но и умеренных и сильных осадков отмечается в предгорных и горных районах Черноморского побережья.

Особенно сильное уменьшение продолжительности слабых осадков в районах северных и северо-восточных морских побережий могут объясняться не только природными причинами, но и существенным ухудшением качества визуальных наблюдений, особенно за продолжительностью слабых твердых осадков в темное время суток. Кроме того, с начала девяностых годов прошлого века и по настоящее время весьма затруднительно обеспечить непрерывные круглосуточные наблюдения за продолжительностью атмосферных явлений из-за недостаточности штатного состава станций. Все эти причины определенно приводят к систематическому занижению общей продолжительности

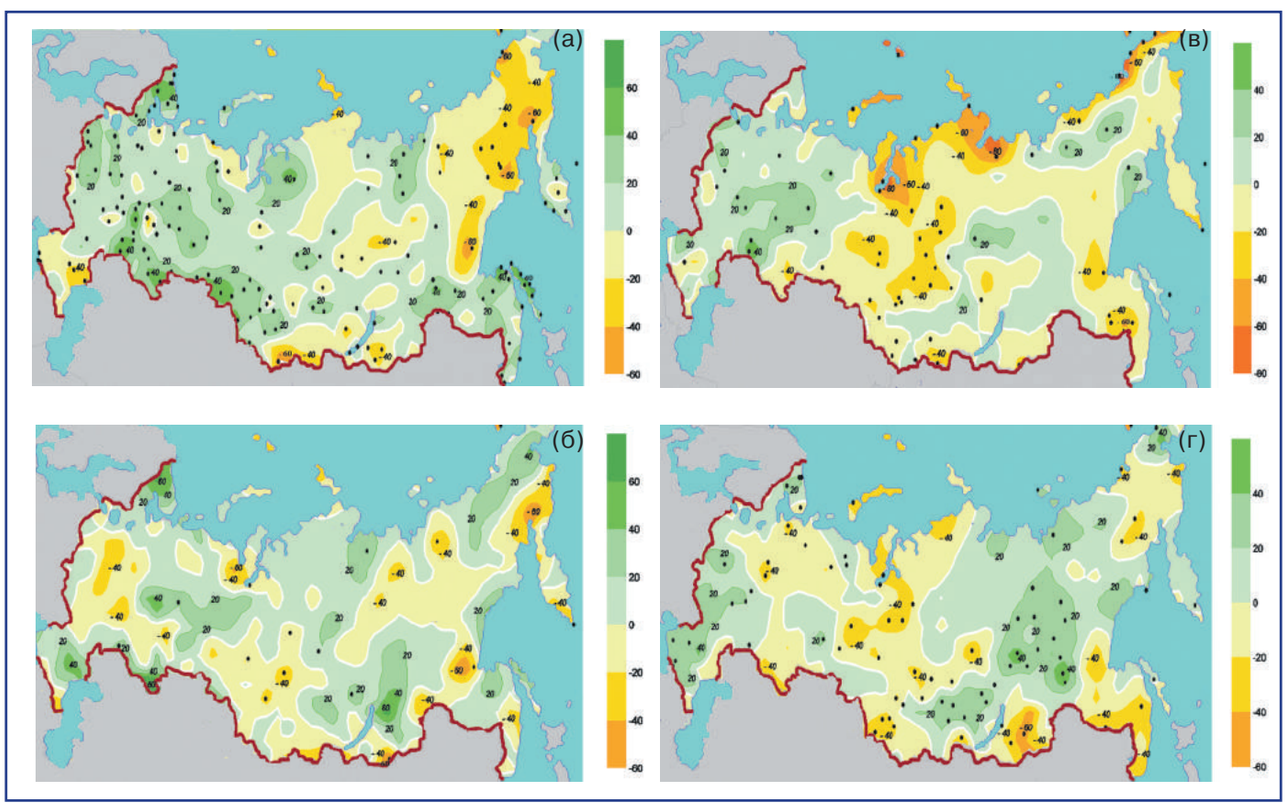


Рис. 1.3.14. Временные изменения средних сезонных сумм осадков на территории России за период с 1936 по 2010 гг. в % от соответствующих сезонных норм осадков (средних за период 1961–1990 гг.); а) зима, б) весна, в) лето, г) осень. Все 4 сезонные карты построены по данным тех же станций, которые помечены выше на рис. 1.3.12а, но на каждой из сезонных карт отмечено местоположение только тех станций, где статистическая значимость трендов составляет не менее 8%. Поскольку статистическая значимость тренда в значительной мере обусловлена его величиной (при равной длине ряда), количество точек на каждой из карт также является показателем уровня значений трендов в каждый из сезонов.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:37 PM Page 92

Таблица 1.3.5. Средняя многолетняя годовая продолжительность (часы) выпадения осадков разных градаций интенсивности за 1976–2000 гг. и 1976–2010 гг.

Регион	Средняя многолетняя годовая продолжительность осадков, часы					
	Период	Все осадки	Слабые	Умеренные	Сильные	Очень сильные
Россия	1976–2000	1371	1310	45	16	0.28
	1976–2010	1357	1296	45	16	0.29
Европейская часть РФ	1976–2000	1334	1266	49	18	0.32
	1976–2010	1316	1249	49	18	0.32
Западная Сибирь	1976–2000	1468	1407	45	16	0.25
	1976–2010	1460	1399	45	16	0.26
Средняя Сибирь	1976–2000	1710	1664	34	12	0.16
	1976–2010	1697	1650	35	12	0.17
Прибайкалье и Забайкалье	1976–2000	982	936	33	12	0.26
	1976–2010	973	927	33	12	0.26
Восточная Сибирь	1976–2000	1679	1622	42	15	0.20
	1976–2010	1661	1603	42	15	0.20
Приамурье и Приморье	1976–2000	1191	1113	57	21	0.47
	1976–2010	1178	1100	56	21	0.46

Примечание. Данные осреднены по всей территории России и по принятым физико-географическим регионам за два периода: 1976–2000 гг. и 1076–2010 гг.

Таблица 1.3.6. Изменение регионально осредненной годовой продолжительности осадков разной интенсивности на территории России и в каждом из регионов за 1976–2000 гг. и 1976–2010 гг

Регионы	Период	Изменение продолжительности осадков									
		Все осадки		Слабые		Умеренные		Сильные		Очень сильные	
		Часы	%	Часы	%	Часы	%	Часы	%	Часы	%
Россия	1976–2000	*–203*	*–15*	*–202*	*–15*	*–1.4*	*–3*	*–0.28*	*–2*	**0.01**	**4**
	1976–2010	*–176*	*–13*	*–175*	*–14*	*–0.3*	*–1*	0.08	**1**	**0.02**	**6**
Европейская	1976–2000	*–192*	*–14*	*–189*	*–15*	*–2.1*	*–4*	*–0.50*	*–3*	**0.02**	**2**
часть РФ	1976–2010	*–194*	*–15*	*–193*	*–15*	*–1.1*	*–2*	*–0.17*	*–1*	**0.01**	**4**
Западная	1976–2000	*–142*	*–10*	*–141*	*–10*	*–0.6*	*–1*	**0.01**	**0**	**0.01**	**5**
Сибирь	1976–2010	*–112*	*–8*	*–113*	*–8*	**0.7**	**2**	**0.41**	**3**	**0.02**	**7**
Средняя	1976–2000	*–302*	*–18*	*–303*	*–18*	*–0.3*	*–1*	**0.05**	**0.4**	**0.01**	**1**
Сибирь	1976–2010	*–221*	*–13*	*–223*	*–14*	**1.8**	**5**	**0.8**	**7**	**0.03**	**16**
Прибайкалье и	1976–2000	*–204*	*–21*	*–207*	*–22*	**2**	**4**	**0.6**	**5**	**0.11**	**11**
Забайкалье	1976–2010	*–139*	*–14*	*–141*	*–15*	*1.8*	**5**	**0.9**	**7**	**0.02**	**10**
Восточная	1976–2000	*–297*	*–18*	*–291*	*–18*	*–4.1*	*–11*	*–1.5*	*–10*	*–0.02*	*–2*
Сибирь	1976–2010	*–263*	*–16*	*–259*	*–16*	*–2.9*	*–7*	*–1*	*–7*	**0.07**	**6**
Приамурье и	1976–2000	*–128*	*–11*	*–128*	*–11*	*–0.7*	*–1*	*–0.09*	*–0.4*	**0.04**	**8**
Приморье	1976–2010	*–118*	*–10*	*–117*	*–11*	*–0.7*	*–1*	*–0.04*	*–2*	**0.02**	**4**

Примечание. Показано изменение годовой продолжительности осадков разной интенсивности (т. е. коэффициент линейного тренда, умноженный на число лет в периоде) на всей территории России и в каждом из регионов за 1976–2000 гг. и 1976–2010 гг. в абсолютных (часы) и относительных (% от среднего многолетнего значения продолжительности за соответствующий период, т. е. за 25 и 35 лет) единицах. Жирным шрифтом и подчеркиванием выделены положительные значения трендов, курсивом – отрицательные.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:37 PM Page 93

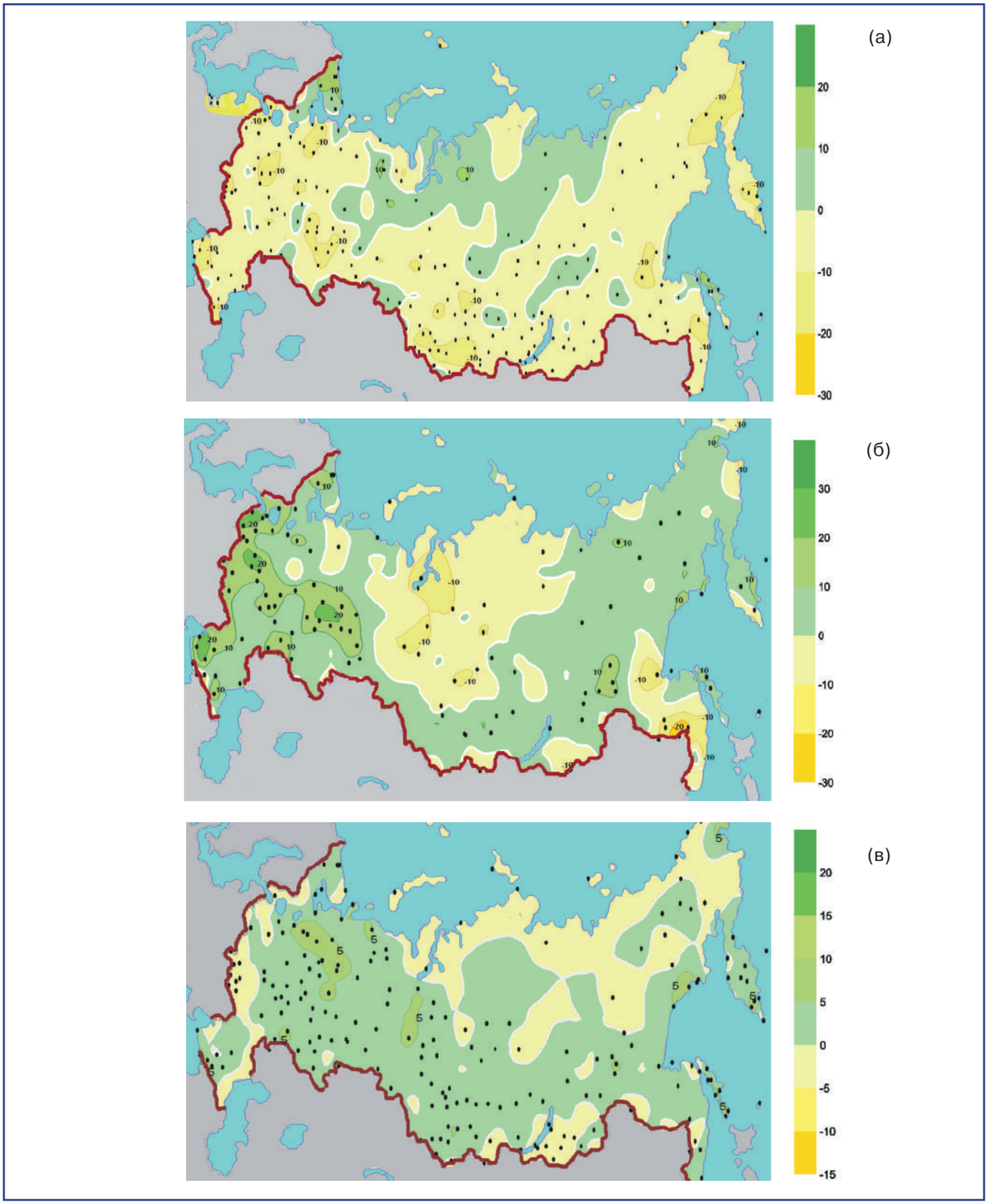


Рис. 1.3.15. Временные изменения годового количества осадков разных видов (мм/10 лет) за период 1936–2010 гг.; а) твердые осадки; б) жидкие осадки; в) смешанные осадки. Точками отмечено местоположение станций со статистической значимостью линейных трендов годовых осадков каждого вида на уровне 8%.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:38 PM Page 94

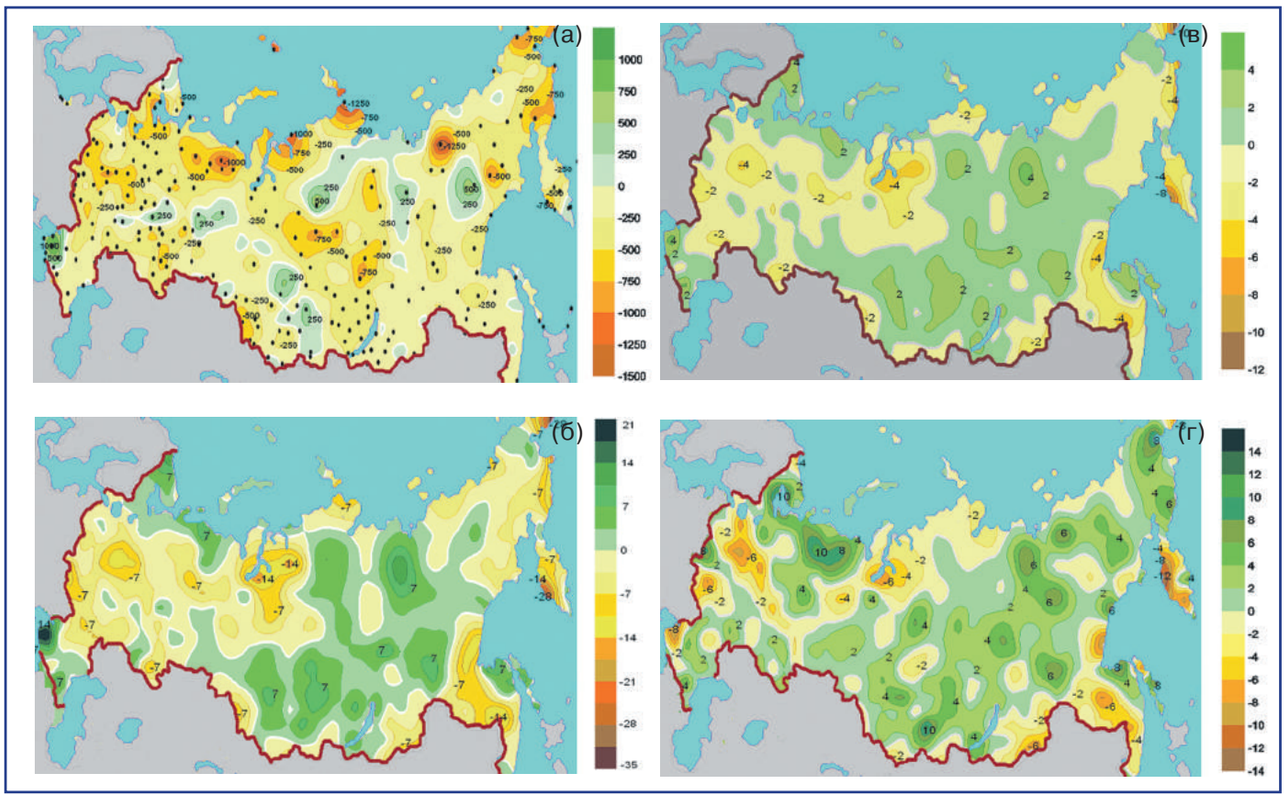


Рис. 1.3.16. Временные изменения продолжительности осадков разных градаций интенсивности за период 1976–2010 гг. (т. е. коэффициенты линейных трендов каждой станции, умноженных на 35); а) слабые, б) умеренные и в) сильные осадки (часы за 35 лет), г) очень сильные осадки (минуты за 35 лет). Точками отмечено местоположение станций с трендами, статистически значимыми на уровне 8%.

осадков, и в особенности – слабых. На продолжительности умеренных и сильных осадков эти обстоятельства отражаются меньше. Наблюдателю легче их зафиксировать, т. к. по большей части значительные осадки выпадают в теплый период года.

С увеличением интенсивности площади с положительными трендами продолжительности увеличиваются, хотя сами значения трендов в абсолютном выражении уменьшаются (рис. 1.3.16 б–г). При этом увеличение продолжительности очень сильных осадков занимает наибольшую часть всей площади России по сравнению с осадками остальных градаций интенсивности. На эту тенденцию следует обратить внимание, т. к. увеличение продолжительности сильных осадков приводит к существенному увеличению количества приносимых ими осадков.

1.3.3.4 Заключение

Наиболее существенным отличием оценок, приведенных в 1.3.2 от 1.3.1 и от соответствующей главы из предыдущего Оценочного доклада (ОД_РФ-1, 2008) является использование в качестве исходной базы данных для дальнейших расчетов нового архива срочных данных основных метеорологических параметров, который содержит большее число станций на территории России (457), и дополнительные сведения об атмосферных явлениях и их продолжительности в пункте наблюдений.

На основе этого архива в ГГО им. А. И. Воейкова создан массив данных об осадках, скорректированных по методике ГГИ–ГГО, учитывающей влияние основных систематических погрешностей осадкомерных приборов на результат измерения осадков.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:38 PM Page 95

По данным ГГО за периоды 1936–2010 гг. и 1976–2010 гг. в среднем по России отмечается увеличение годовых сумм осадков, при этом за современный период осадки увеличиваются заметно быстрее, чем за 1936–2010 гг., преимущественно за счет интенсивного роста осадков весной во всех регионах России.

Очевидный практический интерес представляет также выполненный анализ таких нетрадиционных характеристик режима осадков, как количество осадков разных видов (жидких, твердых и смешанных), и продолжительность выпадения осадков разных градаций интенсивности (слабых, умеренных, сильных и очень сильных).

Анализ временных изменений за период с 1936 по 2010 гг. количества осадков раздельно по их видам позволил детализировать вклад осадков каждого вида (твердых, жидких и смешанных) в годовые изменения. Количество твердых осадков уменьшается на преобладающей части территории России, как за общий период, так и за современный. Жидкие и смешанные осадки увеличиваются практически повсеместно, особенно на ЕЧР.

Продолжительность выпадения осадков сильной и очень сильной интенсивности в целом по России за период 1976–2010 гг. увеличивается, а соответственно увеличивается и количество приносимых осадков.

1.3.4. Литература

Богданова Э. Г., 1979. О расчете некоторых характеристик интенсивности дождей, Метеорология и гидрология, № 10, с. 40–44.

Богданова Э. Г., 1982. Использование стандартной метеорологической информации для определения режима характеристик продолжительности и интенсивности осадков, Труды ГГО, вып. 461, с. 44–56.

Богданова Э. Г., 1998. Осадки разной интенсивности – Год, карта в Атласе Природа и ресурсы Земли, М.-Вена, ED. HOLZER, т. I, с. 57.

Богданова Э. Г., 2001. Интенсивность осадков. В кн. Климат России, Кобышева Н. В. (ред.), Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, с. 317–329.

Богданова Э. Г., Гаврилова С. Ю., Ильин Б. М., 2010. Временные изменения атмосферных осадков на территории России по данным их скорректированных значений за период 1936–2000 гг., Метеорология и гидрология, № 10, с. 78–89.

Богданова Э. Г., Голубев В. С., Ильин Б. М., Драгомилова И. В., 2002. Новая модель корректировки измеренных осадков и ее применение в полярных районах России, Метеорология и гидрология, № 10, с. 68–94.

Богданова Э. Г., Зорина А. А. 2013. Продолжительность осадков различных градаций интенсивности на территории России и ее изменение во времени, Труды ГГО, вып. 569, с. 189–196.

Богданова Э. Г., Ильин Б. М., Гаврилова С. Ю., 2006. Оценка влияния защищенности установки осадкомера на величину ветровой погрешности измерения осадков, Метеорология и гидрология, № 10, с. 92–101.

Богданова Э. Г., Ильин Б. М., Гаврилова С. Ю., 2007. Современные методы корректировки измеренных осадков и результаты их применения в полярных регионах России и Северной Америки, Метеорология и гидрология, № 4, с. 21–44.

Богданова Э. Г., Ильин Б. М., Драгомилова И. В., 2000. Опыт применения усовершенствованной методики корректировки суточных сумм осадков в различных климатических условиях, Труды ГГО, вып. 551, с. 23–50.

Булыгина О. Н., Веселов В. М., Разуваев В. Н., Александрова Т. М., 2013. Описание массива срочных данных основных метеорологических параметров на станциях России. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 21 с.

Гаврилова С. Ю., 2010. Устранение неоднородности временных рядов атмосферных осадков и их использование для анализа изменений режима увлажнения на территории России, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук. С-Пб, 22 с.

Голубев В. С., Коновалов Д. А., Богданова Э. Г., Ильин Б. М., 2000. Полная модель корректировки осадкомерных данных; методика и алгоритм оценки систематических составляющих погрешности. ВМО, Instruments and Observing Methods, Report No. 74, WMO/TD-no. 1028, с. 136–139.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2004. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 96

и экстремальность климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 50–62.

Наставление, 1969. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 1. Л., Гидрометеоиздат, 1969.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1985. Л., Гидрометеоиздат, вып. 3, ч. I, 300 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 2000. Обработка материалов гидрометеорологических наблюдений. С-Пб, вып. 3, ч. II. 119 с.

Нечаев И. Н., 1965. Потери осадков на смачивание осадкомеров и методика корректировки сумм осадков, Труды ГГО, вып. 175, с. 76–86.

МУ, 1969а. Указания для управлений Гидрометеорологической службы по вычислению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л., Гидрометеоиздат, 53 с.

МУ, 1969б. Указания для гидрометеорологических станций по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л., Гидрометеоиздат, 31 с.

ОД_РФ-1, 2008. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.

Разуваев В. Н., Апасова В. Г., Мартуганов Р. А., 1995. Шести- и трехчасовые метеорологические наблюдения по данным 223 станций СССР. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 69 с.

Росгидромет, 2013. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ), Москва, ISBN 978-5-901579-38-1, с. 21–32.

Швер Ц. А., 1976. Атмосферные осадки на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1976, 302 с.

Bogdanova E. G., Ilyin B. M., Dragomilova I. V., 2002. Application of a Comprehensive Bias-Correction Model to Precipitation Measured at Russian North Pole Drifting Stations, Journal of Hydrometeorology, vol. 3, pp. 700–713.

WMO, 1998. Instruments and Observing Methods, Report no. 67. Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report. no. 872, pp. 212.

ГЛАВА 1.4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ

О. Н. Булыгина

П. Я. Гройсман, Н. Н. Коршунова,
В. Н. Разуваев

1.4.1. Введение

Для России состояние снежного покрова является важным показателем климатической системы, о чем еще в XIX веке говорил А. И. Воейков: "…Нигде влияние снежного покрова так не велико, как в России, так как нигде нет равнины настолько обширной, отдаленной от морей и покрытой зимой снегом" (Воейков, 1884). Традиционно изучению характеристик снежного покрова в России уделяется большое внимание, т. к. снежный покров является хорошим индикатором состояния климатической системы, оказывает большое влияние на экономику и условия жизнедеятельности (Копанев, 1971; Мещерская и др., 1995; Кренке и др., 2001; Попова, 2004).

В то же время на состояние снежного покрова влияют наблюдаемые в последние годы изменения температурного режима, режима осадков, частоты оттепелей и т. д. Наблюдаемое уменьшение площади, покрытой льдом летом в северном ледовитом океане на 40% (Serreze et al., 2007; Levinson and Lawrimore, 2008; Groisman and Soja, 2009), которое приводит к образованию источника водяного пара для сухой полярной атмосферы в начале холодного сезона, также не может не отражаться на состоянии снежного покрова.

Регулярные наблюдения за снежным покровом на метеостанциях в России проводятся с 1882 года. Ежедневные наблюдения за снежным покровом на метеорологических станциях включают измерения его высоты, определение степени покрытия снегом окрестности станции и характера залегания снежного покрова. Степень покрытия снегом окрестности станции и характер залегания снежного покрова определяются визуально в утренний срок наблюдений. Оценка

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 97

степени покрытия снегом видимой окрестности станции производится по 10-бальной шкале. Кроме ежедневных наблюдений, на метеостанциях проводятся маршрутные снегомерные съемки. В поле длина маршрута составляет 2000 или 1000 метров, в лесу – 500 метров. Высота снежного покрова в лесу измеряется через 10 м, а в поле – через 20 м. Плотность измеряется на маршруте в 1000 м и 500 м – через 100 м, на маршруте длиной 2000 м – через 200м. Во время снегомерных съемок определяются высота и плотность снежного покрова, толщина ледяной корки и слоя снега, насыщенного водой, а также степень покрытия снегом и ледяной коркой маршрута, состояние поверхности почвы под снегом. Снегомерные съемки начинают проводить с момента, когда снегом покрыта половина и более площади видимой окрестности 1 раз в десять дней. Весной перед началом и в период таяния снега измерения проводят каждые 5 дней. На лесных маршрутах до 20 января измерения осуществляют один раз в месяц (20 числа). Измерения плотности снега и запасов воды в снеге по данным маршрутных снегосъемок осуществляются в России с 1930 года. В 1966 году методика измерений была существенно изменена (Разуваев, Шакирзянов, 2000), и в настоящее время использование для климатического анализа данных снегосъемок (без специальных процедур устранения неоднородности данных) считается возможным только с 1966 года.

Большая протяженность территории России и многообразие физико-географических условий определяют различия в региональных характеристиках снежного покрова и их изменениях.

В главе “Криосферные процессы” предыдущего “Оценочного доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации” (ОД_РФ-1, 2008) было указано на уменьшение площади снежного покрова в Северном полушарии (по данным спутниковых измерений) за последние 30 лет, особенно весной и летом. Было отмечено, что на территории России в рядах (за период с 1951 по 2006 гг.) средней за зиму высоты снежного покрова преобладали положительные тренды, но в западных областях ЕТР, в Забайкалье и на Чукотке была обнаружена тенденция уменьшения высоты снежного покрова. На большей части территории России число дней с высотой снежного покрова более 20 см увеличивалось.

1.4.2. Климатические характеристики снежного покрова

Современное состояние климатических характеристик снежного покрова рассмотрим по данным

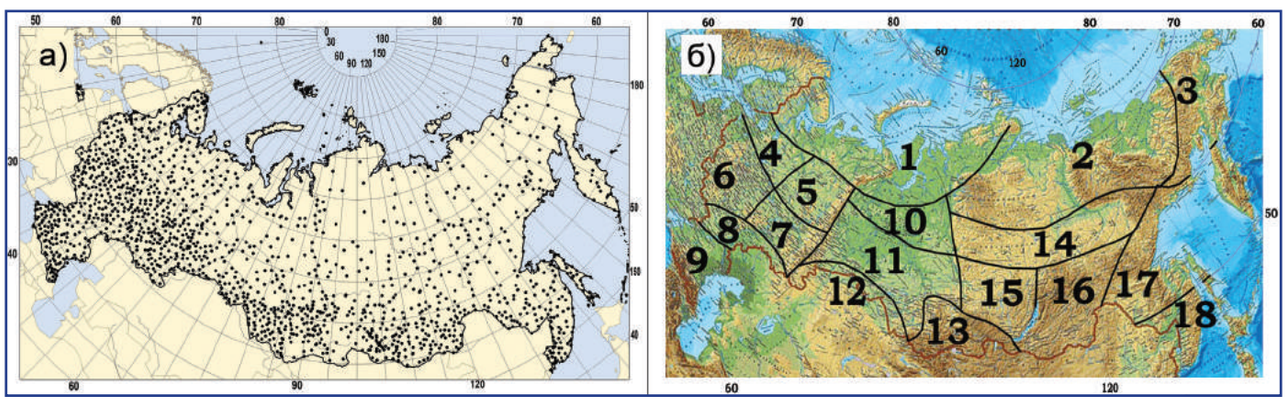


Рис. 1.4.1. Рисунок 1.4.1. а) Расположение 820 метеостанций с ежедневными наблюдениями за снежным покровом. б) Границы климатических квазиоднородных районов: 1, 2, и 3 – атлантическая, сибирская и тихоокеанская Арктика, соответственно; 4, 5, 6, 7, и 8 – северо-запад, северо-восток, юго-запад, юго-восток и степная часть Восточно-Европейской равнины, соответственно; 9 – степи и предгорье Северного Кавказа; 10 и 11 – северная и южная части лесной зоны Западной Сибири, 12 – степная зона Западной Сибири, 13 – Алтайские и Саянские горы и предгорье, 14, 15, и 16 – Восточная Сибирь: центральная часть, бассейн Ангары и Забайкалье, соответственно, 17 и 18 – Дальний Восток между 50˚ с.ш. и 60˚ с.ш. и южнее 50˚ с.ш., соответственно.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 98

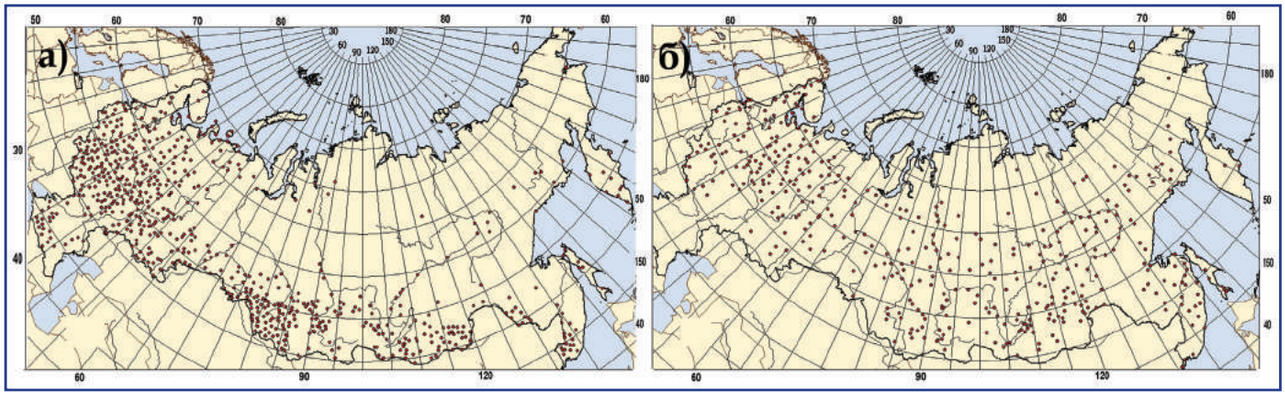


Рис. 1.4.2. Расположение 958 метеостанций с данными маршрутных снегосъемок в поле (а) и в лесу (б).

ежедневных наблюдений за высотой снежного покрова и степенью покрытия снегом окрестностей станции для 820 метеостанций России (рис. 1.4.1а) (Bulygina et al., 2011; Callaghan et al., 2011). Все эти метеорологические станции отнесены к типу незащищенных. Анализ влагозапаса осуществлялся по данным маршрутных снегомерных съемок на 958 метеостанциях (рис. 1.4.2). Эти данные доступны на сайте ВНИИГМИ–МЦД (http://www.meteo.ru). Из 958 станций на 665 проводятся наблюдения в поле, на 425 – в лесу (на части станций осуществляются наблюдения и в поле и в лесу).

Пространственное распределение средних многолетних значений продолжительности залегания снежного покрова представлено на рисунке 1.4.3а. Для оценки продолжительности залегания снежного покрова использовалось число дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50%.

Наибольшее число дней со снежным покровом наблюдается на побережье северных морей (более 250 дней), а наименьшее – на побережье Каспийского моря (менее 20 дней). На большей части страны более 100 дней в году лежит снег. Изменчивость числа дней со снежным покровом наглядно иллюстрируется распределением среднеквадратического отклонения. Максимальные значения наблюдаются на севере страны, наиболее подверженном влиянию океана, в южных и западных частях Европейской территории, в Сибири σ не превышает 15 дней. Высота снежного покрова зависит не только от общей продолжительности периода с отрицательной температурой и интенсивности твердых осадков, но и от особенностей подстилающей поверхности, ветрового режима и погодных условий конкретного года. Распределение средних многолетних значений максимальной за зимний период высоты снежного покрова представлено на рисунке 1.4.3б. Максимальное накопление снега за зимний период в России наблюдается на северо-востоке Европейской территории, в Западной Сибири и на Камчатке. Среднемноголетнее значение максимальной за зимний период высоты снежного покрова превышает в этих районах 80 см. Среднее квадратическое отклонение максимальной высоты снежного покрова на большей части России не превышает 15 см, достигая 20–25 см на севере Западной Сибири, Камчатке, Сахалине и побережье Охотского моря. Максимальная высота снега и его плотность определяют запас воды в снеге. Пространственное распределение среднемноголетних значений запаса воды в снеге во многом повторяет распределение максимальной высоты снежного покрова (рис. 1.4.3 в, г).

1.4.3. Многолетние изменения характеристик снежного покрова

В последние десятилетия на фоне повышения глобальной температуры и сокращения площади морского льда в северном полушарии на территории России наблюдаются значительные изменения высоты снежного покрова. Пространственное распределение локальных оценок трендов, характеризующих тенденцию (среднюю скорость) изменений максимальных за зимний период значений высоты снежного покрова на интер-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 99

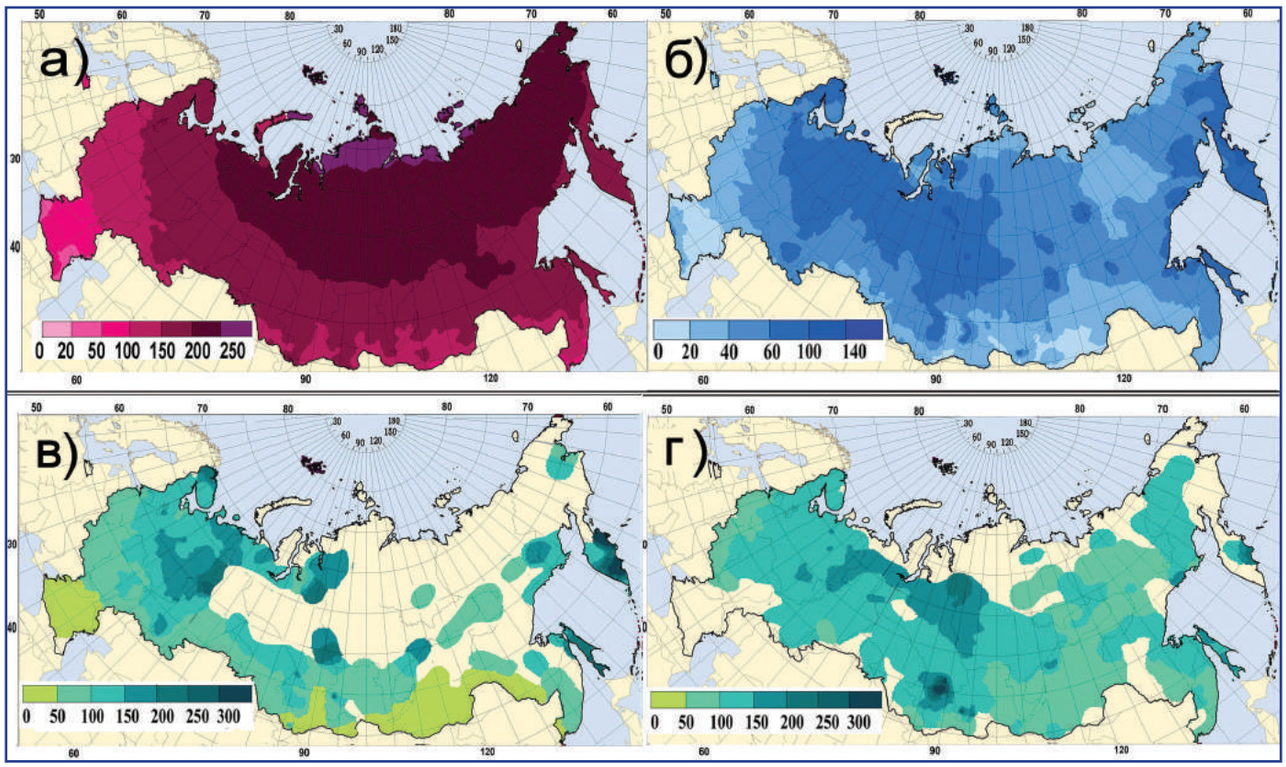


Рис. 1.4.3. Среднемноголетние значения (1966–2010 гг.): (а) число дней со снежным покровом (дни), (б) максимальная высота (см), (в) максимальный запас воды в снеге (мм) в поле, (г) максимальный запас воды в снеге (мм) в лесу.

вале 1966–2012 годов, рассчитанных непосредственно по данным станционных наблюдений на территории России, показано на рисунке 1.4.4 (Bulygina et al., 2011). Тренд рассчитан методом наименьших квадратов и выражен в см за десятилетие (см/10 лет). Наблюдается увеличение максимальной за зиму высоты снежного покрова на значительной территории Западной и Восточной Сибири, на побережье Охотского моря и дальневосточном юге, в центральных и северо-восточных областях Европейской территории. При этом обнаружено, что за последнее время на востоке Европейской территории России и в Западной Сибири число снегопадов средней и большой интенсивности возросло, а на северо-востоке Сибири – уменьшилось (Борзенкова, Шмакин, 2012). Вероятная причина наблюдаемых изменений, по мнению авторов, – смена режима атмосферной циркуляции в середине 1970-х годов. Если в 1950–1974 гг. в формировании осадков января доминировал циркуляционный механизм SCAND, то 1975–2006 гг. были периодом усиления положительной фазы NAO. Увеличение снегозапасов в этих регионах оказывает существенное влияние на гидрологический режим. В бассейнах Северной Двины, Енисея и Оби снегозапасы играют ведущую роль в колебаниях годового стока. Вклад жидких осадков в этих бассейнах составляет только 15–19% (Попова, 2011). В то время как в большинстве регионов России увеличивается максимальная высота снежного покрова, в Канаде наблюдается уменьшение снегонакопления (Atkinson et al., 2006). Это различие особенно интересно, т. к. на обоих континентах наблюдается рост осадков в холодный период (Trenberth et al., 2007; Min et al., 2008). В то же время, в Забайкалье за счет сокращения твердых осадков (на 20% за период с 1989 по 2006 гг.) (Шмакин, 2010) и значительного роста весенней температуры (Груза, Ранькова, 2009), наблюдается уменьшение максимальной за зимний период высоты снежного покрова. Тенденция уменьшения максимальной за зиму высоты снежного покрова на отдельных станциях обнаружена также

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 100

на западе Европейской территории, юге Западной Сибири, в Якутии и на побережье моря Лаптевых, но эти тенденции в настоящее время не являются характерными для квазиоднородных климатических регионов. В таблице 1.4.1, подготовленной по материалам (Булыгина и др., 2011), представлены изменения средней и максимальной высоты снежного покрова в процентах от среднемноголетних значений в квазиоднородных климатических регионах. Региональный анализ проводился по регионам, выбранным на основании классификации Алисова (Алисов, 1956). Средние для регионов значения характеристик получены следующим способом. Аномалии на метеостанциях арифметически осреднялись по квадратам сетки (1° с.ш. × 2° в.д.), а затем с весовыми коэффициентами в зависимости от широты квадрата проводилось осреднение по регионам, показанным на рис 1.4.1б.

Одной из причин увеличения снегонакопления на северном побережье страны и в Сибири является уменьшение площади, покрытой льдом летом в Северном Ледовитом океане, в результате которого образуется источник водяного пара для сухой Полярной атмосферы в начале холодного сезона (Ghatak et al., 2010; 2012; Park et. al., 2013).

Значимые тенденции увеличения максимального за зиму запаса воды в снеге в последние десятилетия (1966–2012 гг.) по данным маршрутных наблюдений в поле наблюдаются на севере Восточно-Европейской равнины, в южной части лесной зоны Западной Сибири и на Дальнем Востоке. По данным маршрутных наблюдений в лесу в Западной Сибири наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге.

Анализируя изменение числа дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50%, можно оценить тенденции изменения продолжительности залегания снежного покрова. Пространственное распределение локальных оценок трендов, характеризующих тенденцию (среднюю скорость) изменений продолжительности залегания снежного покрова, рассчитанных непосредственно по данным станционных наблюдений на территории России, показано на рисунке 1.4.4б. Уменьшение продолжительности залегания снежного покрова наблюдается в Западной Сибири, на Таймыре и востоке Якутии. Однако

Таблица 1.4.1. Коэффициенты линейного тренда (%/10лет) в рядах осредненных по регионам характеристик снежного покрова за 1966–2012 гг. (значимые на 5% уровне)

Название района	H_{max}	H_{mean}	N_d	SWE_n	$SWE_л$
Север ЕТР и Западной Сибири	4.4	3.7	–	–	–
Северная часть Восточной Сибири и Якутии	2.3	3.5	–	–	–
Чукотка и север Камчатки	5.4	6.0	–	–	–
Северо–запад Восточно–Европейской равнины	–	–	–	5.5	–
Северо–восток Восточно–Европейской равнины	3.2	–	–	5.2	–
Юго–запад Восточно–Европейской равнины	–	–	–	–	–
Юго–восток Восточно–Европейской равнины	5.9	–	–	–	–
Степная часть Восточно–Европейской равнины	–	–	–	–	–
Северный Кавказ	–	–	–	–	–
Северная часть лесной зоны Западной Сибири	5.1	4.5	–	–	–3.1
Южная часть лесной зоны Западной Сибири	3.3	–	–0.7	4.4	–
Степная зона Западной Сибири	–	–	–1.1	–	–4.8
Алтай и Саяны	–	–	–	–	–
Центр Восточной Сибири	2.9	3.7	0.9	–	–
Бассейн Ангары	8.8	7.5	–	–	–
Забайкалье	–	–	–	3.2	–
Дальний Восток (между 50° с.ш., и 60° с.ш.)	7.1	10.7	2.0	2.2	–
Дальний Восток (южнее 50° с.ш.)	8.0	11.2	4.4	8.3	–

Обозначения: H_{max} – максимальная за зимний период высота снежного покрова; H_{mean} –средняя за зимний период высота снежного покрова; N_d – число дней со снежным покровом; SWE_n – запас воды в снеге (в поле); $SWE_л$ – запас воды в снеге (в лесу).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 101

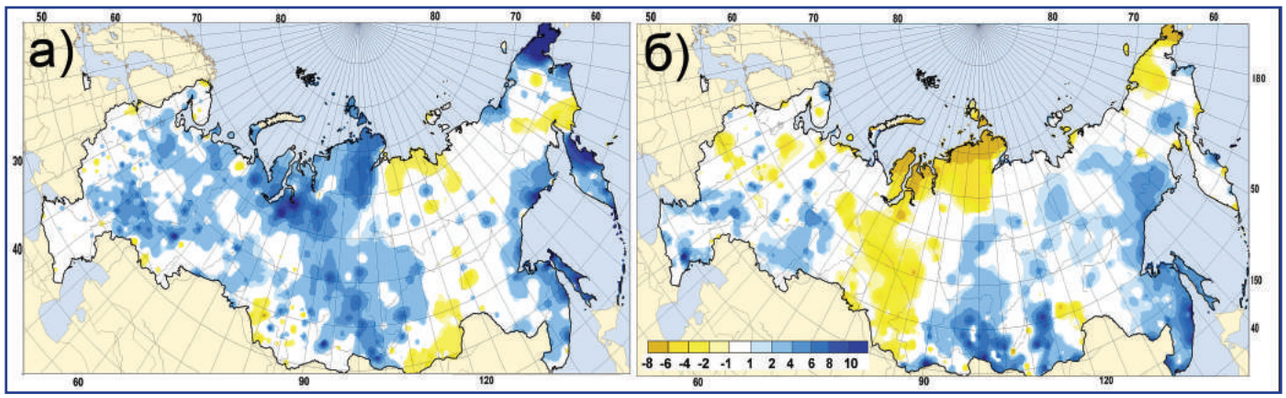


Рис. 1.4.4. Коэффициенты линейного тренда в рядах максимальной (а) за зимний период высоты снежного покрова (см/10 лет) и в рядах числа дней (б) со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50% (дни/10лет) 1966–2012 гг. (Обновленные данные – Bulygina, 2011).

при осреднении по регионам значимые отрицательные коэффициенты линейного тренда получены только в Западной Сибири. На северо-востоке Сибири в последние годы при резких межгодовых колебаниях преобладают поздние даты установления и ранние даты схода снежного покрова (Кононова, 2012). Вместе с тем, отмечается смещение сроков формирования максимальной толщины снежного покрова на более поздние по сравнению со средними. По данным на отдельных станциях увеличилась продолжительность залегания снежного покрова на Урале, на юге Восточной Сибири, в Приморье и на побережье Охотского моря. При осреднении по регионам максимальное увеличение периода залегания снежного покрова получено на юге Дальнего Востока, где оно составляет 4.4% от среднемноголетнего значения за 10 лет.

Если рассматривать тенденции изменения продолжительности залегания снежного покрова за период с 1976 по 2012 гг., который используется для исследования климатических изменений в Ежегодном докладе Росгидромета об особенностях климата на территории Российской федерации, то в целом по территории РФ преобладает тенденция к уменьшению продолжительности залегания снежного покрова (рис. 1.4.5б) (по данным станционных наблюдений). При осреднении по регионам, статистически значимые на 5%-уровне отрицательные коэффициенты линейного тренда получены только для центральных частей Европейской территории и Западной Сибири, а положительный – для Дальнего Востока.

При этом обнаружена (Peng et al., 2013) тенденция более раннего схода снежного покрова для 70% станций Евразии (–2.6 дней/10 лет за период с 1980 г. по 2006 г.), и тенденция более позднего появления снега (1.3 дня/10 лет).

По данным маршрутных наблюдений в лесу за тот же период (1976–2012 гг.) на большей части Европейской территории и Западной Сибири наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге (рис. 1.4.5 в, г). И среднее по I региону значение максимального запаса воды в снеге уменьшается на 8% от среднемноголетнего значения за 10 лет.

1.4.4. Ледяная корка

Ледяной коркой называют слой льда на поверхности почвы или снежного покрова, образующийся под влиянием солнечной радиации, глубоких оттепелей, сменяющихся морозами, жидких осадков, осевшего тумана в холодный период года. Различают ледяные корки притертые и висячие. Наиболее опасна притертая корка. Она появляется, когда снег при оттепелях полностью тает, а образовавшаяся вода при похолодании замерзает, образуя ледяную корку, смерзшуюся с верхним слоем почвы и вмерзшими в него растениями. Висячая корка может образовываться, когда снег тает сверху и замерзает. Влияние этих корок на жизнь диких животных и птиц в северных регионах очень значительно, а также имеет большое значение для оленеводства, затрудняя оленям поиск корма и приводя к миграции оленей. В сель-

OD-2-1-3n 12/3/14 4:50 PM Page 102

скохозяйственных районах ледяная корка создает неблагоприятные условия для озимых посевов.

Толщина ледяной корки и степень покрытия ледяной коркой маршрута определяется во время снегомерных съемок. Наибольшая повторяемость возникновения ледяных корок в поле отмечается в Центрально-Черноземных областях (Bulygina et al., 2010). Но, в общем, она довольно велика во всех западных областях ЕТР, где из-за сильного влияния Атлантики часто наблюдаются оттепели.

В таблице 1.4.2 представлены сравнительные данные по толщине и продолжительности залегания ледяной корки в лесу и поле, осредненные по квазиоднородным климатическим районам (рис. 1.4.1б). Из таблицы видно, что все статистические характеристики ледяных корок, возникающих в поле, выше, чем в лесу, во всех выделенных районах, за исключением северных районов Восточной Сибири (район 2) и Забайкалья (район 16). В Забайкалье, где зимой господствует Сибирский антициклон, в течение всего холодного периода сохраняется устойчивый зимний характер погоды, ледяные корки образуются только в период снеготаяния, который здесь проходит быстро в силу интенсивного прогревания материка. В результате — минимальная продолжительность существования ледяных корок, как в поле, так и в лесу, а средняя за год максимальная толщина корки в поле даже меньше, чем в лесу.

Ледяная корка считается опасным агрометеорологическим явлением, если при толщине 5 мм она удерживалась более 10 дней, или при толщине 20 мм – более 5 дней (Руководящий документ, 2008). Из рисунка 1.4.6 видно, что в лесу средняя максимальная толщина ледяной корки едва достигает 5 мм, тогда как та же величина на открытой местности в сельскохозяйственных районах России и в атлантическом секторе Арктики достигает и превышает критические значения 5 и 20 мм.

Анализ трендов — наиболее простой способ описания изменений средних за рассматриваемый период. Коэффициенты линейного тренда вычисле-

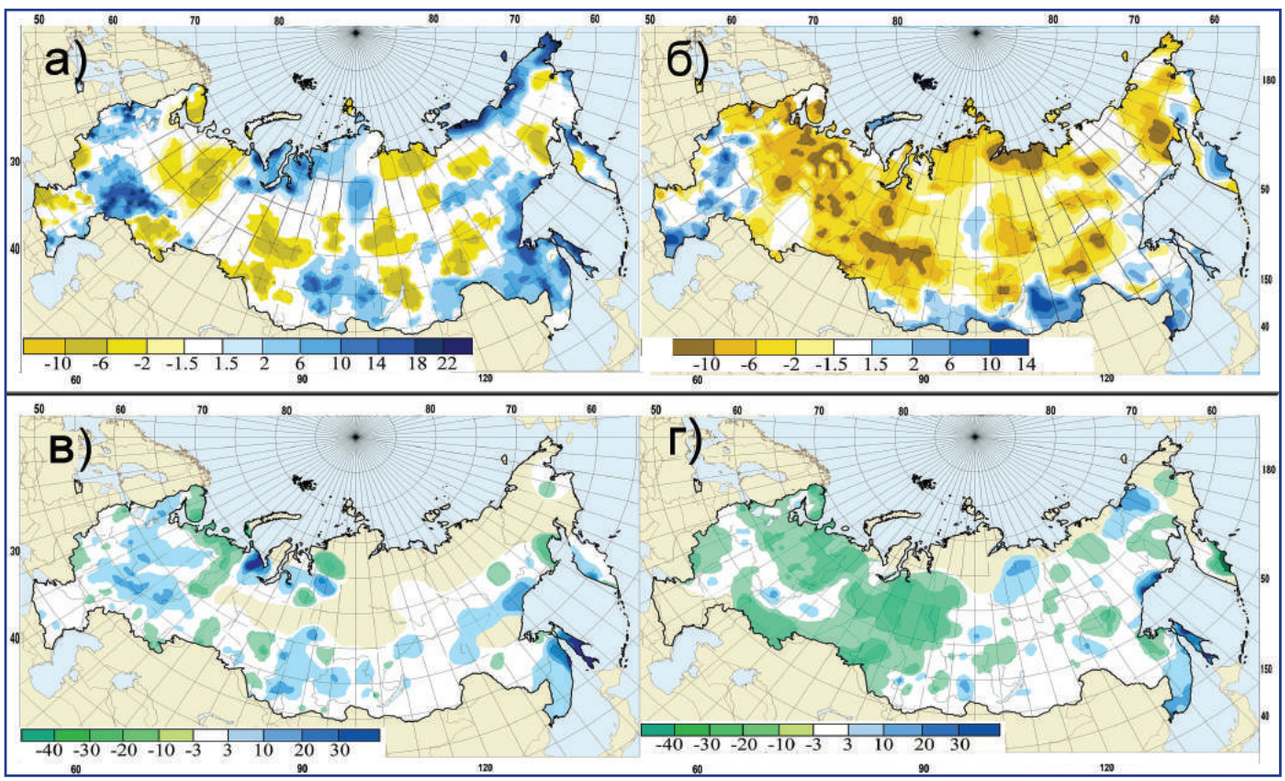


Рис. 1.4.5. Коэффициенты линейного тренда в рядах (а) максимальной за зимний период высоты снежного покрова (см/10 лет); (б) числа дней со степенью покрытия снегом окрестностей станции более 50% (дни/10лет); (в) запаса воды в снеге за зимний период в поле (мм/10лет); (г) запаса воды в снеге за зимний период в лесу (мм/10лет). 1976–2012 гг. (Доклад об особенностях климата, 2013).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 103

Таблица 1.4.2. Средние многолетние значения продолжительности залегания и максимальной толщины ледяной корки в холодный период (Bulygina et al., 2010)

Номер района (рис. 1.4.3)	Число станций		Продолжительность залегания ледяной корки (дни)		Средняя за год максимальная толщина ледяной корки (мм)	
	поле	лес	поле	лес	поле	лес
1	46	43	15.0	2.5	3.5	0.9
2	4	31	0.5	0.6	1.5	0.4
3	3	6	9.0	0.7	2.0	0.2
4	37	28	14.0	2.4	4.0	0.7
5	39	32	3.5	0.5	1.5	0.2
6	127	37	24.0	4.4	8.0	1.8
7	58	11	11.0	0.8	3.5	0.5
8	30	–	15.0	–	6.0	–
9	23	–	1.5	–	0.8	–
10	1	16	–	0.7	–	0.6
11	73	41	7.0	0.8	3.5	0.4
12	41	2	11.0	–	3.5	–
13	50	26	3.5	1.0	1.5	1.1
14	6	36	4.0	0.5	2.0	0.5
15	27	21	1.5	0.1	0.8	0.2
16	52	51	0.3	0.2	0.2	0.3
17	25	26	3.0	0.6	1.0	0.3
18	23	18	3.5	0.9	2.0	0.5

ны для каждой станции и районов в рядах продолжительности и толщины ледяной корки под снежным покровом для холодных сезонов 1967–2007 гг. За исключением степных зон Северного Кавказа и Западной Сибири и южной муссонной части Дальнего Востока знак коэффициентов линейного тренда в рядах продолжительности и толщины ледяной корки под снежным покровом – отрицательный, т. е. наблюдается уменьшение как продолжительности наличия ледяной корки под снежным покровом, так и ее максимальной толщины (рис. 1.4.7, 1.4.8).

Количественные оценки изменения средних региональных величин на рисунках 1.4.7–1.4.8 даны в процентах от средних региональных величин (имеющихся в таблице 1.4.2) только в тех случаях, когда тренды региональных временных рядов были статистически значимы на 5% уровне.

В центре Восточной Сибири и в горном районе Алтай-Саяны обнаружено статистически значимое уменьшение случаев потенциально опасных ледяных корок, которые при толщине более 5 мм наблюдаются непрерывно в течение

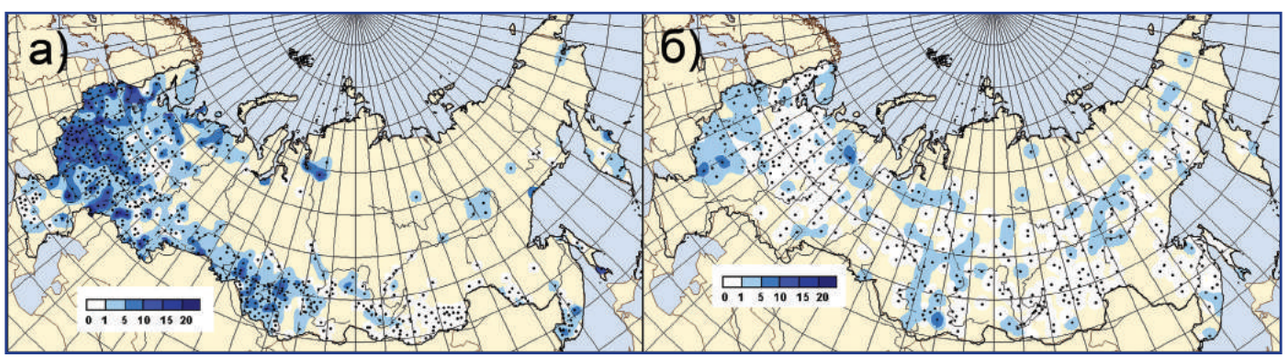


Рис. 1.4.6. Средние многолетние величины максимальной толщины ледяной корки в холодный период на территории России для полевых (а) и лесных (б) снегомерных маршрутов.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 104

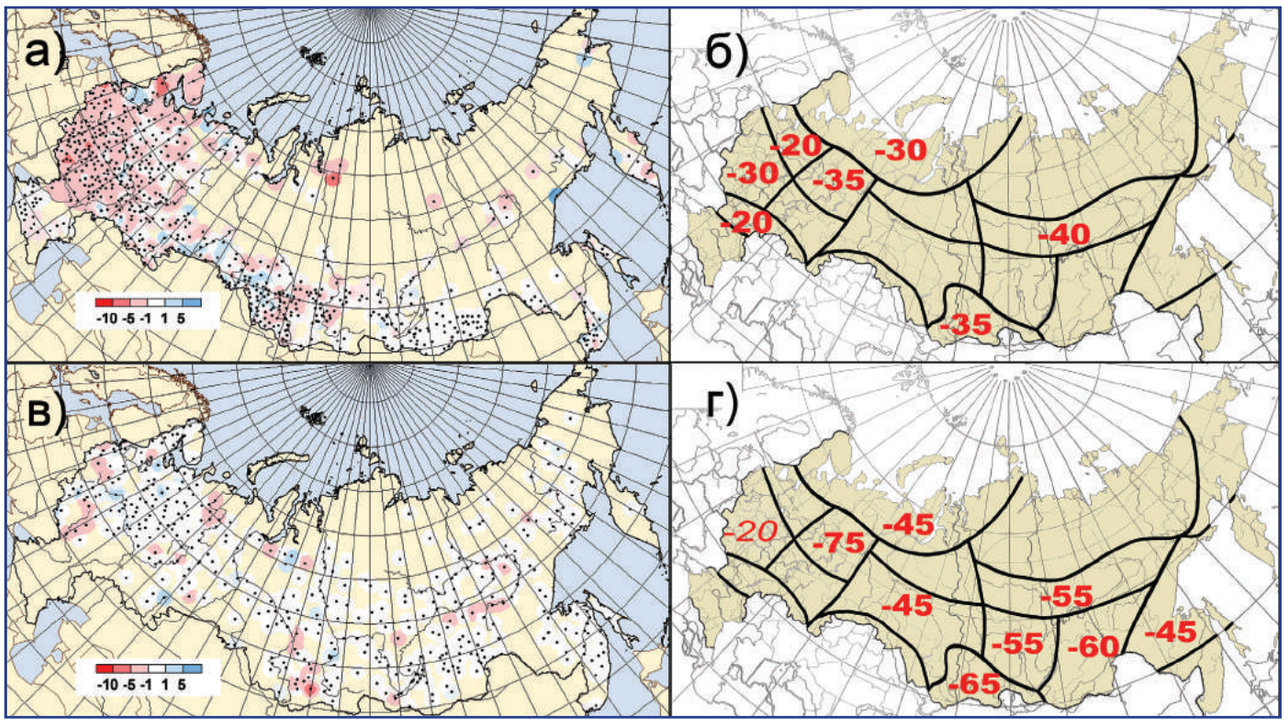


Рис. 1.4.7. Коэффициенты линейного тренда максимальной толщины ледяной корки (мм/10лет) для полевых (а) и лесных (в) маршрутов снегосъемок и их региональные величины в %/10лет (б) и (г) соответственно в холодный период на территории России.

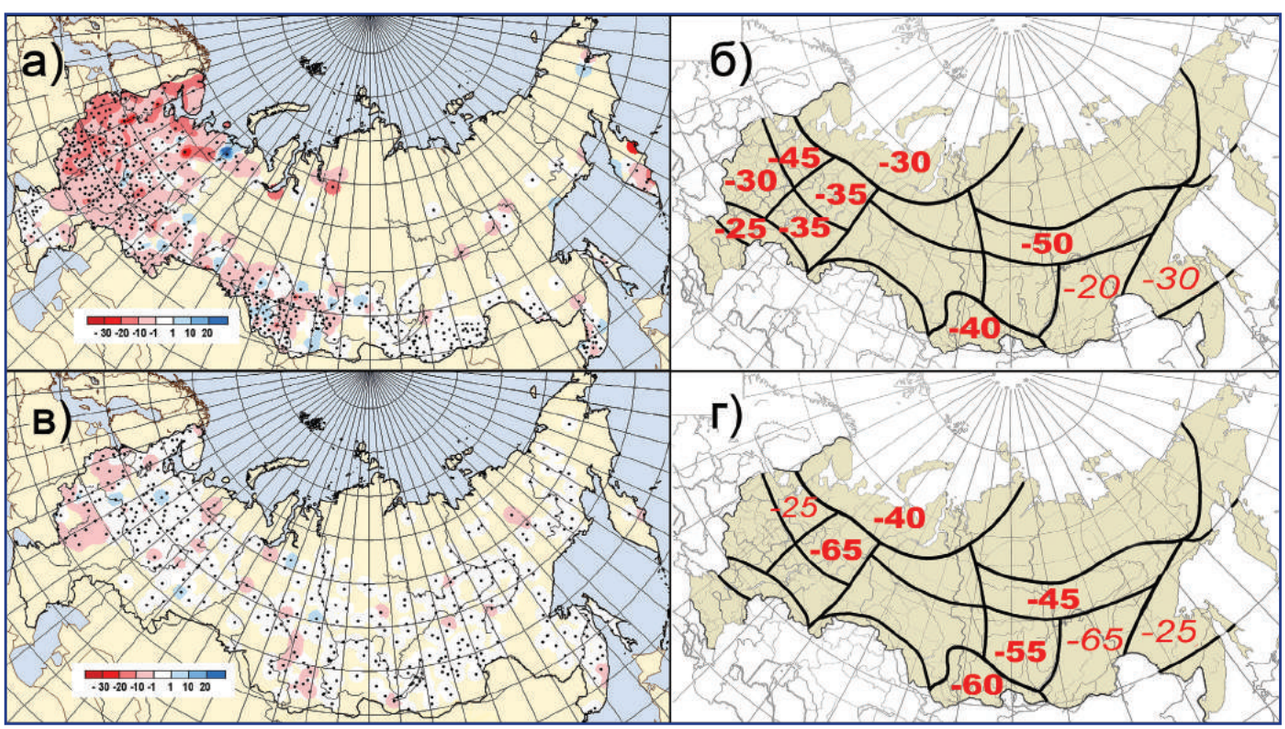


Рис. 1.4.8. Коэффициенты линейного тренда (дни/10лет) числа дней с ледяной коркой в холодный период на территории России для полевых (а) и лесных (в) маршрутов снегосъемок и их региональные средние величины в %/10лет (б) и (г) соответственно.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 105

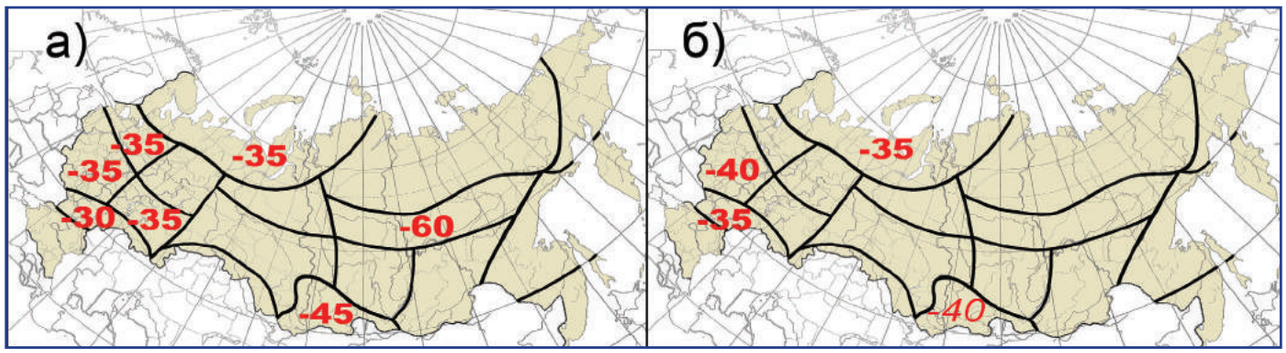


Рис. 1.4.9. Коэффициенты линейного тренда числа дней с ледяной коркой, которая при толщине более 5 мм наблюдалась в течение 10 дней, (а) и толщиной более 20 мм (б) в холодный период на территории России (%/ 10 лет). Тренды представлены только для районов, где они статистически значимы на 5% уровне.

10 дней (рис. 1.4.9). Другой критический предел (более 20 мм по крайней мере 1 раз в году) практически не наблюдался восточнее Енисея. Поэтому все другие статистически значимые тренды обоих потенциально опасных пределов для ледяной корки были получены в атлантическом секторе Арктики и сельскохозяйственных районах Европейской территории России.

Обнаруженное уменьшение продолжительности периодов с ледяной коркой и ее толщины за последние 43 года имеет практическое значение для живой природы и человеческой деятельности.

1.4.5. Изменение снежного покрова на территории Российской Федерации по данным спутниковых наблюдений

На сегодняшний день, из космоса на больших масштабах (вплоть до континентальных) удается систематически наблюдать только площадь снежного покрова (snow cover extent, SCE). Существует несколько экспериментальных продуктов толщины снежного покрова и влагозапасов снежного покрова, но для Евразии они недоступны или все еще находятся в стадии разработки. Напротив, Национальная Администрация США по Исследованиям Океана и Атмосферы (NOAA) производит и свободно распространяет данные об изменении снежного покрова по северному полушарию с октября 1966 по “предыдущий месяц” текущего года, в узлах специально выбранной нерегулярной сетки. Существует также вариант этого продукта (Robinson et al., 1993; NCDC, 2011), интерполированный в узлы регулярной сетки (“easy grid”). Со временем менялись спутники, объемы данных, методика обработки (от ручной до автоматизированной – Ramsay, 1998), временное разрешение (от недельного до суточного). В результате многочисленных инноваций нарушалась однородность рядов снежного покрова, и для ее восстановления применяются сложные процедуры (Robinson et al., 1993), которые, кстати, не во все сезоны года обеспечивают однородность рядов (Brown, Dersken, 2013). Так как в ранний период (до 1971) карты для некоторых недель холодного времени года отсутствуют, обычно для климатического анализа временные ряды SCE используются с 1972 года (Brown, 2000; Groisman et al., 1994; 2006; Brown et al., 2011, Robinson, 2009; NCDC, 2011). Сравнение наземных данных с данными наблюдений из космоса по территории Российской Федерации показало, что наличие достаточно густой национальной сети метеорологических наблюдений обеспечивает здесь несмещенные оценки регионального SCE (Groisman et al., 2006; Bulygina et al., 2011) и позволяет продлевать эти ряды в прошлое для исследований долгосрочной изменчивости этой характеристики снежного покрова (Brown, 2000; Brown, Robinson, 2011).

С декабря по март снежный покров занимает практически всю территорию России. Даже если бы он систематически изменялся в эти месяцы за последние сорок лет (а этого не происходило), то основные изменения наблюдались бы южнее и западнее. Напротив, в переходные сезоны (апрель–май и октябрь–ноябрь) основные колебания континентального SCE разворачиваются на территории России. То же можно сказать и о его систематических изменениях.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 106

В течение XX столетия, все исследователи отмечают систематическое уменьшение площади снежного покрова в апреле–мае со средней скоростью за 75 лет – 13% в год, причем в последние десятилетия 20-го века эта скорость возросла почти вдвое, но в последние 15 лет снова замедлилась (Brown, 2000; Groisman et al., 2006; Bulygina et al., 2011; Brown, Robinson, 2011). Наибольшие относительные изменения SCE в апреле–мае наблюдались в Центральной Сибири (Groisman et al., 2006). Рисунок 1.4.10 содержит пополненные до 2012 года ряды спутниковой информации об изменениях SCE по России и, отдельно, по Сибири за эти два месяца, которые подтверждают отмеченную ранее тенденцию. Наблюдаемое уменьшение SCE по спутниковым данным статистически значимо на 95% уровне, и рекордно снежной зимы и холодной поздней весны 2013 недостаточно для изменения этой тенденции. Интересно, что наземные данные, осредненные по тем же территориям, достаточно точно воспроизводят изменчивость и абсолютные значения SCE, но тренд SCE, оцененный по наземным данным, статистически незначим (в отличие от оценки по спутниковым данным), и этот факт требует дальнейших исследований. Низкая плотность наземной сети наблюдений в северной Сибири (где в мае расположены основные площади со снежным покровом) может быть одной из возможных причин расхождения, но нельзя также сбрасывать со счетов и возможную неоднородность спутниковых данных.

На рисунке 1.4.11 приведено сравнение средних оценок SCE по территории России по спутниковой и наземной станционной информации за октябрь-ноябрь за последние десятилетия (Bulygina et al., 2011). Нелинейность изменений SCE за последние 40 лет (особенно, по спутниковым данным, в которых наблюдался рост SCE с середины 1980-х годов до середины 2000-х) дала основания полагать, что глобальное потепление и отступление Арктических льдов влияет не только на максимальные снегозапасы, но и на увеличение осеннего SCE (Cohen et al., 2012). Однако, последующий анализ (Brown and Derksen, 2013) выявил неоднородность в октябрьских данных спутниковых наблюдений за SCE и искусственный тренд в сторону увеличения SCE после перехода на автоматическую обработку этих данных в конце 1880-х. Так что расхождение двух типов наблюдений за SCE

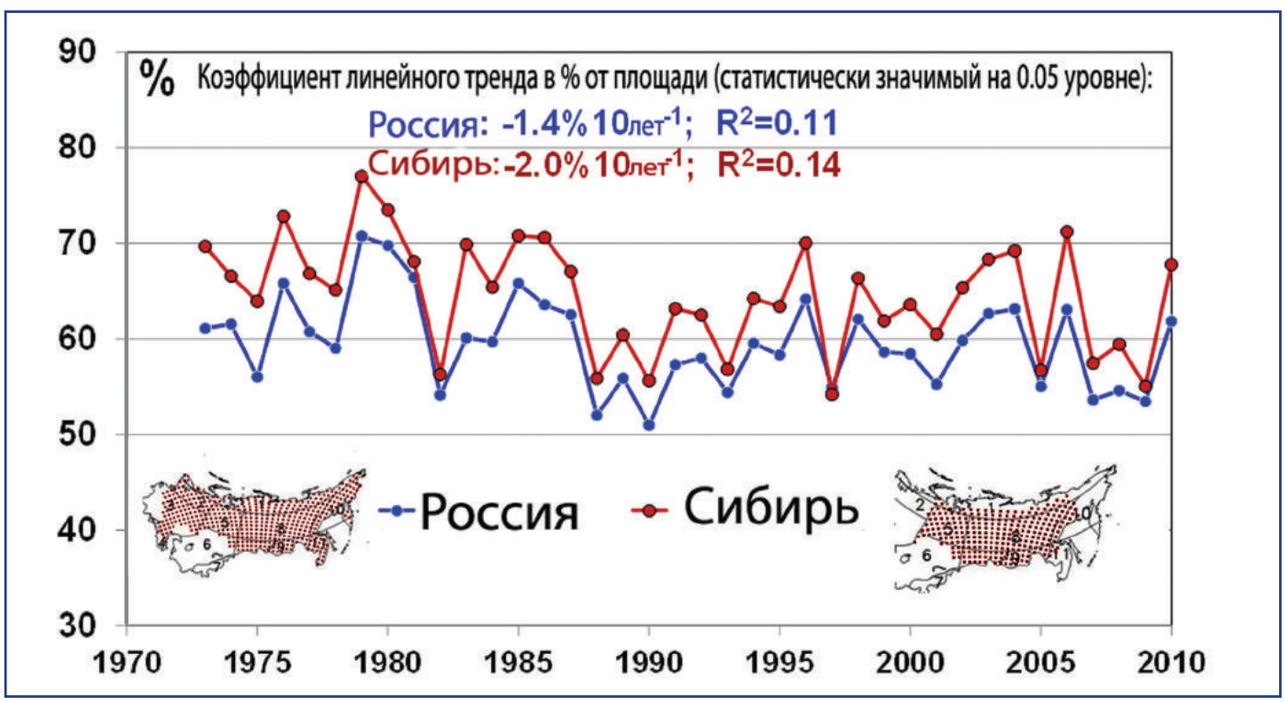


Рис. 1.4.10. Площадь снежного покрова по территории Российской Федерации и Сибири за апрель–май месяцы в процентах от площади страны (региона) по данным спутников NOAA (архив работы (Groisman et al., 1994), дополненный новейшей информацией).

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 107

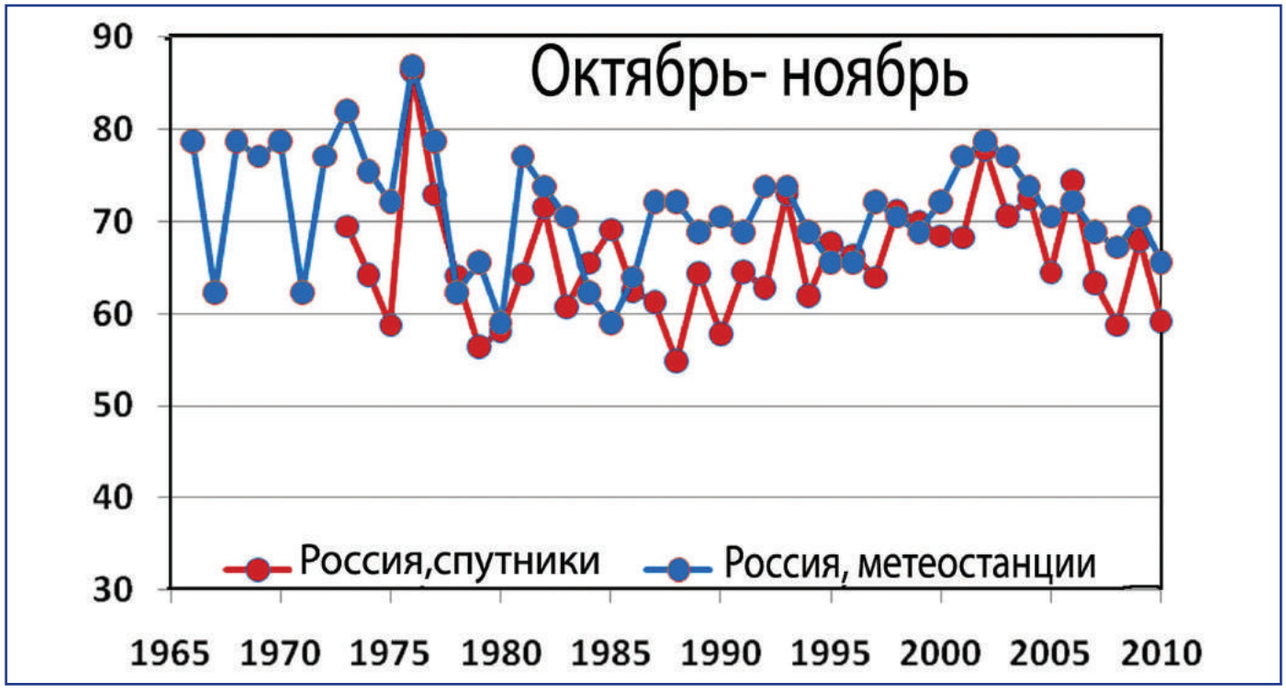


Рис. 1.4.11. Площадь снежного покрова по территории Российской Федерации за октябрь–ноябрь месяцы в процентах от площади страны по данным спутников NOAA и по данным наземной метеорологической сети (наблюдения за толщиной снежного покрова (Bulygina et al., 2011).

на рисунке 1.4.11 следует скорее всего трактовать в пользу наземных наблюдений. Тогда, если отбросить искусственную "нелинейность" в спутниковых данных, данные за октябрь-ноябрь указывают на уменьшение площадей снежного покрова и в эти два месяца. Таким образом, за последние четыре десятилетия на территории России SCE уменьшается в переходные периоды года, что указывает на доминирующее влияние роста температуры на эту характеристику снежного покрова, в то время как изменение атмосферной влажности (действующее в противоположном направлении) проявляет себя в других его характеристиках.

1.4.6. Заключение

Анализ климатических характеристик снежного покрова (максимальная высота, число дней со снежным покровом, максимальный запас воды в снеге, площадь снежного покрова SCE), который проводился по данным наблюдений по постоянной рейке на 820 станциях, маршрутных снегосъемок на 958 станциях России и спутниковым данным, позволил выявить следующие закономерности.

Наибольшее число дней со снежным покровом наблюдается на побережье северных морей (более 250 дней), а наименьшее – на побережье Каспийского моря (менее 20 дней). На большей части страны более 100 дней в году лежит снег. Максимальное накопление снега за зимний период в среднемноголетнем масштабе в России наблюдается на северо-востоке Европейской территории, в Западной Сибири и на Камчатке (более 80 см).

На значительной территории Западной и Восточной Сибири, на побережье Охотского моря и дальневосточном юге, в центральных и северо-восточных областях Европейской территории обнаружена тенденция увеличения максимальной за зиму высоты снежного покрова. В то же время, в Забайкалье за счет сокращения твердых осадков и значительного роста весенней температуры наблюдается уменьшение максимальной за зимний период высоты снежного покрова. Увеличивается максимальный за зиму запас воды в снеге (по данным маршрутных наблюдений в поле) на севере Восточно-Европейской равнины, в южной части лесной зоны Западной Сибири и на Дальнем Востоке. В Западной Сибири (по данным маршрутных наблюдений в

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 108

лесу) наблюдается уменьшение максимального за зиму запаса воды в снеге. Уменьшается продолжительность залегания снежного покрова в Западной Сибири, на Таймыре и востоке Якутии. На северо-востоке Сибири в последние годы при резких межгодовых колебаниях преобладают поздние даты установления и ранние даты схода снежного покрова.

На большей части России, за исключением степных зон Северного Кавказа и Западной Сибири, а также южной муссонной части Дальнего Востока наблюдается уменьшение продолжительности наличия ледяной корки под снежным покровом и ее максимальной толщины.

За последние четыре десятилетия по данным спутниковых наблюдений на территории России площадь снежного покрова в переходные периоды года уменьшается.

1.4.7. Литература

Алисов Б. П., 1956. Климат СССР. М., Московский Университет, 127 с.

Борзенкова А. В., Шмакин А. Б., 2012. Изменения толщины снежного покрова и суточной интенсивности снегопадов, влияющие на расходы по уборке магистралей в российских городах, Лед и снег, № 2 (118), с. 59–70.

Булыгина О. Н., Разуваев В. Н., Коршунова Н. Н., 2011. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг., Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М., ИГКЭ, т. 24, с. 211–227.

Воейков А. И., 1884. Климаты земного шара и в особенности России. С.-Пб., Издание картографического заведения А. Ильина, 132 с.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2009. Оценка предстоящих изменений климата на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 11, с. 15–29.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год, 2013. М., РОСГИДРОМЕТ, 86 с.

Кононова Н. К., 2012. Влияние циркуляции атмосферы на формирование снежного покрова на северо-востоке Сибири, Лед и снег, № 1 (117), с. 38–53.

Копанев И. Д., 1971. Методы изучения снежного покрова. Л.: Гидрометиздат, 226 с.

Кренке А. Н., Китаев Л. М., Турков Д. В., 2001. Климатическая роль изменений снежного покрова в период потепления, Изв. РАН, сер. географ., № 4, с. 44–52.

Попова В. В., 2004. Структура многолетних колебаний высоты снежного покрова в Северной Евразии, Метеорология и гидрология, № 8, с. 78–88.

Попова В. В., 2011. Вклад снегозапасов в изменения стока крупнейших рек бассейна Северного Ледовитого океана в период современного потепления, Лед и снег, № 3 (115), с. 69–78.

Мещерская А. В., Белянкина И. Г., Голод М. П., 1995. Мониторинг толщины снежного покрова в основной зернопроизводящей зоне бывшего СССР за период инструментальных наблюдений, Изв. РАН, сер. географ., № 4, с. 101–110.

ОД_РФ-1, 2008. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.

Разуваев В. Н., Шакирзянов Р. И., 2000. Изменения в методиках наблюдений за состоянием снежного покрова на территории Российской Федерацииб Труды ВНИИГМИ-МЦД, № 167, с. 41–51.

Руководящий документ № 52.88.699, 2008. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений, М., Росгидромет, 33 с.

Шмакин А. Б., 2010. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия, Лед и снег, т. 1, № 1, с. 43–57.

Atkinson D. E, Brown R., Alt B., Agnew T., Bourgeois J., Burgess M., Duguay C., Henry G., Jeffers S., Koerner R., Lewkowicz A. G., McCourt S., Melling H., Sharp M., Smith S., Walker A., Wilson K., Wolfe S., Woo M. K. Young K.L., 2006. Canadian cryospheric response to an anomalous warm summer: A synthesis of the climate change action fund project “The state of the arctic cryosphere during the extreme warm summer of 1998”, Atmosphere-Ocean, vol. 44, pp. 347–375.

Brown R. D., 2000. Northern Hemisphere snow cover variability and change, 1915–1997, J. Climate, vol. 13, pp. 2339–2355.

OD-2-1-3n 12/3/14 4:51 PM Page 109

Brown R. D., Robinson D. A., 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty, The Cryosphere, vol. 5, pp. 219–229.

Brown R. D., Derksen C., 2013. Is Eurasian October snow cover extent increasing?, Environ. Res. Lett., vol. 8, 024006, 7 pp. doi: 10.1088/1748-9326/8/2/024006.

B**ulygina O. N., Groisman P. Ya., Razuvaev V. N., Radionov V. F., 2010.** Snow cover basal ice layer changes over Northern Eurasia since 1966, Environ. Res. Lett., vol. 5, 015004, 10 pp.

Bulygina O. N., Groisman P. Ya., Razuvaev V. N., Korshunova N. N., 2011. Changes in snow cover over Northern Eurasia since 1966, Environ. Res. Lett., vol. 6, 045204, 10 pp.

Callaghan T. V., Johansson M., Brown R. D., Groisman P. Ya., Labba N., Radionov V., Contributors, 2011. Changing Snow Cover and its Impacts. In: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA), AMAP Report to the Arctic Council. Ch. 4, 59 pp. Available at http://amap.no/swipa/.

Cohen J., Furtado J., Barlow M., Alexeev V., Cherry J., 2012. Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling, Environ. Res. Lett., vol. 7, 014007, 8 pp.

Ghatak D., Frei A., Gong G., Stroeve J. C., Robinson D., 2010. On the emergence of an Arctic amplification signal in terrestrial Arctic snow extent, J. Geophys. Res., vol. 115, D24105, doi:10.1029/2010JD014007.

Ghatak D., Deser C., Frei A., Gong G., Phillips A., Robinson D., Stroeve J., 2012. Simulated Siberian snow cover response to observed Arctic sea ice loss, 1979–2008, J. Geophys. Res., vol. 117, D23108, doi:10.1029/2012JD018047.

G**roisman P. Y., Karl T. R., Knight R. W., Stenchikov G. L., 1994.** Changes of snow cover temperature and radiative heat balance over the Northern Hemisphere, J. Clim., vol. 7, pp. 1633–1656.

Groisman P. Y., Knight R. W., Razuvaev V. N., Bulygina O. N., Karl T. R., 2006. "State of the ground" rarely used characteristic of snow cover and frozen land: Climatology and changes during the past 69 years over Northern Eurasia, J. Clim., vol. 19, pp. 4933–4955.

Groisman P. Y., Soja A. J., 2009. Ongoing climatic change in Northern Eurasia: justification for expedient research, Environ. Res. Lett., vol. 4, 045002.

Levinson D. H., Lawrimore J. H., 2008. State of the Climate in 2007, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 89, S1–S179, doi:10.1175/BAMS-89-7-StateoftheClimate.

Min S. K., Zhang X. B., Zwiers F., 2008. Human-induced arctic moistening, Science, vol. 320, pp. 518–520.

National Climatic Data Center (NCDC), 2011. State of the Climate. Online monthly publication available at http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/snow/.

Park H., Walsh J. E., Kim Y., Nakai T., Ohata T., 2013. The role of declining arctic sea ice in recent decreasing terrestrial Arctic snow depths, Polar Sci., pp. 174-187. doi:10.1016/j.polar. 2012.10.002.

Peng S., Piao S., Ciais P., Friedlingstein P. , Zhou L., Wang T., 2013. Changes in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades, Environ. Res. Lett., vol. 8, 014008.

Ramsay B. H., 1998. The interactive multi-sensor snow and ice mapping system, Hydrol. Process., vol. 12, pp. 1537–1546.

Robinson D. A., 2009. Northern Hemisphere continental snow cover extent: in – Peterson T. C., Baringer M. O. (eds.), 2009, State of the Climate in 2008, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 90, S28–9.

Robinson D. A., Dewey K. F., Heim R. R. Jr., 1993. Global snow cover monitoring: An update, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 74, pp. 1689–1696.

Serreze M. C., Holland M. M., Stroeve J., 2007. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover, Science, vol. 315, 1533–6.

Trenberth K. E., Jones P. D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., A. Klein Tank, Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J. A., Rusticucci M., Soden B., Zhai P., 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 235–336. Cambridge University Press Cambridge, UK and New York, NY, USA

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 110

ГЛАВА 1.5. ОБЛАЧНОСТЬ И РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ

Е. И. Хлебникова

Е. Л. Махоткина

1.5.1. Облачность

Облачность является важнейшим регулятором солнечного и земного излучения и может обеспечивать формирование механизмов обратной связи, обусловленных антропогенными воздействиями. Радиационные эффекты облаков зависят от сезона и времени суток, а также от вида облачности (IPCC, 2007). Вместе с тем, к настоящему времени сохраняется большая степень неопределенности в оценке наблюдаемых изменений облачного покрова как глобального, так и регионального масштаба.

Как отмечалось в (Оценочный доклад..., 2008), оба вида наблюдений за облачностью – спутниковые и наземные – имеют свои специфические особенности, которые не дают оснований отдать безусловное предпочтение какому-либо одному из них. В рамках наземных наблюдений определение состояния облачного покрова осуществляется наблюдателями, которые визуально по 10-балльной шкале оценивают степень покрытия небосвода облаками (по общей и нижней облачности) и регистрируют наличие различных форм облаков. При наличии нижней облачности по наземным наблюдениям сложно охарактеризовать облачность верхнего и среднего ярусов. В то же время спутниковые наблюдения во многих случаях отражают состояние лишь самого верхнего слоя облаков.

Редкая наземная сеть наблюдений не дает достоверных данных об облачности для многих регионов. По сравнению с наземными наблюдениями спутниковые данные обладают существенно более высоким пространственным и временным разрешением. Однако их обработка требует серьезных усилий, направленных на идентификацию и корректировку искажающего влияния различных методических факторов (смещение орбитальных параметров, деградация сенсора, особенности межспутниковой калибровки и пр.).

В настоящее время существует более десяти глобальных баз данных по облачности, основанных на разных источниках информации, детальный сравнительный анализ которых проведен в (Черножукльский, Мохов, 2010; Chernokulsky, Mokhov, 2012). С точки зрения оценки климатических изменений облачности по спутниковым данным наибольший интерес представляют два базовых архива, формирование которых началось в 1980-х годах XX в.: ISCCP (Rossow, Schiffer, 1999) и PATMOS (Jacobowitz et al., 2003). В (IPCC, 2007) отмечалось несоответствие в тенденциях изменения облачности между ISCCP и другими спутниковыми продуктами. Последующие исследования свидетельствуют, что выраженный нисходящий тренд глобальной облачности, обнаруживаемый по данным ISCCP в 1980-х годах (см., например, (Покровский, 2012)), не согласуется с данными PATMOS и наземными данными, и большая часть этого тренда может быть объяснена методическими причинами (Baringer et al., 2010).

В (Оценочный доклад..., 2008) основное внимание уделялось изучению региональных тенденций в изменении характеристик облачности по результатам наземных наблюдений во второй половине XX столетия. Пространственное осреднение среднегодовых аномалий общей облачности по данным 150 станций на территории России выявило во второй половине XX столетия тенденцию к увеличению общей облачности, наиболее выраженную в Азиатской части России на интервале 1961–1990 гг. (0.08/10лет). Однако на рубеже XX–XXI веков сохранения положительной тенденции не наблюдалось.

Более устойчивые и глубокие изменения были обнаружены в отношении распределения разных видов и форм облачности по частоте их повторения (Хлебникова, Салль, 2009). В частности, была отмечена хорошо выраженная тенденция к увеличению доли облачности вертикального развития, наблюдаемая во все сезоны года (скорость изменения варьирует от 1%/10лет в зимний сезон до 3%/10 лет и более в теплое время года), а также уменьшение слоисто-дождевой облачности и увеличение вклада облаков верхнего яруса.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 111

В отличие от (Хлебникова, Салль, 2009), где основное внимание уделялось крупномасштабным изменениям на продолжительном интервале 1951–2005 гг., в работе (Chernokulsky et al., 2011) представлены результаты детализированного регионального анализа характеристик облачности, основанного на информации с более чем 1600 метеорологических станций, за двадцатилетний период 1991–2010 гг.

В целом результаты исследований хорошо согласуются между собой и дают возможность в определенной степени уточнить выводы, содержащиеся в (Оценочный доклад…, 2008). В последние десятилетия сохраняется хорошо выраженная тенденция увеличения частоты появления конвективной облачности (рис. 1.5.1, рис. 1.5.2). Растет частота появления облаков верхнего яруса. Продолжается перераспределение вклада дождевой облачности разных типов, проявляющееся в росте отношения доли кучево-дождевых облаков к доле слоисто-дождевых облаков. При этом, однако, на Урале и в прибрежных районах Дальнего Востока в 2001–2010 гг. отмечается уменьшение частоты появления кучево-дождевых облаков и увеличение слоисто-дождевой облачности по сравнению с предыдущим десятилетием. Рост общей облачности, обнаруженный по среднегодовым данным во 2-й половине XX в. и отмеченный в (Оценочный доклад…, 2008), на рубеже веков значимо проявляется лишь в переходные сезоны.

Повсеместное увеличение частоты появления конвективной облачности является важным свидетельством интенсификации конвективных процессов, происходящим в последние десятилетия над северными районами суши умеренных широт (Мохов и др., 2009). Особенности наблюдаемых изменений облачности могут быть связаны с изменениями динамических и термодинамических процессов, обусловленными увеличением приземной температуры воздуха, которые приводят к ослаблению статической устойчивости и, как следствие, к увеличению конвективных облаков и уменьшению слоистой облачности (Мохов, Акперов, 2006).

1.5.2. Радиационный режим

Регулярные наземные наблюдения за поступающей солнечной радиацией на отдельных метеорологических станциях на территории России были организованы еще в начале XX в. Однако плановое развитие актинометрической сети связано с проведением Международного Геофизического Года (1957–1958 гг.). По состоянию на 1.01.2012 актинометрическая сеть Росгидромета включает в себя 115 станций с программами наблюдений, позволяющими осуществлять климатологический анализ различных потоков коротковолновой радиации (прямой солнечной, рассеянной, отраженной и суммарной радиации), а

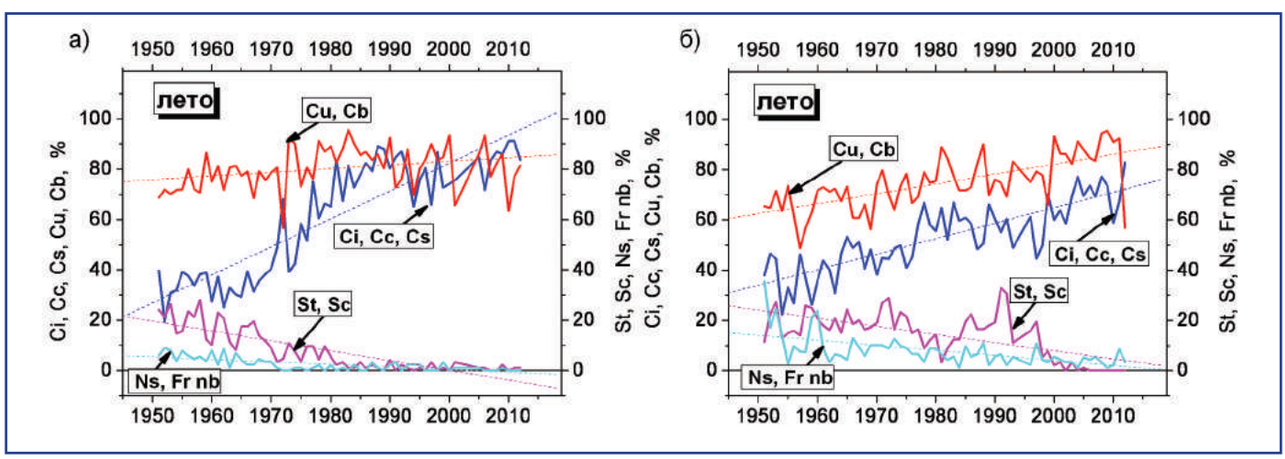


Рис. 1.5.1. Изменение доли разных форм облачности (в % от общего числа наблюдений с наличием облаков) в полуденный срок по данным метеорологических (1951–1975 гг.) и актинометрических (1976–2012 гг.) наблюдений в летний сезон: а) станция Павелец (Европейская часть России), б) станция Енисейск (Азиатская часть России). (Хлебникова, Салль, 2009 – продленные ряды).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 112

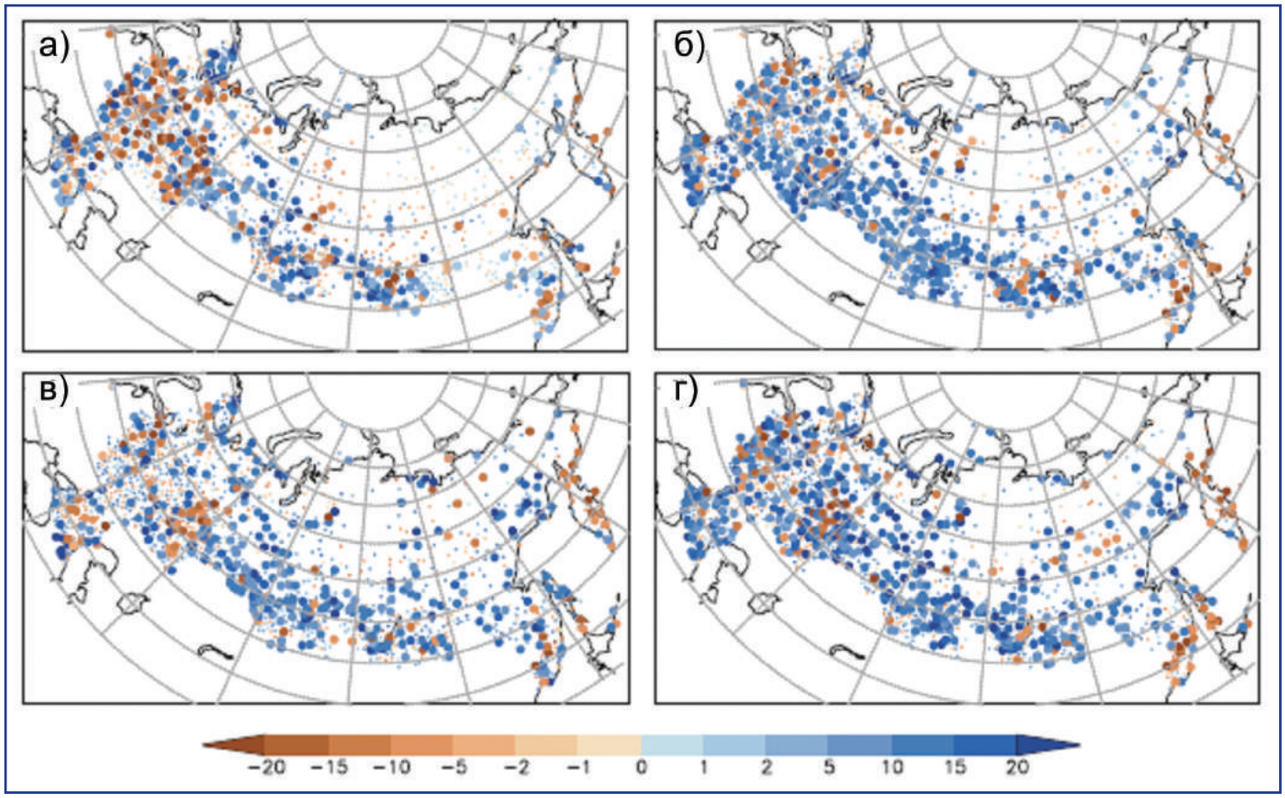


Рис. 1.5.2. Изменение повторяемости Cb облаков (%) на интервале 2001–2010 гг. по отношению к периоду 1991–2000: а) зима, б) весна, в) лето, г) осень. (Chernokulsky et al., 2011).

также радиационного баланса подстилающей поверхности.

Величина солнечной радиации у поверхности земли зависит не только от астрономических факторов, но и от изменения характеристик аэрозолей, содержания водяного пара, от количества и свойств облаков. Различные виды аэрозолей поразному воздействуют на радиационный баланс и температуру воздуха в приземном слое. Стратосферный аэрозольный слой вызывает отражение приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации и уменьшает нагрев нижележащих слов (например, сульфатный вулканический аэрозоль может вызвать “кратковременное” глобальное похолодание). Воздействие тропосферного аэрозоля неоднозначно и – в зависимости от оптических свойств – может способствовать как увеличению, так и уменьшению приземной температуры воздуха.

Аэрозольная оптическая толщина атмосферы (АОТ), являющаяся основным показателем аэрозольного влияния на потоки солнечного излучения, в настоящее время может быть определена на основе прямых измерений спектральной прозрачности с помощью солнечных фотометров на глобальной сети станций AERONET (Aerosol Robotic NETwork). Эта сеть, насчитывающая несколько сотен станций, достаточно хорошо освещает территорию Западной Европы и Северной Америки. На территории России действует 8 станций, семь из которых находится в азиатской части.

Данные AERONET активно используются для валидации различных спутниковых продуктов (Sayer et al., 2012; Hsu et al., 2012), а также – несмотря на непродолжительность рядов – для анализа по имеющимся данным тенденции изменения АОТ в различных регионах. В работе (De Meij et al., 2012) на станции Томск, считающейся репрезентативной для юга Западной Сибири, на интервале 2000–2009 гг. была отмечена тенденция к уменьшению АОТ (–0.04/10лет).

Изучение региональных особенностей пространственно-временных изменений прозрачности атмосферы на территории России базируется,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 113

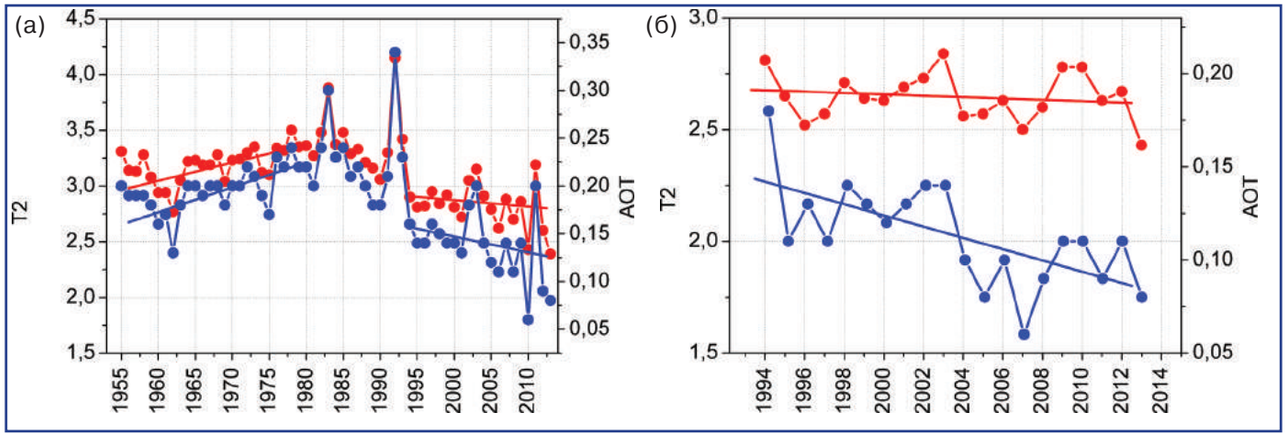


Рис. 1.5.3. Средние годовые значения интегральной мутности атмосферы T_2 (красные линии) и аэрозольной оптической толщины АОТ (синие линии), осредненные по территории ЕЧР (а) и Западной Сибири (б). Прямыми линиями показаны линейные тренды.

в основном, на данных сетевых актинометрических наблюдений (Махоткина и др., 2005), которые могут быть использованы для оценки характеристик интегральной (широкополосной) атмосферной прозрачности. Такая оценка выполняется по специальной методике (см., например, Евневич, Савиковский, 1989), по данным о прямой солнечной радиации при безоблачном небе. Применение этого подхода дало возможность сформировать продолжительные ряды показателей интегральной прозрачности – коэффициента прозрачности (P_2) и фактора мутности Линке (T_2), а также – с привлечением информации о влажности у поверхности Земли и температуре воздуха – осуществить выделение аэрозольной составляющей ослабления радиации (Махоткина и др., 2005; Абакумова, Горбаренко, 2008).

В (Оценочный доклад, 2008) отмечалось, что в конце XX в. на всей территории России сформировалась тенденция к уменьшению мутности атмосферы – как интегральной, так и аэрозольной. Последующие исследования в целом подтверждают сохранение этой тенденции и позволяют уточнить некоторые региональные проявления наблюдаемых изменений (Плахина и др., 2009; Махоткина и др., 2010; Плахина и др., 2011).

Основная особенность распределения атмосферного аэрозоля над территорией России состоит в уменьшении АОТ с юго-запада на северо-восток при наличии районов с постоянной повышенной аэрозольной замутненностью на юго-западе и юго-востоке (Плахина и др., 2009). На этом фоне отмечаются отдельные очаги более высокой тропосферной аэрозольной нагрузки, которые наиболее ясно проявились после 1995 г. в связи с глобальным очищением атмосферы от стратосферного аэрозольного слоя. Эти тропосферные источники связаны, в основном, с интенсивным антропогенным воздействием (города юга России, Западной Сибири и Приморья), а также с лесотундровыми пожарами в Сибирском регионе. Еще одной причиной понижения прозрачности атмосферы на востоке российского региона, проявляющейся в средних годовых АОТ, являются вулканы Камчатки.

В период 1960–2011 гг. наблюдается сложная картина временных изменений интегральной (T_2) и аэрозольной (АОТ) мутности атмосферы (рис. 1.5.3а). Глобальные эффекты крупных извержений (Эль-Чичон, апрель 1982 г.; Пинатубо, июнь 1991 г.) проявились на всей территории России в резком увеличении мутности спустя 3–6 месяцев после извержений и постепенном уменьшении ее до обычных значений на протяжении 12–18 месяцев.

Аномальная жара и связанные с ней пожары лета 2010 г. привели к значительному уменьшению атмосферной прозрачности на территории ЕЧР и формированию замкнутой области экстремально высоких значений фактора мутности T_2 в регионе (48°–55° с.ш.; 37°–42° в.д.) (Плахина и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:12 PM Page 114

В последние десятилетия в центре и на юге ЕЧР проявляется тенденция к уменьшению интегральной мутности T_2 (рис. 1.5.3а). На остальной территории изменения неоднозначны и, в основном, слабо выражены (рис. 1.5.3б). При этом аэрозольная составляющая мутности атмосферы (АОТ) продолжает уменьшаться практически на всей территории России. Лишь на отдельных станциях Камчатки и Дальнего Востока регистрируются положительные тренды АОТ.

Принятый в России подход к оценке изменений атмосферной прозрачности по измерениям прямой солнечной радиации используется в настоящее время и в других странах. В работе (Ohvrill et al., 2009) представлены результаты анализа интегральной прозрачности атмосферы в Европе по данным 6 станций, расположенных на территории Эстонии (3 станции), России (Павловск, Москва) и Украины (Феодосия). Ряды наблюдений на этих станциях в совокупности характеризуют более чем 100-летний период и обнаруживают значительное сходство на длительных временных интервалах. С конца 1990-х на всех действующих станциях регистрируются высокие значения прозрачности, что связывается не только со снижением вулканической активности, но и с экологически ориентированными изменениями в технологиях, снижением промышленных выбросов, а также выводом отдельных производств из Европы.

Климатические изменения приходящей солнечной радиации при реальных условиях облачности в контексте проблемы глобальных изменений климата вызывают в настоящее время повышенный интерес (Wild, 2012). В последнее десятилетие сложились представления, в определенной степени нашедшие отражение в (IPCC, 2007), что изменения приходящей радиации играют маскирующую роль по отношению к потеплению антропогенного происхождения. Отправной точкой таких представлений явились результаты работ, выполненных, в основном, в 90-х годах прошлого столетия, в рамках которых была обнаружена тенденция к уменьшению поступления солнечной радиации на подстилающую поверхность в 1950-х–1980-х годах XX в.

Среди наиболее ранних исследований по этому вопросу следует отметить работы отечественных специалистов (Житорчук и др., 1994), а также (Abakumova et al., 1996), где эта крупномасштабная тенденция была выявлена по данным 160 станций, освещающих значительную часть Евроазиатского континента. Уменьшение прихода солнечной радиации, начавшееся в 1950-х и продолжавшееся до конца 1980-х годов, было зафиксировано и в других регионах земного шара, и это явление получило название “global dimming” (Stanhill, Cohen, 2001).

Основным источником информации для глобальных исследований изменения приходящей радиации является архив Global Energy Balance Archive (GEBA), в котором на начальном этапе в 1988 г. было представлено около 500 постанционных рядов суммарной радиации месячного разрешения (Gilgen, Ohmura, 1999). В 1990-х годах архив был существенно пополнен путем привлечения информации из Мирового Центра радиационных данных (ГГО), в том числе данных наблюдений на российских станциях международного обмена, а также данных Национальных Метеослужб других стран. Впоследствии GEBA был использован для анализа изменений суммарной радиации за последнее десятилетие XX в. Для повышения обоснованности выводов к анализу были также привлечены данные сетей высокоточных радиационных измерений, которые начали функционировать в 1990-х годах. К числу этих сетей относятся: Baseline Surface Radiation Network (Ohmura et al., 1998), насчитывающая в настоящее время свыше 50 станций, Atmospheric Radiation Measurement (ARM), NOAA Earth System Research Laboratory (ESRL), а также региональные сети в США, Австралии, Швейцарских Альпах.

Исследования, основанные на данных GEBA и имеющихся результатах высокоточных измерений, показали, что повсеместное уменьшение прихода радиации к концу XX в. прекратилось и началось восстановление исходных значений приходящей радиации, получившее название “brightening” (Wild et al., 2005). Стала высказываться точка зрения, что именно изменение знака тренда приходящей солнечной радиации внесло существенный вклад в сильный рост температуры воздуха в конце прошлого столетия (Wild et

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 115

al., 2005). В последующих работах (Omura, 2009), (Gilgen et. al., 2009), а также в других исследованиях, обзор которых дан в (Wild, 2010), широко обсуждается влияние аэрозольных и облачных эффектов на обнаруживаемые крупномасштабные особенности изменения солнечной радиации.

В (Оценочный доклад…, 2008) отмечались основные закономерности многолетних изменений радиационных характеристик на территории России. В частности, обращалось внимание как на уменьшение прихода солнечной радиации в 1960-е–1980-е годы, так и на ослабление к концу XXI в. отрицательной тенденции в поступлении солнечной радиации. Анализ данных за последующие годы, осуществляемый в рамках мониторинга радиационного режима (Доклад Росгидромета, 2013) и обобщенный в (Хлебникова, Салль, 2014), позволил выявить как общие черты, так и особенности междесятилетних изменений приходящей радиации на территории России, по сравнению с другими регионами Земного шара.

В основе мониторинга коротковолновой солнечной радиации (Доклад Росгидромета..., 2013) лежит анализ месячных сумм различных видов радиации. Значения норм определяются за единый базовый период, в качестве которого ис-

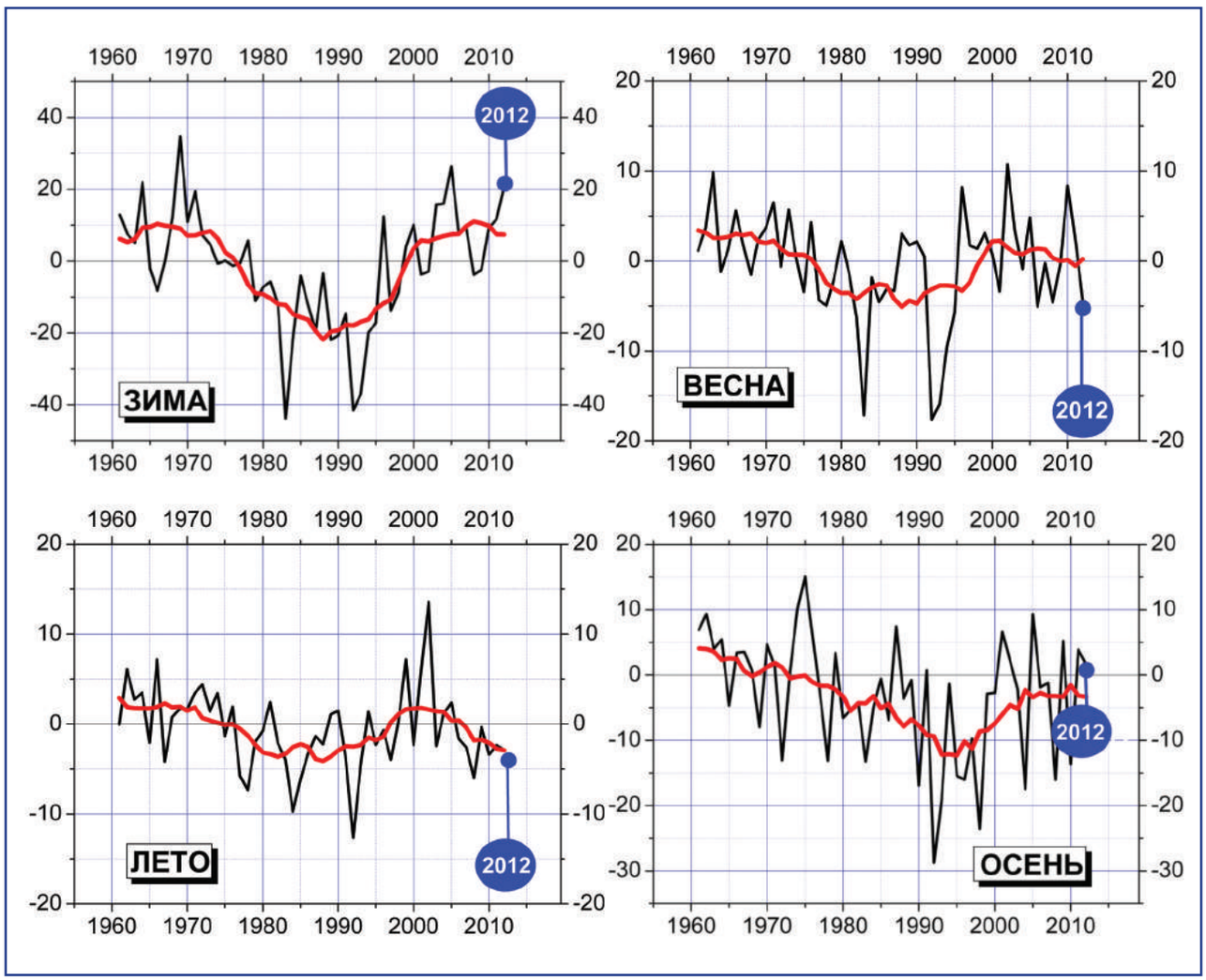


Рис. 1.5.4. Аномалии (в процентах от среднего за 1961–1990 гг.) сезонных сумм прямой радиации, приходящей к земной поверхности, осредненные по территории РФ. 1961–2012 гг. (Доклад Росгидромета..., 2013).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 116

пользуется интервал 1961–1990 гг. Нормированные аномалии оцениваются как отклонения соответствующих величин от средних многолетних значений (норм), выраженные в процентах от этих значений. На основе месячных аномалий рассчитываются сезонные и годовые аномалии. Именно эти два временных масштаба – сезон и год – рассматриваются для выявления долгопериодных климатических изменений солнечной радиации.

В качестве базового источника информации используются данные измерений плотности потоков разных видов радиации в фиксированные сроки (так называемых “срочных” наблюдений). Из двух видов актинометрических наблюдений, дающих информацию не только о суммарной радиации, но и об отдельных составляющих радиационного баланса, предпочтение отдано именно срочным наблюдениям в силу большей плотности подсети этих станций – как в начале XXI века, так и в 60-х годах XX в. По состоянию на 1.01.2012 г. около 90 станций на территории России функционируют по программе срочных актинометрических наблюдений. Для большинства действующих станций со срочными наблюдениями (в отличие от станций, ведущих непрерывные наблюдения) могут быть рассчитаны нормы за базовый период 1961–1990 гг.

Оценки климатических изменений на территории России и бывшего СССР, в отличие от других регионов, выполнялись как для суммарной, так и для прямой солнечной радиации. В (Abakumova et al., 1996) было показано, что скорость относительного изменения годовых сумм прямой радиации на интервале 1961–1987 гг. составляет 4–6%/10 лет, а суммарной – около 2%/10 лет. В изменение суммарной радиации большой вклад вносит рассеянная радиация, существенно зависящая от аэрозолей антропогенного происхождения, имеющих локальное распространение. На настоящем этапе в системе регулярного мониторинга радиационного режима рассматриваются и суммарная, и прямая солнечная радиации (Доклад Росгидромета, 2013). При этом в контексте выявленной чувствительности этих составляющих радиационного баланса первоочередное внимание уделяется анализу прямой радиации.

Анализ сезонных аномалий прямой радиации, осредненных по территории России (рис. 1.5.4), демонстрирует единообразие векового хода аномалий для различных сезонов, свидетельствующее о крупномасштабности воздействия, приведшего к пониженным значениям прямой радиации в последней четверти XX в. на территории России. В начале XXI в. и особенно в последние годы (2006–2012 гг.) регистрируемые аномалии близки к нулю и значительно отстоят от экстремально низких значений, достигнутых в начале 90-х годов прошлого столетия.

Региональный анализ многолетних колебаний пространственно-осредненных аномалий годовых сумм прямой радиации (рис. 1.5.5) показывает, что в начале XXI в. значения, близкие к норме, наблюдаются практически на всей территории России. В большей степени, чем для других регионов, отклоняются от нормы годовые суммы прямой радиации на территории Средней Сибири, где в течение ряда лет регистрируются отрицательные аномалии.

Особенности многолетних изменений солнечной радиации в 1961–2012 гг. с выраженным минимумом вблизи середины этого периода делают нецелесообразным использование линейной модели для всего рассматриваемого интервала. Для выявления региональных особенностей изменения радиационных потоков более информативной является оценка линейного тренда для двух последовательных интервалов: 1961–1985 гг. и 1986–2010 гг. (Хлебникова и др., 2011). Следует заметить, что исключение из рассмотрения 2010 г., когда была зафиксирована крупная температурная аномалия, лишь незначительно уменьшило величину коэффициентов линейного тренда, но не изменило конфигурации поля и общих наблюдаемых закономерностей.

Представленные результаты оценки трендов прямой и суммарной радиации (рис. 1.5.6) наглядно демонстрируют наличие повсеместной тенденции к уменьшению поступления солнечной радиации в 1960-х–1980-х годах (рис. 1.5.6а, в). Вместе с тем, тенденция к росту радиации, проявившаяся к концу XX в., не оказалась долговременной на всей территории России.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 117

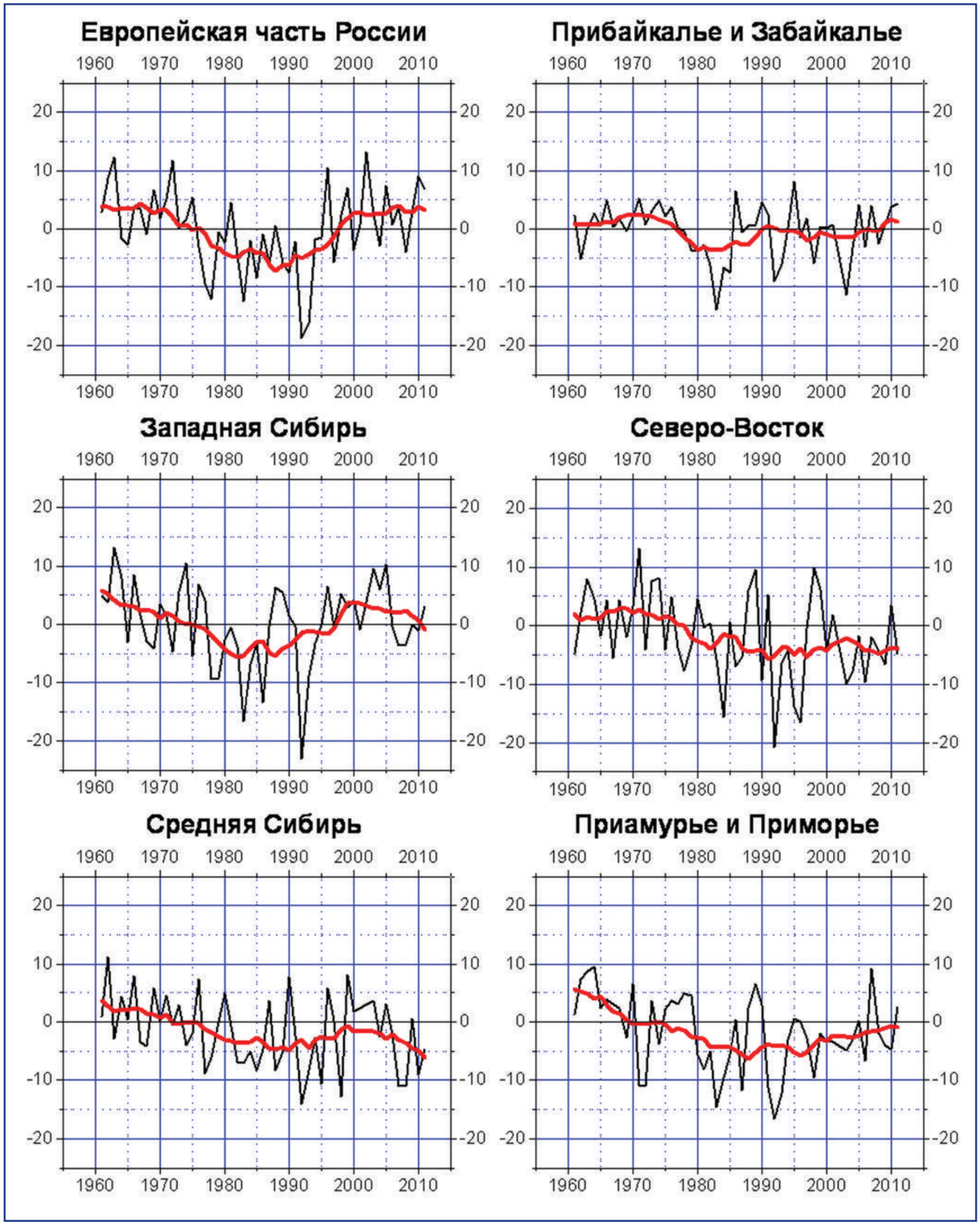


Рис. 1.5.5. Регионально-осредненные аномалии (в процентах от среднего за 1961–1990 гг.) годовых сумм прямой солнечной радиации, приходящей к земной поверхности (Доклад Росгидромета..., 2013).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 118

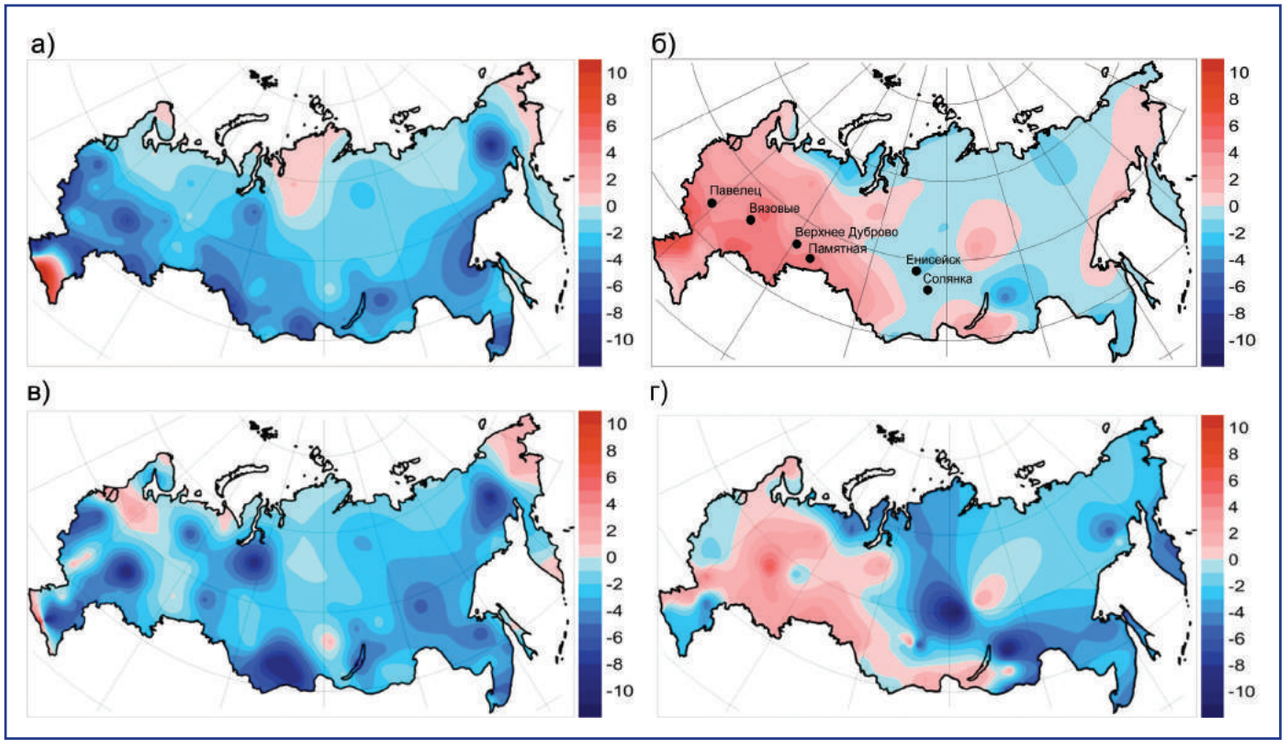


Рис. 1.5.6. Изменение (Вт/м²/10лет) прямой и суммарной радиации, приходящей к земной поверхности в среднем за год, на различных временных интервалах: а) прямая радиация, 1961–1985 гг., б) прямая радиация, 1986–2010 гг.; в) суммарная радиация, 1961–1985 гг., г) суммарная радиация, 1986–2010 гг. (Хлебникова, Салль, 2014).

Рост прямой радиации на интервале 1986–2010 гг. является хорошо выраженным на территории ЕЧР, где скорость изменения в южных районах составляет около 6 Вт/м²/10лет. Вместе с тем, в Азиатской части России сформировалась обширная область со слабыми отрицательными трендами приходящей радиации (рис. 1.5.6 б, г). В действительности, как можно видеть на рис. 1.5.7, в этом регионе наблюдается сложный характер изменений в 1986–2010 гг., который плохо описывается линейной моделью на всем интервале.

На ряде российских станций значения стабилизировались на определенном уровне, хотя и не достигли максимальных значений, наблюдаемых в 1960-х годах (рис. 1.5.7). В некоторых регионах АЧР после 2000 г. возобновилась тенденция к снижению прямой и суммарной радиации. Наиболее ярко это проявляется в Средней Сибири (Енисейск, Солянка). Аналогичные особенности изменения радиации обнаруживаются на территории Китая и Монголии (Wild et al., 2009; Wild, 2012).В то же время изменения, наблюдаемые на территории ЕЧР (в первую очередь, в южных регионах с большим годовым приходом радиации), вполне аналогичны тем, которые отмечаются на зарубежных европейских станциях, например, на станции Потсдам (Wild et al., 2005).

При выявлении трендов радиационных характеристик часто возникает вопрос о качестве используемых приборов. Это связано с тем, что большинство радиометров со временем теряют чувствительность и при отсутствии своевременной и надлежащей калибровки могут демонстрировать ложные нисходящие (но не восходящие) тренды. В этом контексте обнаружение положительного тренда в конце XX в. является аргументом в пользу истинности наблюдаемых вариаций.

Сеть актинометрических станций, пригодных для мониторинга междесятилетних колебаний, довольно редкая. Соответственно получаемое поле оценок может отражать лишь крупно-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:13 PM Page 119

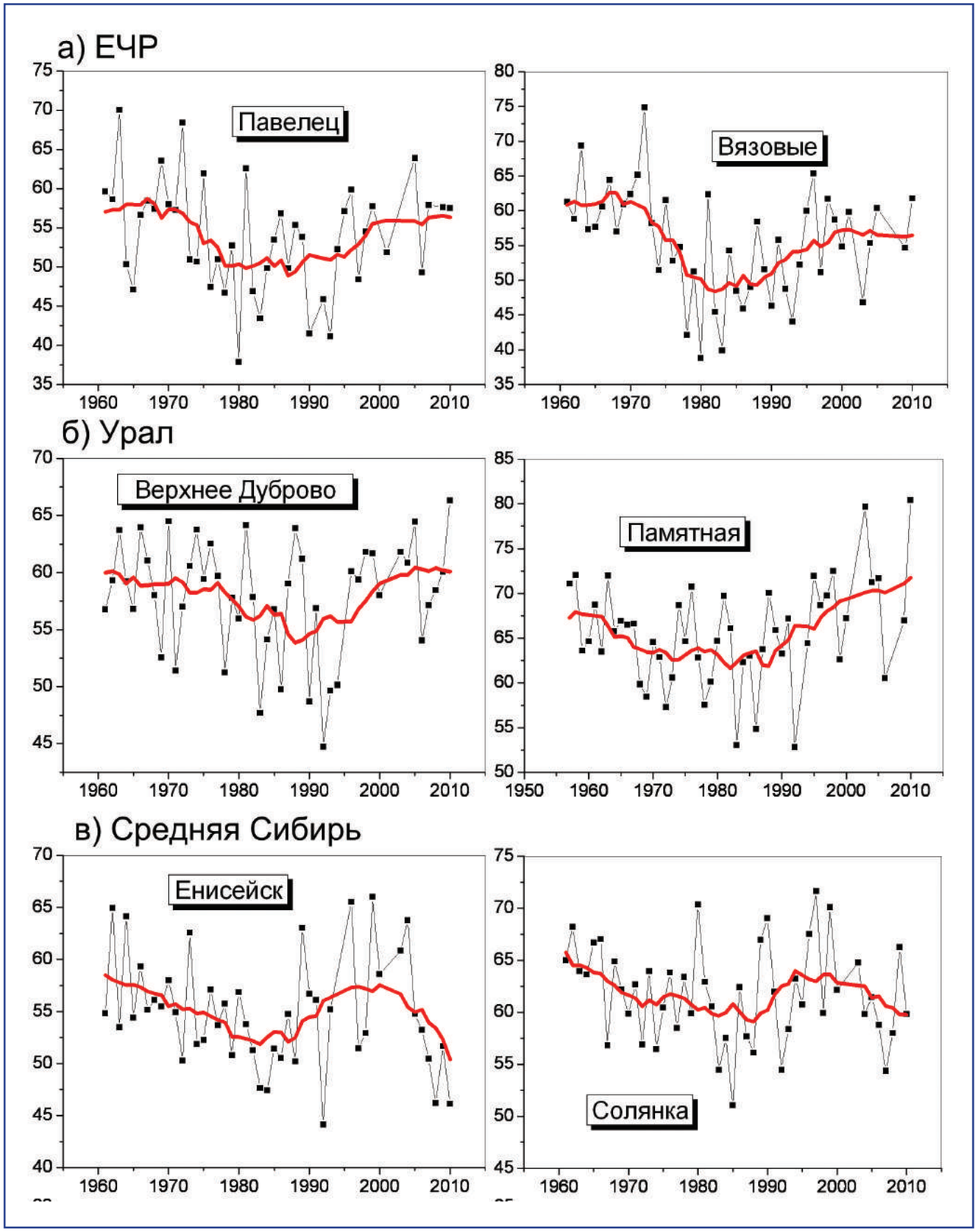


Рис. 1.5.7. Прямая радиация (Вт/м^2), приходящая к земной поверхности в среднем за год. 1961–2010 гг. а) ЕЧР, б) Урал, в) Средняя Сибирь (Хлебникова, Салль, 2014).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 120

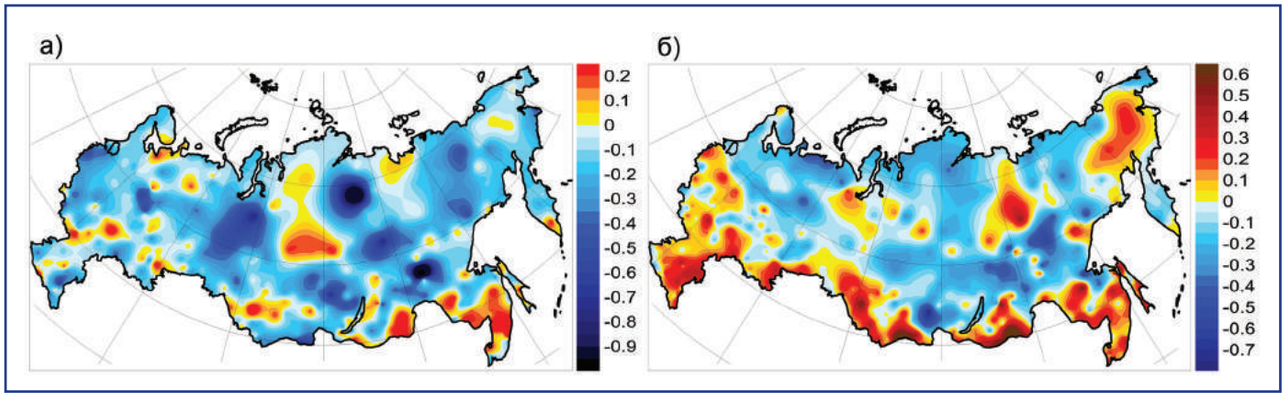


Рис. 1.5.8. Изменение среднегодовой суточной амплитуды температуры воздуха: а) 1961–1985 гг. б) 1986–2010 гг. (Хлебникова, Салль, 2014).

масштабные особенности наблюдаемых изменений при условии репрезентативности сети станций (рис. 1.5.6). По этой причине возможность использования дополнительной информации, в той или иной степени подтверждающей выявляемые региональные особенности, является весьма актуальной.

Одной из характеристик, которая может рассматриваться как косвенный источник информации о солнечной радиации у поверхности Земли, является суточная амплитуда температуры воздуха (САТ). Это обусловлено тем, что солнечное излучение, в отличие от теплового, в большей степени влияет на дневной максимум температуры воздуха и является главным фактором, определяющим рост суточной амплитуды температуры воздуха. Взаимосвязь долговременных изменений солнечной радиации и суточной амплитуды воздуха хорошо проявляется при достаточно большом временном и пространственном осреднении, позволяющем уменьшить влияние циркуляционных процессов (Makowski et al., 2009). Средние годовые значения суточных амплитуд, осредненные по Северному полушарию, аналогично региональным изменениям солнечной радиации (Wild et al., 2007; Wild, 2009), начиная с 1960-х годов, демонстрируют значительное понижение, которое завершилось в середине 1980-х годов.

Определенные связи долговременных изменений солнечной радиации и суточных амплитуд температуры воздуха проявляются и по данным на территории России. На интервале 1986–2010 гг. область положительных трендов САТ на юге России довольно отчетлива, простирается с запада на восток и занимает весьма большую территорию (рис. 1.5.8). В Европейской части России эта область несколько меньше, чем область положительных трендов солнечной радиации, которая выделена по очень редкой сети актинометрических станций. Однако в целом, учитывая ограниченные возможности линейной модели, можно считать, что особенности изменения САТ на рассматриваемом интервале косвенно подтверждают пространственные закономерности долговременных изменений приходящей радиации в 1961–2010 гг.

В теплый сезон (апрель–сентябрь) изменения прямой радиации хорошо согласуются с изменениями общей облачности (рис. 1.5.9). Лишь в Якутии для интервала 1961–1985 гг. (рис. 1.5.9а и рис. 1.5.9б) в силу слабой освещенности территории получить согласованные оценки трендов не удалось.

Междесятилетние изменения суммарной радиации в Западной Европе хорошо согласуются также с рядами продолжительности солнечного сияния (Sanchez-Lorenzo et al., 2008). Аналогичные связи хорошо прослеживаются также по данным наблюдений в Москве (Абакумова и др., 2012).

Для понимания причин наблюдаемых климатических изменений первостепенное значение имеет слежение за разными компонентами

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 121

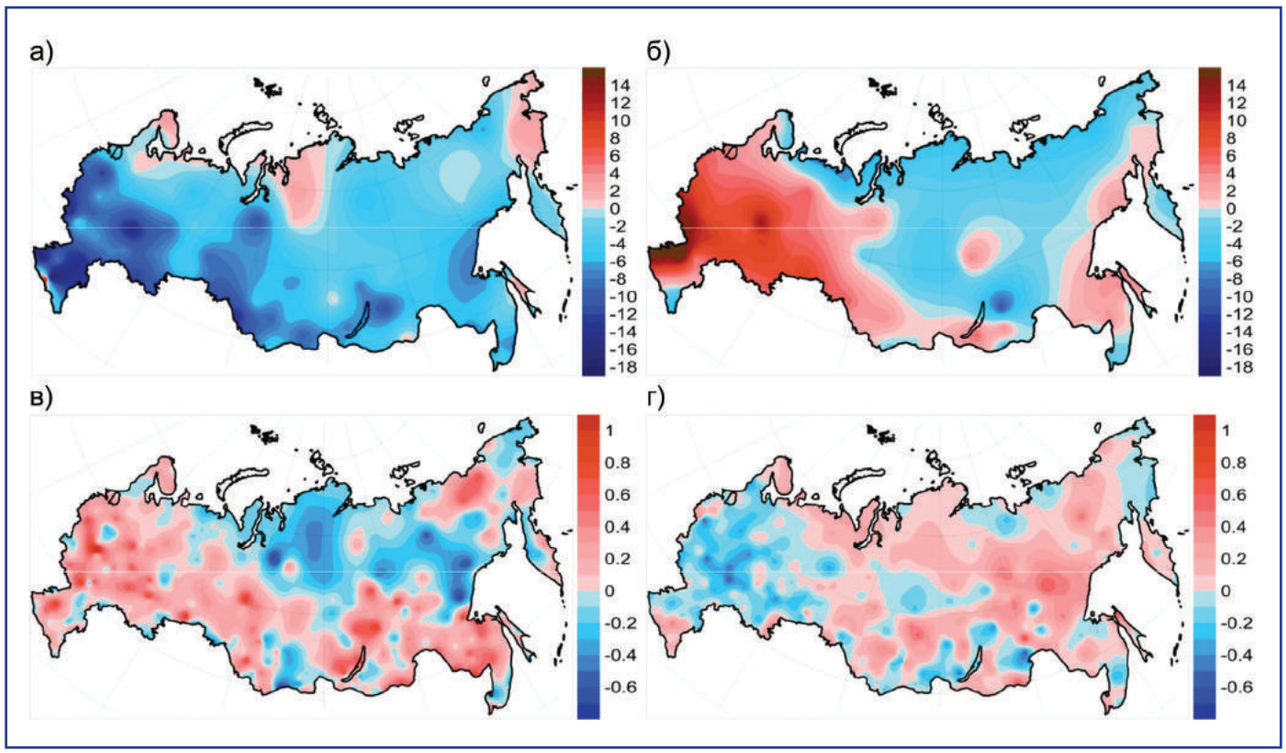


Рис. 1.5.9. Изменение прямой радиации (Вт/м²/10лет) и общей облачности (балл/10лет). Теплый сезон (апрель–сентябрь): а) прямая радиация, 1961–1985 гг., б) прямая радиация, 1986–2010 гг., в) общая облачность, 1961–1985 гг., г) общая облачность, 1986–2010 гг. (Хлебникова, Салль., 2014).

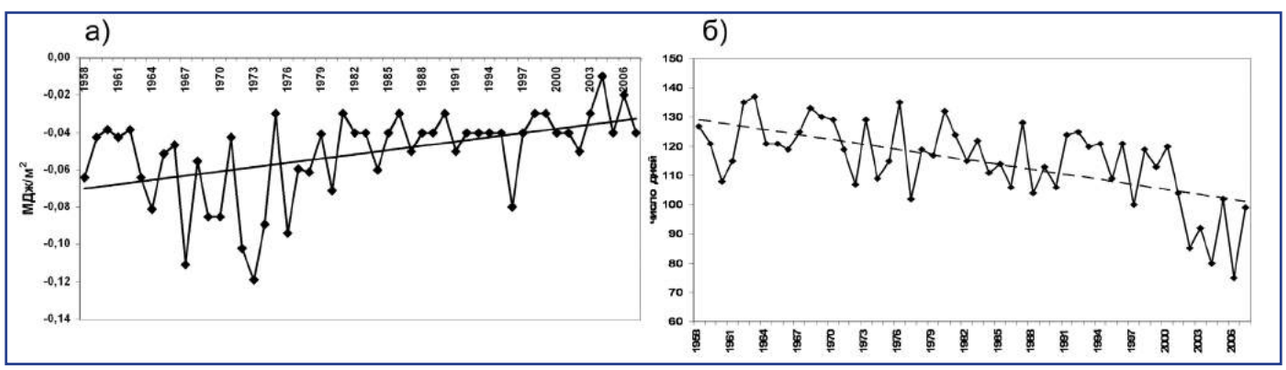


Рис. 1.5.10. Характеристики радиационного баланса за 1958–2007 гг. на станции Москва, МГУ: а) Январь. Часовые суммы радиационного баланса в срок 02–03 час. (МДж/м²), б) Год. Число дней с отрицательными значениями суточных сумм радиационного баланса (Горбаренко, Абакумова, 2011).

радиационного баланса земной поверхности, его приходной и расходной частью, а также результирующей величиной радиационного баланса. В настоящее время состояние приборной базы и сложность соблюдения регламента производства измерений дают возможность судить о климатических изменениях радиационного баланса лишь в отдельных пунктах на территории России (Климат, 2010; Абакумова и др., 2012).

По результатам наблюдений в Москве (МГУ) были систематизированы и обобщены данные о радиационном балансе подстилающей поверхности за 50 лет непрерывных наблюдений с 1958 по 2007 гг. (Горбаренко, Абакумова, 2011). Отмечается тенденция к росту ночных

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 122

часовых сумм радиационного баланса, наиболее выраженная в зимние месяцы, а также происходящее уменьшение числа дней с отрицательными суточными суммами радиационного баланса (рис. 1.5.10). Сравнение средних многолетних значений суточных сумм для отдельных месяцев за 1994–2007 гг. с соответствующими значениями для базового периода 1961–1990 гг. демонстрирует увеличение радиационного баланса во все месяцы года. При этом максимальный рост наблюдается в зимние и переходные месяцы.

1.5.3. Заключение

Анализ данных наземных наблюдений за характеристиками облачности с акцентом на последние десятилетия показал, что основные тенденции, проявившиеся в конце XX в., нашли свое подтверждение в последующие годы. Сохраняется хорошо выраженная тенденция увеличения частоты появления конвективной облачности. Растет частота появления облаков верхнего яруса. Продолжается перераспределение вклада дождевой облачности разных типов, которое проявляется в преимущественном увеличении доли кучево-дождевых облаков. Лишь на Урале и в прибрежных районах Дальнего Востока регистрируется увеличение слоисто-дождевой облачности в 2001–2010 гг. по сравнению с предыдущим десятилетием. Рост общей облачности и уменьшение частоты безоблачной погоды отмечается, в основном, в весенний и осенний периоды.

С середины 1990-х годов, в условиях отсутствия крупных вулканических извержений, тенденция к уменьшению интегральной мутности атмосферы хорошо проявляется в центре и на юге Европейской части России. На остальной территории изменения неоднозначны и, в основном, слабо выражены. При этом на фоне роста общего влагосодержания атмосферы, связанного с увеличением температуры воздуха, на большей части территории России отмечается тенденция к уменьшению величины аэрозольной составляющей мутности атмосферы. Лишь на отдельных станциях Камчатки и Дальнего Востока регистрируются положительные тренды аэрозольной оптической толщины атмосферы.

Рост поступления солнечной радиации, наблюдаемый по наземным данным во многих регионах Земного шара в последнее десятилетие XX в., с разной степенью отчетливости проявился практически на всей территории России. Изменения, происходящие в начале XXI в., не столь крупномасштабны и однозначны. На ряде станций значения стабилизировались на определенном уровне, хотя и не достигли максимальных значений, наблюдаемых в 1960-х годах. В Европейской части России, в особенности в центральных и южных районах, сохраняется положительная тенденция, которая наблюдается и на территории зарубежной Европы. В некоторых регионах АЧР возобновилась тенденция к снижению прямой и суммарной радиации. Наиболее ярко это проявляется в Средней Сибири.

1.5.4. Литература

Абакумова Г. М., Горбаренко Е. В., 2008. Прозрачность атмосферы в Москве за последние 50 лет и ее изменения на территории России. М.: Издательство ЛКИ, 192 с.

Абакумова Г. М., Горбаренко Е. В., Незваль Е. И., Шиловцева О. А., 2012. Климатические ресурсы солнечной энергии Московского региона. М: Издательство Книжный дом “ЛИБРОКОМ”, 310 с.

Горбаренко Е. В., Абакумова Г. М., 2011. Вариации радиационного баланса подстилающей поверхности по многолетним наблюдениям МО МГУ. Метеорология и гидрология, № 6, с. 42–54.

Доклад Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2013 год. М., Росгидромет, 2014.

Евневич Т. В., Савиковский И. А., 1989. Расчет прямой солнечной радиации и коэффициента прозрачности атмосферы, Метеорология и гидрология, № 5, с. 92–95.

Житорчук Ю. В., Стадник В. В., Шанина И. Н., 1994. Исследование линейных трендов во временных рядах солнечной радиации, Известия

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 123

РАН, Физика атмосферы и океана, т. 30, № 3, с. 389–391.

Климат Санкт-Петербурга и его изменения, 2010. В. П. Мелешко, А. В. Мещерская, Е. И. Хлебникова (ред.). СПб, 256 с.

Махоткина Е. Л., Плахина И. Н., Лукин А. Б., 2005. Некоторые особенности изменения мутности атмосферы на территории России в последней четверти XX века, Метеорология и гидрология, № 1, с. 28–36.

Махоткина Е. Л., Плахина И. Н., Лукин А. Б., 2010. Выявление изменений интегральной и аэрозольной мутности атмосферы в Забайкалье и Центральной Сибири. Метеорология и гидрология, № 1, с. 53–67.

Мохов И. И., Акперов М. Г., 2006. Вертикальный температурный градиент в тропосфере и его связь с приповерхностной температурой по данным реанализа. Изв. РАН, т. 42, № 4, с. 467–475.

Мохов И. И., Чернокульский А. В., Акперов М. Г., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э., 2009. Изменения характеристик циклонической активности и облачности в атмосфере внетропических широт северного полушария по модельным расчетам в сопоставлении с данными реанализа и спутниковыми данными, Доклады РАН, т. 424, № 3, с. 393–397.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. М., Росгидромет, т. 1. Изменения климата, 277 с.

Плахина И. Н., Махоткина Е. Л., Панкратова Н. В., 2009. Вариации аэрозоля в толще атмосферы по данным российской актинометрической сети (1976–2006 гг.). Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 45, № 4, с. 489–500.

Плахина И. Н., Панкратова Н. В., Махоткина Е. Л., 2011. Пространственные вариации фактора мутности атмосферы над европейской территорией России в условиях аномального лета 2010 г, Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 1–6.

Покровский О. М., 2012. Климатология облачности по результатам международного спутникового проекта, Труды ГГО, вып. 565, с. 115–131.

Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2009. Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России, Метеорология и гидрология, 2009, № 7, с. 5–13.

Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2014. Региональные изменения основных составляющих радиационного баланса земной поверхности на территории России, Труды ГГО, вып. 570.

Хлебникова Е. И., Салль И. А., Стадник В. В., Трофимова О. В., 2011. Климатические изменения составляющих радиационного баланса подстилающей поверхности на территории России. В сб.: Труды Международного симпозиума “Атмосферная радиация и динамика”. СПб, с. 157–158.

Чернокульский А. В., Мохов И. И., 2010. Сравнительный анализ характеристик глобальной и зональной облачности по различным спутниковым и наземным наблюдениям, Исследования Земли из космоса, № 3, с. 12–29.

Abakumova G. M., Feigelson E. M., Russak V. K., Stadnik V. V., 1996. Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness and surface temperature on the territory of the former Soviet Union, Journal of Climate, vol. 9, pp. 1319–1327.

Baringer M. O., Arndt D. S., Johnson M. R., 2010. State of the climate in 2009. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 91, no. 7, pp. 1–15.

Chernokulsky A. V., Bulygina O. N., Mokhov I. I., 2011. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations, Environ. Res. Lett., vol. 6, 035202, 6 pp. doi:10.1088/1748-9326/6/3/035202.

Chernokulsky A. V., Mokhov I. I., 2012. Climatology of total cloudiness in the Arctic: An intercomparison of observations and reanalyses, Advances in Meteorology, vol. 2012, ID 542093, 15 pp. DOI: 10.1155/2012/542093.

De Meij A., Pozzer A., Lelieveld J., 2012. Trend analysis in aerosol optical depths and pollutant emission estimates between 2000 and 2009, Atm. Env., vol. 51, pp. 75–85.

Gilgen H. A., Ohmura A., 1999. The Global Energy Balance Archive, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 80, pp. 831–850.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:14 PM Page 124

Gilgen H., Roesch A., Wild M., Ohmura A., 2009. Decadal changes in shortwave irradiance at the surface in the period from 1960 to 2000 estimated from Global Energy Balance Archive Data, Journal of Geophysical Research – Atmospheres, vol. 114, D00d08.

Hsu N. C., Gautam R., Sayer A. M., Bettenhausen C., Li C., Jeong M. J., Tsay S.-C., Holben B. N., 2012. Global and regional trends of aerosol optical depth over land and ocean using SeaWiFS measurements from 1997 to 2010, Atmos. Chem. Phys., vol. 12, pp. 8037–8053.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Solomon, S., D.Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jacobowitz H., Stowe L. L., Ohring G., Heidinger A., Knapp K., Nalli N.R., 2003. The advanced very high resolution radiometer Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: a resource for climate research, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 84, no. 6, p. 785–793.

Makowski K., Jaeger E. B., Chiacchio M., Wild M., Ewen T., Ohmura A., 2009. On the relationship between diurnal temperature range and surface solar radiation in Europe, Journal of Geophysical Research – Atmospheres, vol. 114, D00d07. DOI: 10.1029/2008JD011104.

Ohmura A., Dutton E. G., Forgan B. et al., 1998. Baseline surface radiation network, a new precision radiometry for climate research, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 79, pp. 2115–2136. Doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2115:BSRNBW>2.0.CO;2.

Ohvril H., Teral H., Neiman L., Kannel M., Uustare M., Tee M, Russak V., Okulov O., Joeveer A., Kallis A., Ohvril T., Terez E. I., Terez G. A., Gushchin G. K., Abakumova G. M., Gorbarenko E. V., Tsvetkov A. V., Laulainen N., 2009. Global dimming and brightening versus atmospheric column transparency, Europe, 1906–2007, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, vol. 114, D00d12.

Rossow W. B., Schiffer R. A., 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 80, no. 11, pp. 2261–2287.

Sanchez-Lorenzo A., Calbo J., Martin-Vide J., 2008. Spatial and temporal trends in sunshine duration over Western Europe (1938–2004), Journal of Climate, vol. 21, no. 22, pp. 6089–6098.

Sayer A. M., Hsu N. C., Bettenhausen C., Ahmad Z., Holben B. N., Smirnov A., Thomas G. E., Zhang J., 2012. SeaWiFS Ocean Aerosol Retrieval (SOAR): algorithm, validation, and comparison with other datasets, J. Geophys. Res, vol. 117, D03206, doi:10.1029/2011JD016599.

Stanhill G., Cohen S., 2001. Global dimming: A review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation, Agric. For. Meteorol., vol. 107, pp. 255–278. doi:10.1016/S0168-1923(00)00241-0.

Wild M., 2009. Global dimming and brightening: A review, Journal of Geophysical Research, Atmospheres, vol. 114, D00d16. doi:10.1029/2008JD011470.

Wild M., 2010. Introduction to special section on global dimming and brightening, J. Geophys. Res., vol. 115, D00D00. doi:10.1029/2009JD012841.

Wild M., 2012. Enlightening global dimming and brightening, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 93, no. 1, pp. 27–37.

Wild M., Gilgen H., Roesch A., Ohmura A., Long C. N., Dutton E. G., Forgan B., Kallis A., Russak V., Tsvetkov A., 2005. From dimming to brightening: decadal changes in surface solar radiation, Science, vol. 308, pp. 847–850. doi:10.1126/science.1103215.

Wild M., Ohmura A., Makowski K., 2007. Impact of global dimming and brightening on global warming. Geophys. Res. Lett., vol. 34, L04702, doi: 10.1029/2006GL02803.

Wild M., Trussel B., Ohmura A., Long C. N., Konig-Langlo G., Dutton E. G., Tsvetkov A., 2009. Global dimming and brightening: An update beyond 2000, Journal of Geophysical Research–Atmospheres, vol. 114, D00d13.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:54 PM Page 125

ГЛАВА 1.6. АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ

А. В. Мещерская

О. Н. Булыгина, М. П. Голод, В. В. Иванов, Т. Б. Иванова, Н. К. Кононова, А. И. Неушкин, А. Т. Санина

1.6.1. Введение

Общая циркуляция атмосферы – это система макромасштабных воздушных течений над земным шаром (определение С. П. Хромова). По согласованию с исполнителями в эту главу включены разделы, рассмотренные в аналогичном разделе первого Оценочного доклада по изменению климата на территории Российской Федерации и его последствиям (ОД_РФ-1, 2008, глава 3, раздел 3.5). Это – изменение во времени индексов атмосферной циркуляции, типов атмосферных процессов, циклонов и антициклонов, в том числе блокирующих антициклонов, приземного давления и скорости ветра.

Поскольку циркуляция атмосферы не имеет административных границ, рассмотренные характеристики относятся к территории северного полушария и его условных секторов, причем основное внимание уделено атмосферным процессам над Атлантико-Европейским сектором, влияние которого на метеорологические условия Европейской части России (ЕЧР) и Западной Сибири (до Енисея) общеизвестно. Однако главной задачей Второго Оценочного доклада Росгидромета (ОД_РФ-2) остается анализ изменений циркуляционных условий на территории РФ.

В ОД_РФ-2 представлены характеристики двух циркуляционных индексов: Северо-Атлантического (САК) и Северо-Тихоокеанского (ТК). Дано описание блокирующих антициклонов. Показано, что во второй половине XX века понизилось приземное давление, и почти повсеместно уменьшилась скорость ветра на территории России. Рассмотрен вопрос о тенденциях в изменении циклоничности, в частности с использованием каталогов Л. А. Вительса. Из двух известных в России синоптических типизаций (Г. Я. Вангенгейма и Б. Л. Дзердзеевского) относительно подробно рассмотрена только первая (по годовым данным).

В ОД_РФ-2 эти вопросы расширены с привлечением результатов, опубликованных в российских и зарубежных изданиях за последние годы. Поскольку ряд проблем носит обзорный характер, нельзя было игнорировать и более ранние результаты (как правило, они относятся к XX веку). Введен новый раздел “Центры действия атмосферы”, рассмотрены индексы Арктического (АК) и Восточно-Европейского колебания (ВАК) и индекс ЭНЮК с оценкой их влияния на температурный режим РФ. Существенно дополнен раздел “Блокирующие антициклоны”, при рассмотрении которого использованы результаты недавно опубликованной под редакцией А. И. Неушкина и Р. М. Вильфанда монографии (Мониторинг общей циркуляции, 2012). Раздел по анализу средних и максимальных скоростей ветра по данным за 1977–2011 гг. подготовлен сотрудниками ВНИИГМИ-МЦД Булыгиной О. Н., Коршуновой Н. Н. и Разуваевым В. Н. Значительно полнее представлена типизация Б. Л. Дзердзеевского (Дзердзеевский и др., 1946; Дзердзеевский, 1968).

1.6.2. Центры действия атмосферы и их динамика во времени

Центры действия атмосферы (ЦДА) – области высокого или низкого приземного давления на многолетних среднемесячных климатических картах, которые являются статистическим результатом преобладания в данном районе барических систем одного знака (циклонов или антициклонов) над барическими системами другого знака (по С. П. Хромову).

С начала XX века известно, что местоположение и интенсивность ЦДА, их изменение во времени (Mokhov, Petukhov, 1999) во многом определяют особенности циркуляции атмосферы в различных районах земного шара, что имеет непосредственные погодные и климатические последствия. На погодно-климатические условия Российской Федерации наибольшее влияние оказывают четыре ЦДА: Исландский и Алеутский минимумы, Азорский и Сибирский максимумы. Первые три ЦДА относятся к перманентным климатическим центрам действия; они обнаруживаются

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 126

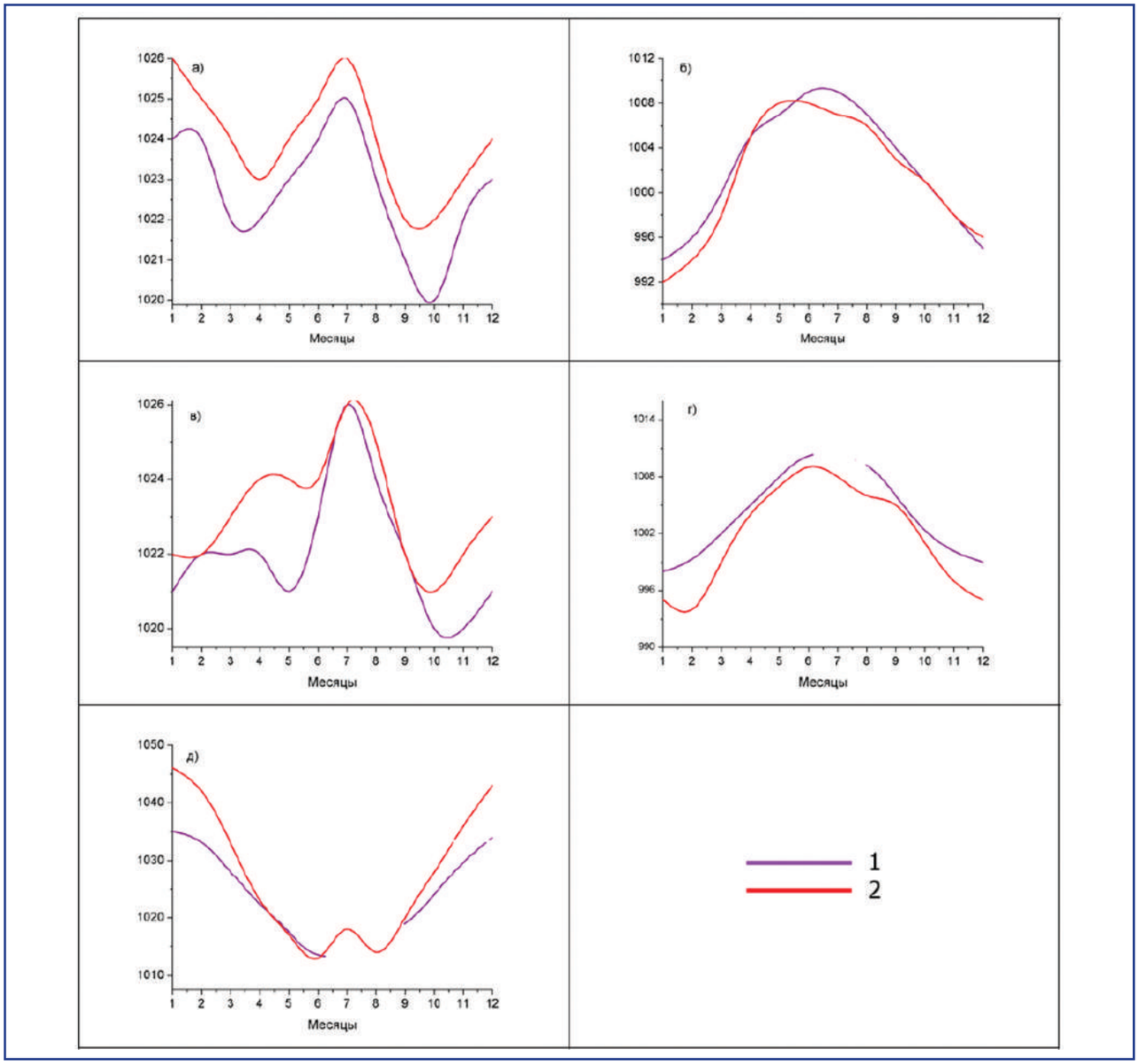


Рис. 1.6.1. Годовой цикл интенсивности центров действия атмосферы: 1 – в среднем за 1891-1967 гг.; 2 – в среднем за 1968-2010 гг.; а) Азорский максимум; б) Исландский минимум; в) Гонолульский максимум; г) Алеутский минимум; д) Сибирский максимум.

во все месяцы года, но различаются по интенсивности: Исландский и Алеутский минимумы лучше развиты зимой, когда давление в центре особенно низкое, а Азорский и Гонолульский максимумы – летом, когда приземное давление в центре наибольшее (рис. 1.6.1).

Сибирский максимум относится к сезонному климатическому ЦДА: он хорошо развит зимой, а в летние месяцы сменяется азиатской депрессией. Подробное описание перечисленных ЦДА можно найти во многих публикациях (Мониторинг общей циркуляции, 2012; Мартынова, 1990; Астафьева, 2011 и др.).

ЦДА характеризуются тремя основными параметрами: давлением в центре (интенсивность ЦДА) и географическими координатами (широтой φ и долготой λ). На рис. 1.6.2 приведены продленные до 2011 г. ряды среднего за зиму (декабрь–февраль) давления в центре Исландского минимума, Азорского максимума и Алеутского

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 127

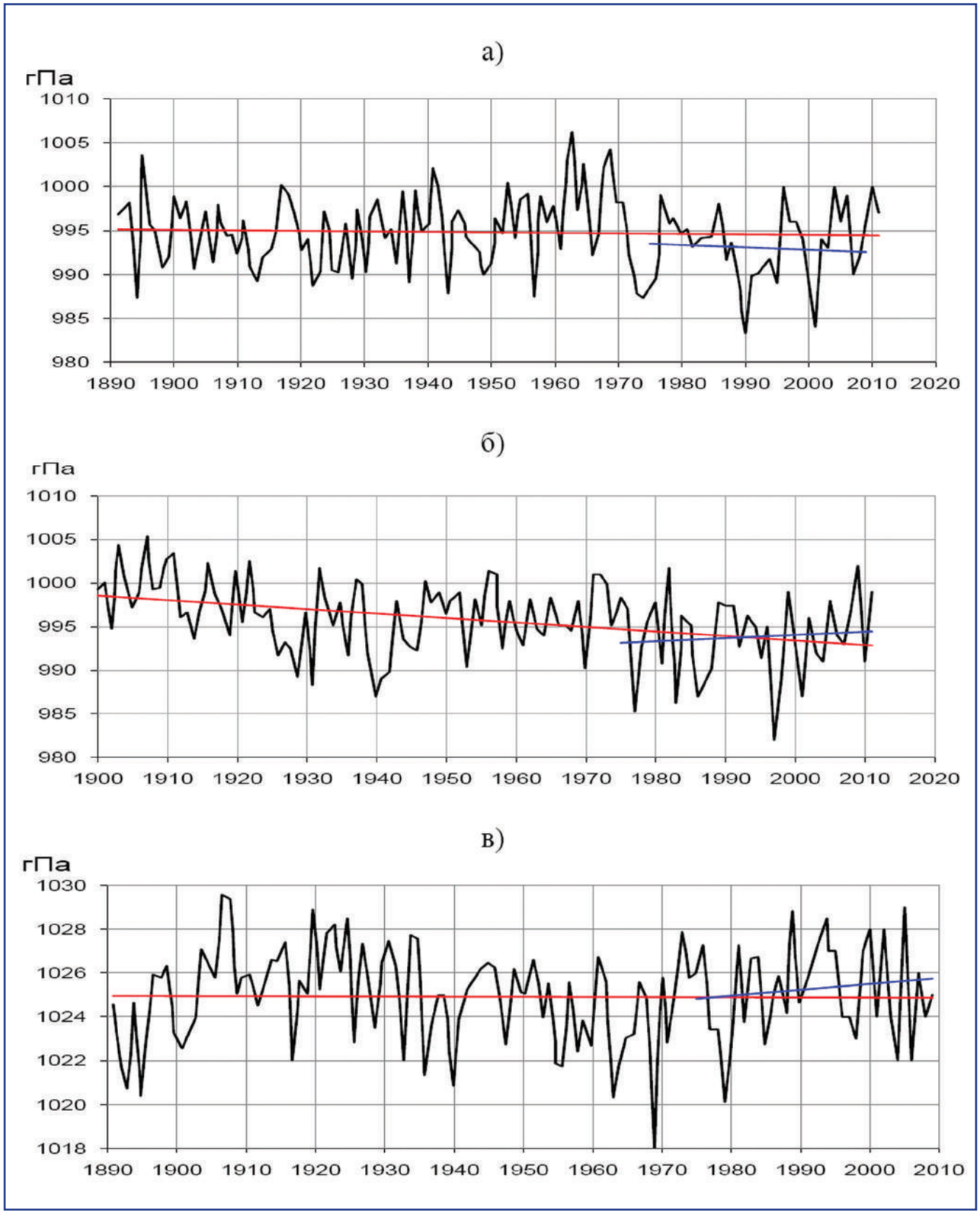


Рис. 1.6.2. Временные ряды и линейные тренды приземного давления зимой (декабрь–февраль) в центрах Исландского (а) и Алеутского (б) минимумов и Азорского максимума (в). Тренды приведены за весь период 1891–2011 гг. и за период интенсивного потепления 1975–2011 г. (Смирнов и др., 1998).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 128

Таблица 1.6.1. Коэффициенты корреляции между характеристиками Исландского минимума и Азорского максимума: P – давление, φ – широта, λ – долгота

Сезон	Период оценивания	Характеристики ЦДА			Источник
		P	φ	λ	
Зима	1973–1995	–0.48	0.64	0.27	(Смирнов и др., 1998)
Год		–0.49	0.38	0.34	Данные наблюдений
Зима	1891–2010	–0.38	0.60	0.17	(Мониторинг общей циркуляции, 2012)
Год		–0.31	0.39	0.11	Данные наблюдений
Зима	1982–2003	–0.68	–	–	(Мирвис и др., 2009)
Год		–0.49	–	–	Данные реанализа

минимума (Смирнов и др., 1998; Смирнов, Воробьев, 2002). Тренды рядов, рассчитанные за весь период с 1891 г. и за период интенсивного потепления в 1975–2011 гг., статистически незначимы (на 5% уровне), за исключением уменьшения давления в центре Алеутского минимума с 1891 г. и в Сибирском максимуме после 1975 г. (Латышева и др., 2010а).

Характеристики ЦДА взаимно коррелированы. Из табл. 1.6.1 следует, что изменения давления в Исландском и Азорском ЦДА находятся в противофазе как зимой, так и в целом за год (за 1973–1995 гг. корреляция между ними $r = –0.48$; –0.49). Этот вывод качественно подтверждается оценками по данным реанализа за 1982–2003 гг. ($r = –0.68$ за зимние месяцы).

Изменение географического положения центров Исландского минимума и Азорского максимума происходит в одном направлении, при положительных коэффициентах корреляции между одноименными координатами: оценки *r* за зимний период колеблются у разных авторов от 0.64 до 0.38 для широт и от 0.27 до 0.17 для долгот. Положительная корреляция между координатами двух ЦДА сохраняется в среднем за год.

В 50-х годах XX века в России выполнено большое число исследований, посвященных ЦДА и их связям с синоптическими процессами на территории бывшего СССР. Рассматривались тенденции в изменении интенсивности и географического положения центров ЦДА и оценки последствий этих изменений. В этой связи следует отметить пионерские исследования (Мультановский, 1915; Walker, 1915) в начале XX века. Б. П. Мультановский ввел понятие “центров действия атмосферы” (Азорский и Норвежский максимумы, Исландский минимум и др.), а G. Walker первый обнаружил Северо-Атлантическое, Северо-Тихоокеанское и Южное колебания, положив их в основу известного прогностического метода “мировой погоды”.

В настоящее время внимание как отечественных, так и зарубежных специалистов привлек к себе Сибирский максимум. F. Panagiotopoulos et al. (2005) рассмотрели ряды стандартизованного давления вблизи центра Сибирского максимума зимой по пяти источникам за 1920–2001 гг., включая ряд (Trenberth, Paolino, 1980), и показали их хорошее согласование. Представленные в работе (Panagiotopoulos et al., 2005) материалы, а также рис. 1.6.3 (по данным с карт), показывают, что в течение длительного периода (1891–1965 гг.) давление в центре Сибирского максимума колебалось около среднего значения. Однако с начала 70-х годов приземное давление в центре Сибирского ЦДА начало “драматически уменьшаться” со скоростью ≈ 3 гПа/10 лет. Одновременно со статистически значимым ослаблением Сибирского ЦДА (уменьшение давления в центре на 10 гПа за 1975–2011 гг.) произошло его смещение на 8° к востоку, но это изменение статистически незначимо. В 2009–2013 гг. направление движения центра Сибирского максимума вновь сменилось с восточного на западное.

Поля взаимной корреляции характеристик Сибирского ЦДА с различными метеорологическими величинами показывают, что Сибирский максимум влияет на атмосферную циркуляцию и температуру воздуха далеко за пределами ареала ЦДА: от Арктики до тропиков Тихого океана. Адвекцию теплого воздуха из Восточной Европы следует рассматривать как главный механизм,

OD-2-1-3n 12/15/14 12:55 PM Page 129

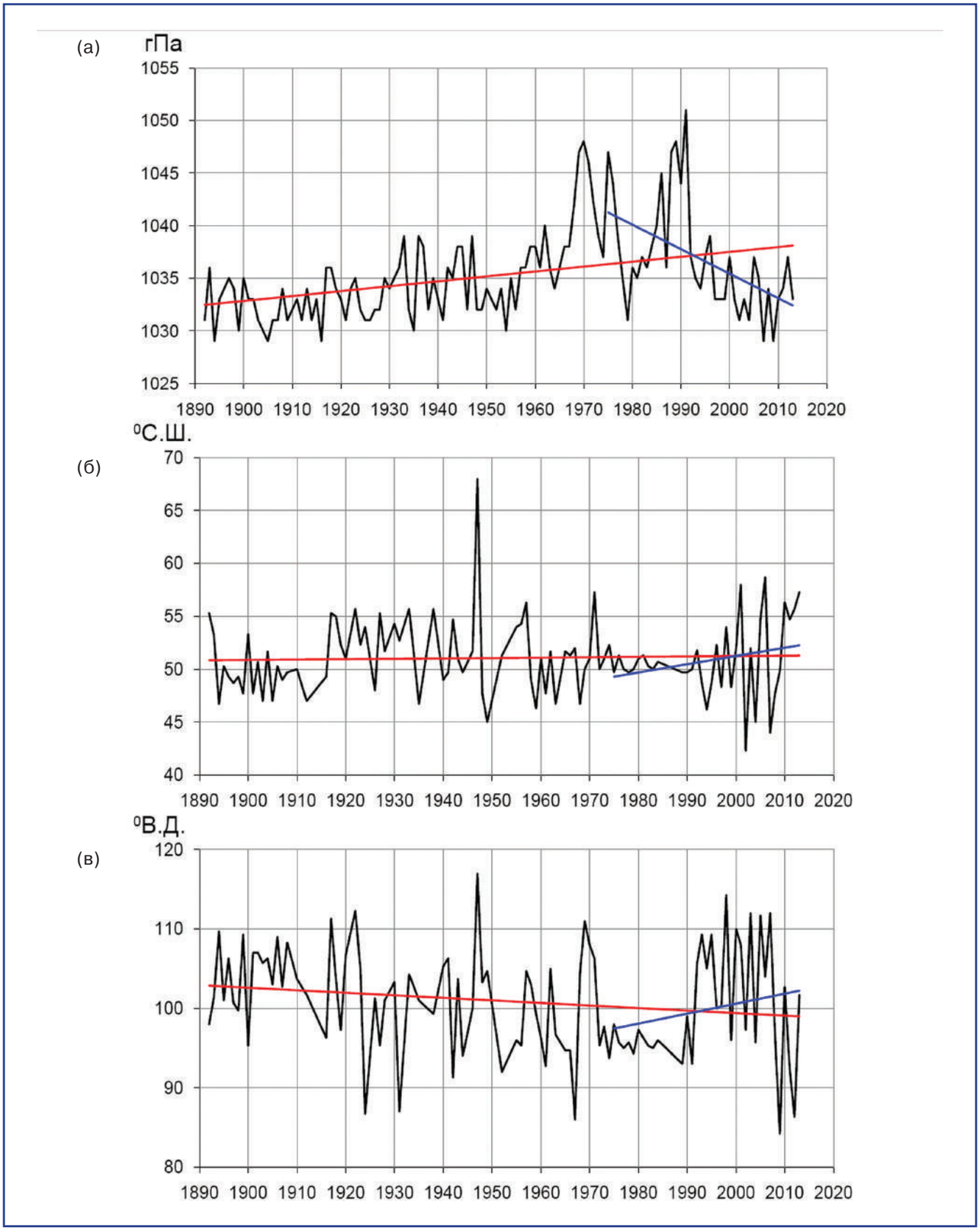


Рис. 1.6.3. Временные ряды характеристик Сибирского центра действия атмосферы в декабре-феврале: а) давление; б) широта; в) долгота за 1891–2013 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 130

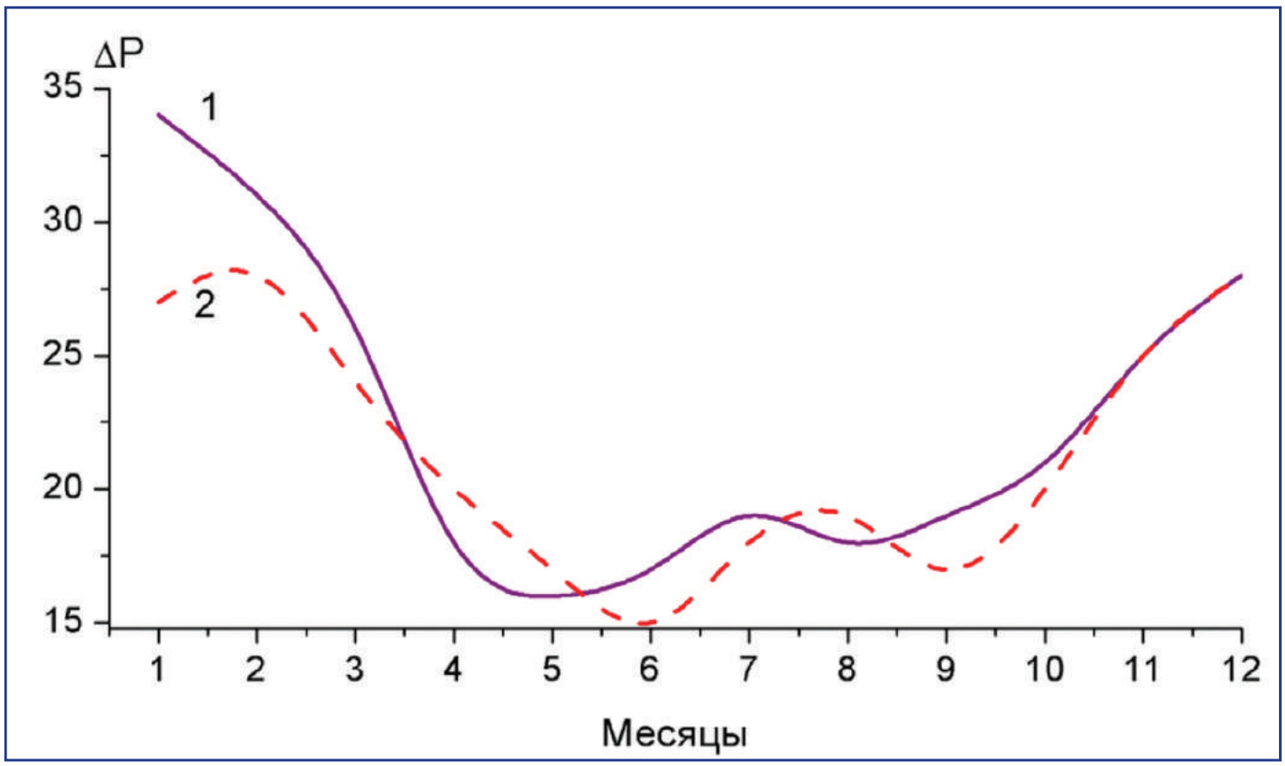


Рис. 1.6.4. Годовой ход разности давления в центрах ЦДА: 1- Азорский максимум – Исландский минимум; 2 – Гонолульский максимум – Алеутский минимум.

вызывающий потепление в Карском море и море Лаптевых в связи с изменением интенсивности Сибирского антициклона.

1.6.3. Индексы атмосферной циркуляции и их связь с изменениями температурных условий на территории России

Низкочастотную изменчивость циркуляции атмосферы обычно характеризуют циркуляционными индексами. Для Атлантико-Европейского региона наибольший интерес представляют следующие индексы, описывающие колебательные системы в атмосфере северного и южного полушарий:

(1) североатлантическое колебание (САК или NAO);
(2) восточно-атлантическое колебание (ВАК или ЕА);
(3) арктическое колебание (АК или АО);
(4) колебание полярная область–Евразия (Pol);
(5) Южное колебание (ЮК или SOI);
(6) тихоокеанское колебание (ТДО или NPI).

Североатлантическое колебание (САК). Индекс САК рассчитывается в нескольких вариантах. Один из них – нормированная разность давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом (Смирнов и др., 1998; Полонский, Башарин, 2002; Мохов, 2006). Четко выражен представленный на рис. 1.6.4 годовой цикл разностей давления в этих двух ЦДА (Мониторинг общей циркуляции, 2012), достигающих максимума зимой (до 27 гПа) и минимума летом (до 14 гПа). Эта особенность годового цикла разностей давления определяет информативность САК: как правило, используются именно зимние циркуляционные индексы, которые оказывают наибольшее влияние на метеорологический режим территории Евразии.

В качестве индекса САК используются также разложения поля высоты изобарической поверхности 500 гПа в средней тропосфере северного полушария на основе анализа “вращающихся главных компонент” (Мохов, 2006). Данный вариант САК – более крупномасштабный: на первую е.о.ф. приходится 69% дисперсии поля ано-

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 131

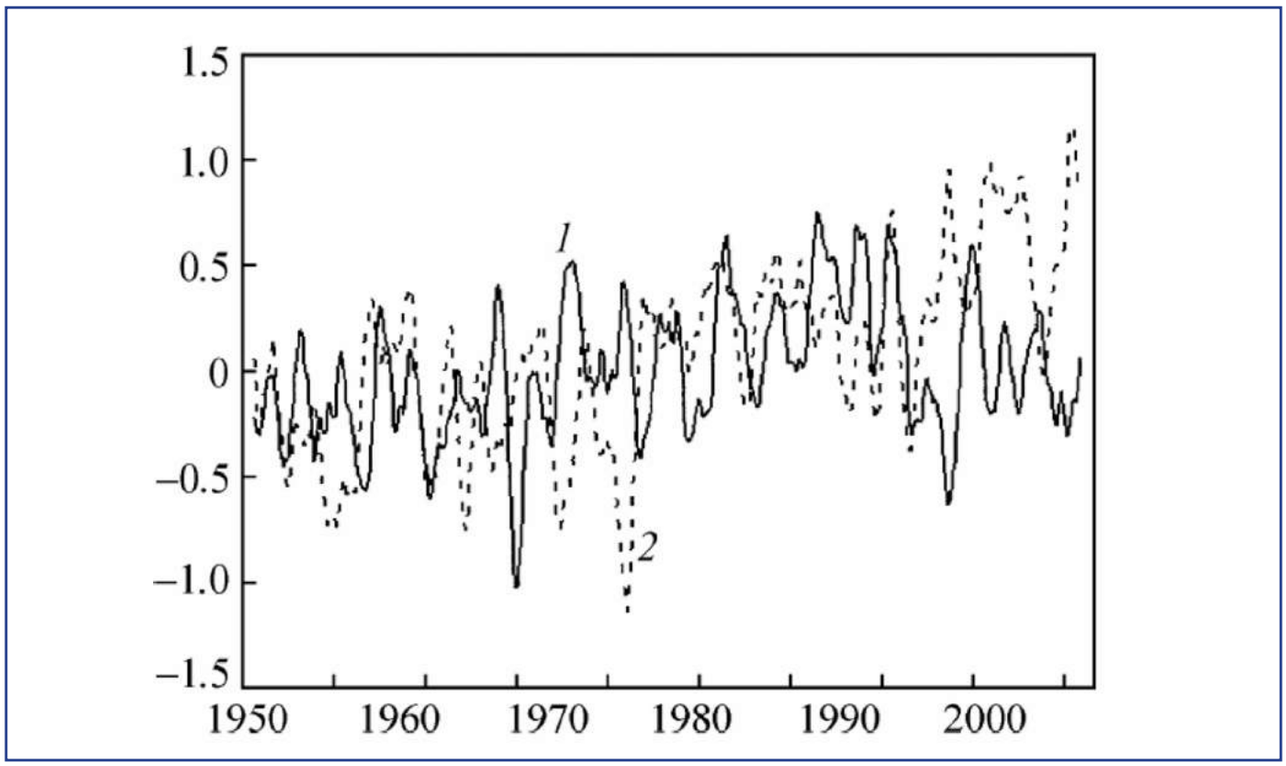


Рис. 1.6.5. Среднемесячные значения индексов САК (1) и ВАК (2) и годовое скользящее сглаживание (Нестеров, 2009).

малий давления. Временные ряды разных вариантов индексов тесно коррелируют друг с другом. При положительной фазе САК происходит усиление зонального переноса, смещение в северо-восточном направлении траекторий циклонов и ослабление их активности над Европой. При отрицательной фазе САК наблюдается обратная тенденция (Нестеров, 1998; Полонский, Башарин, 2002; Бардин, Полонский, 2005; Hurrell, 1995). Индексы САК и ТДО подробно рассмотрены в (ОД_РФ-1, 2008).

Восточноатлантическое колебание (ВАК) имеет существенное значение для климата Европы, в том числе для европейской части России (Полонский, Башарин, 2002; Бардин, Полонский, 2005; Нестеров, 1998; 2003; 2009а; 2009б; Вазилова, 2012; Gulev et al., 2001; 2002; Hurrel, 1995; 2003; Rogers, 1997; Franzke, Feldstain, 2005 и др.).

Индекс ВАК определяется шестой модой разложения по е.о.ф. полей H1000 (Barnston, Livezey, 1987). Это колебание отличается от северо-атлантического большим числом циклонов и их большей интенсивностью как в полярных широтах при положительной фазе, так и в умеренных широтах при отрицательной фазе развития ВАК (Вазилова, 2012). При положительной фазе ВАК формируется область отрицательной аномалии приземного давления, охватывающая Северную Атлантику к северу от 30° с.ш. При одновременно положительных фазах САК и ВАК зимой характерна положительная аномалия температуры в Европе с наибольшими значениями на Европейской части России (более 3°С). При отрицательных фазах САК и ВАК наблюдается обратная тенденция: усиление меридиональной циркуляции, что приводит к формированию отрицательных аномалий температуры воздуха в Европе с максимальными по абсолютной величине значениями (до –5°С) в центре ЕЧР.

На рис. 1.6.5 представлены временные ряды среднемесячных значений индексов САК и ВАК. Эти ряды существенно различаются в 1996–2007 гг., когда преобладала положительная фаза ВАК, по сравнению с предыдущим десятилетием. Это отразилось на температуре воздуха в Европе: в 1996–2007 гг. произошло ее повышение по сравнению с

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 132

1984–1995 гг., в основном в области Скандинавии и Кольского полуострова (Нестеров, 2009б).

Арктическое колебание (АК или АО). В последние годы интерес к Арктическому колебанию (рис. 1.6.6) заметно усилился (Мохов, Смирнов, 2006; Крыжов, 2004; 2012; Barnston, Livezey, 1987; Kryjov, 2002). Индекс АК – первая мода в разложении по эмпирическим ортогональным функциям средних месячных аномалий H_{1000} севернее 20° с.ш. (Thompson, Wallace, 2000). Индекс АК характеризует градиент давления между средними широтами и полярной областью, определяя интенсивность зональной циркуляции в тропосфере и циркуляционного вихря в стратосфере. Коэффициент корреляции между индексами АК и САК превышает 0.9.

Ряд индексов АК за 1950–2012 гг. (рис. 1.6.7) свидетельствует, что с 1950 по 1988 г. значения индекса АК были преимущественно отрицательными, в 1989 г. произошло резкое их увеличение (до 2.7), а затем плавное снижение с абсолютным минимумом в 2010 г. (–3.4).

Анализ причин резких климатических изменений на севере ЕТР в XX веке (Крыжов, 2012) показал, что потепление первой половины XX века обусловлено резким повышением температуры воды в Северной Атлантике, а с конца 80-х годов – резким переходом зимнего АК от отрицательной фазы к положительной.

Полезно сравнить информативность зимних циркуляционных индексов САК, ВАК и АК по отношению к средней за зимний сезон температуре воздуха на территории России в 1950–2012 гг. Из этих трех циркуляционных индексов с аномалиями температуры воздуха зимой теснее других связан индекс Арктического колебания (рис.

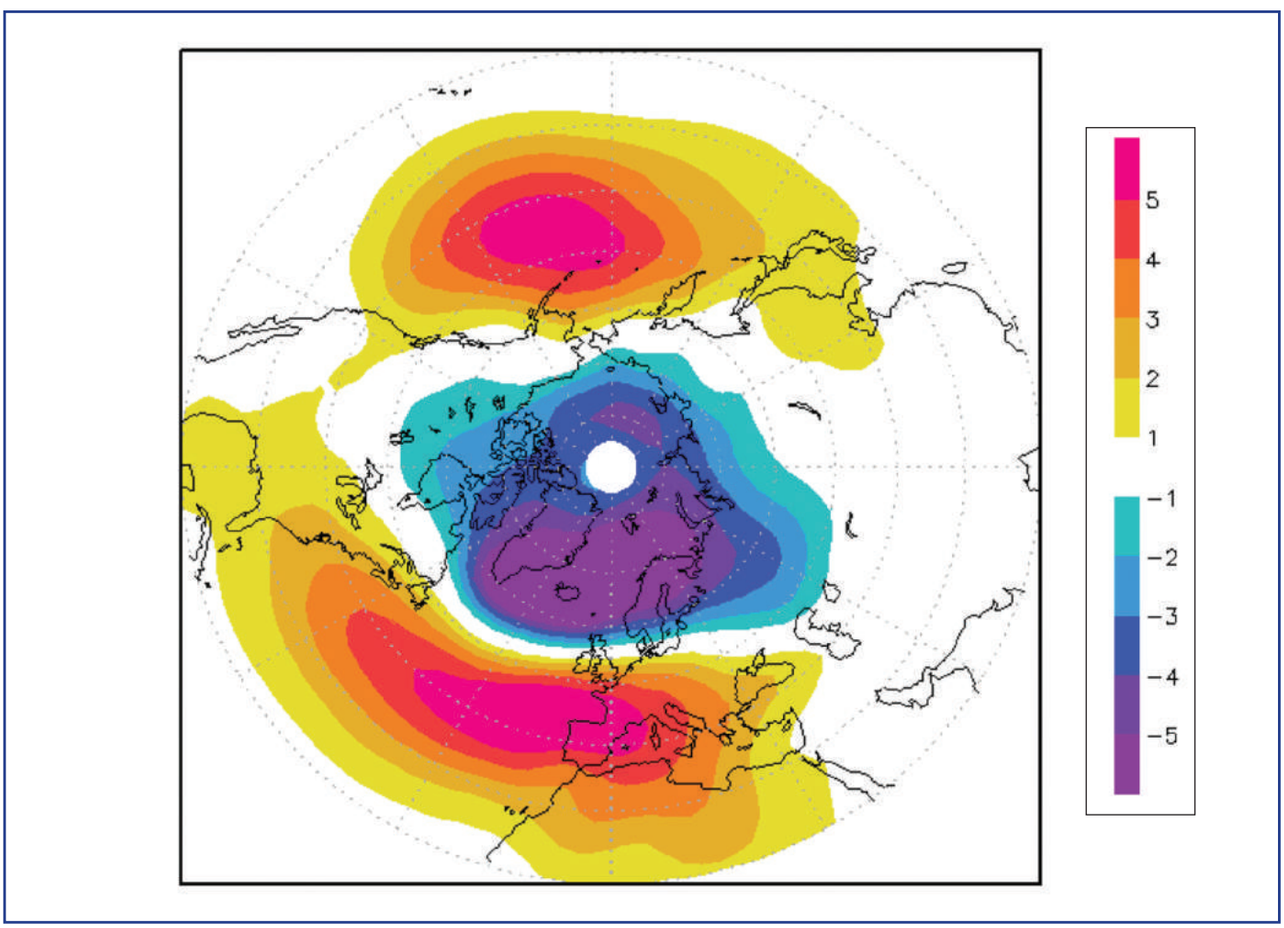


Рис. 1.6.6. Арктическая осцилляция (АО) – первая эмпирическая ортогональная функция (ЭОФ1) средних месячных аномалий H1000 (относительно средней месячной нормы за 1979–2000 гг.). Объясняемая дисперсия 19%. Значения ЭОФ1 нормированы (сумма равна единице) и умножены на 1000.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 133

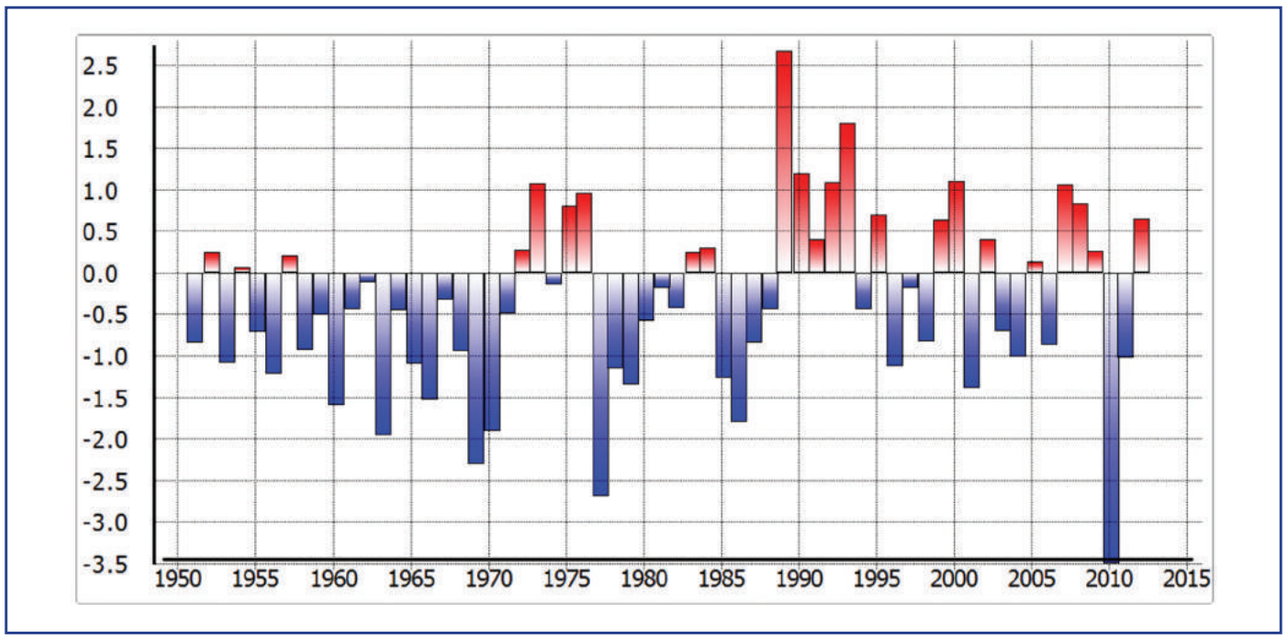


Рис. 1.6.7. Многолетний ход среднего за зимний сезон индекса АК.

1.6.8в). На большей части рассматриваемой территории коэффициенты корреляции преимущественно положительные со значениями $r \approx 0.6$ на Северо-западе Европейской территории бывшего СССР и в Якутии. На крайнем северо-востоке России $r = –0.3...–0.5$. Синхронные коэффициенты корреляции индекса САК с аномалиями температуры незначительно слабее по общему распределению коэффициентов корреляции (рис. 1.6.8б, д), но выше таковых для индекса Восточно-атлантического колебания (рис. 1.6.8в).

Практический интерес представляют асинхронные зависимости, которые могут быть использованы для долгосрочного прогноза (Крыжов, 2003). В качестве примера приведены карты коэффициентов корреляции между зимним индексом АК и последующими полями аномалий средней месячной температуры воздуха в июне (рис. 1.6.9а) и августе (рис. 1.6.9б). Можно видеть, что при положительных значениях зимнего индекса АК более вероятны положительные аномалии температуры воздуха в последующие месяцы почти на всей территории России и сопредельных стран (кроме северо-запада и севера Средней Сибири, где коэффициенты корреляции статистически незначимы). Исключением оказался 2010 г., крайне засушливый летом на ЕТР, несмотря на экстремально низкое значение зимнего индекса АК. Асинхронные зависимости между индексом АК за январь–февраль и последующим ноябрьским полем аномалий температуры воздуха могут использоваться для прогноза полей температуры и давления в ноябре (Крыжов, 2012).

Следует отметить, что индексы атмосферной циркуляции фактически давно используются в целях долгосрочных метеорологических прогнозов, поскольку эти индексы определяются модами разложения приземных и высотных полей по эмпирическим ортогональным функциям (САК, ВАК, АК, ТДО). Представление предикторов (предиктантов) в виде коэффициентов разложения метеорологических полей по эмпирическим ортогональным функциям (э.о.ф.) в практику долгосрочного прогнозирования впервые введено М. И. Юдиным (1968).

В работе (Мирвис и др., 2009) исследована воспроизводимость САК гидродинамическими моделями. Рассмотрены связи между САК и температурой воздуха на территории России. Сделан вывод о возможности использования прогнозов САК для улучшения месячных прогнозов температуры воздуха.

Колебание полярная область – Евразия (Pol). Индекс САК (NAO) имеет много общего с

OD-2-1-3n 12/15/14 12:56 PM Page 134

индексом POL, оба характеризуют интенсивность западного переноса. Они в равной степени коррелируют (r = 0.6–0.7) с индексом Арктического колебания. Индексы POL и NAO могут рассматриваться как компоненты индекса Арктического колебания, причем POL описывает интенсивность зонального переноса в евразийском секторе, а САК – интенсивность переноса в атлантико-европейском секторе.

В работе (Бабкин и др., 2004) установлено влияние арктического колебания на направление движения атлантических циклонов, при этом АК является одним из регуляторов формирования стока крупнейших сибирских рек. При усилении циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой всегда интенсифицируется циркуляция атмосферы над Арктическим регионом, что приводит к увеличению поступления влаги на север Азиатского континента. При интенсификации Арктического антициклона больше влаги поступает в бассейн Оби, а при ослаблении – в бассейн Енисея и Лены. Корреляция между характеристиками арктической осцилляции и стоком Сибирских рек, однако, невелика. Значимые связи выявлены ме-

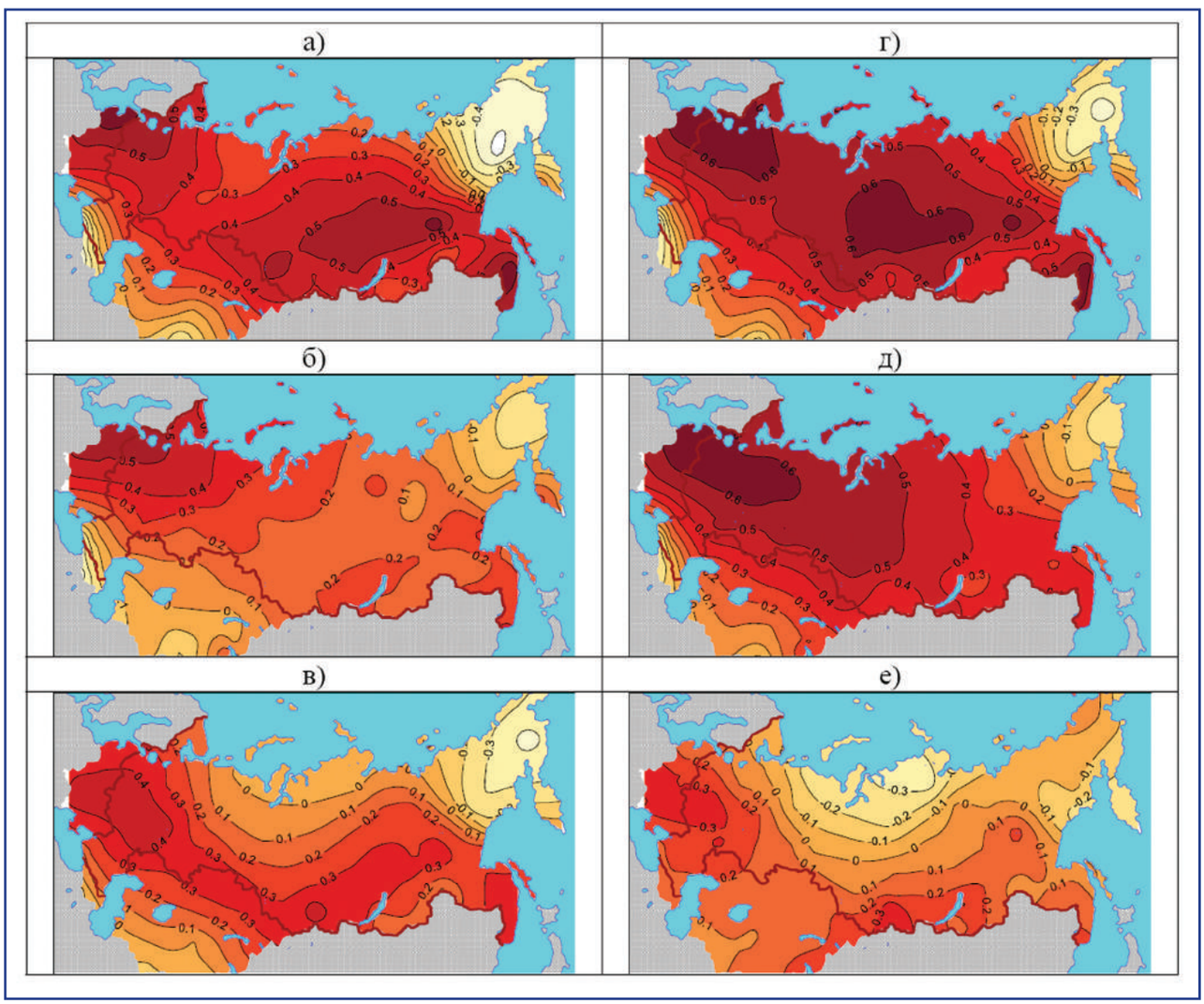


Рис. 1.6.8. Географическое распределение синхронных коэффициентов корреляции между январскими циркуляционными индексами АК (а), САК (б) и ВАК (в) и аномалиями температуры воздуха в январе, а также между средними за зиму индексами АК (г), САК (д) и ВАК (е) и аномалиями температуры воздуха на территории России и сопредельных стран (1950–2011 гг.).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 135

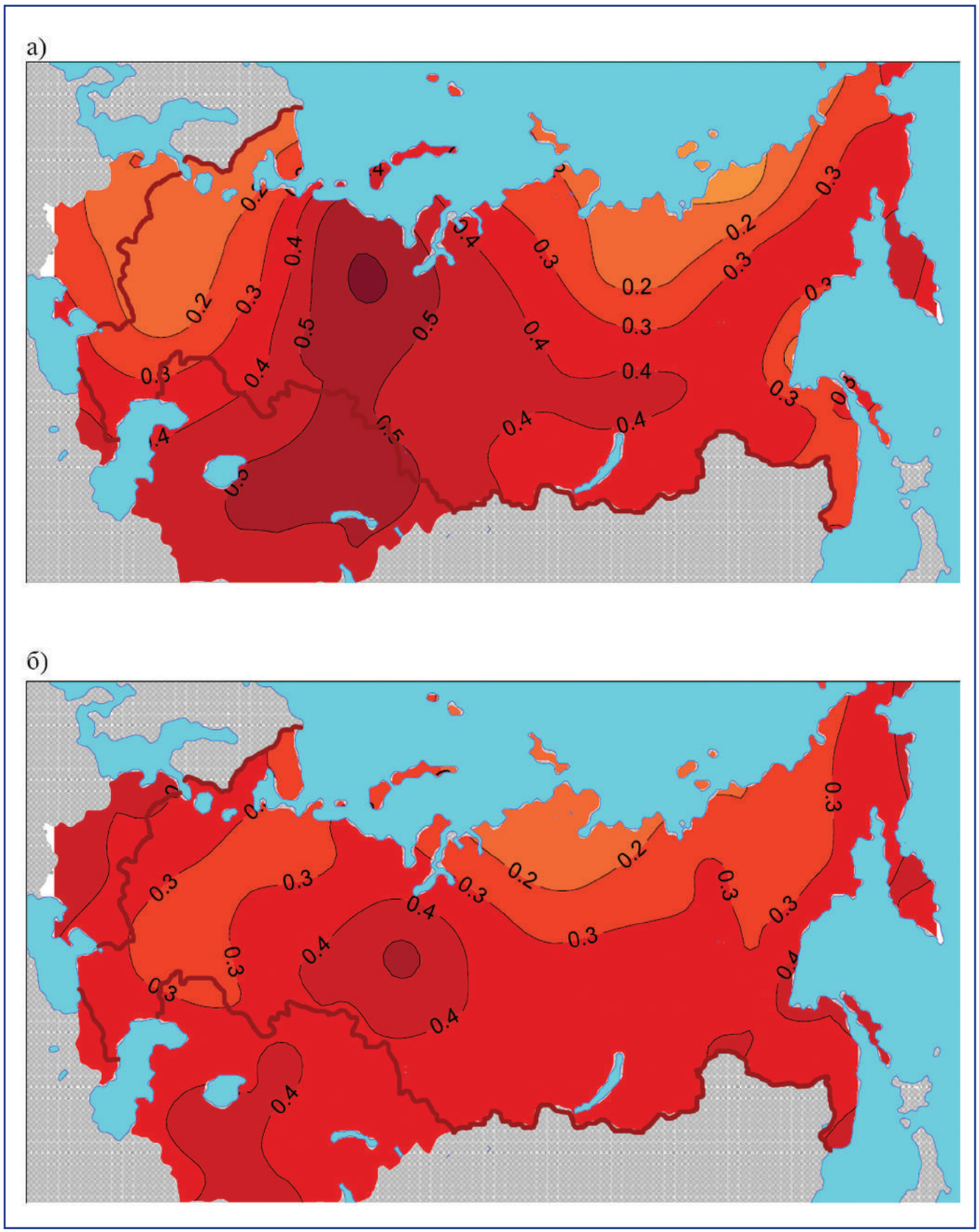


Рис. 1.6.9. Географическое распределение асинхронных коэффициентов корреляции между зимним циркуляционным индексом АК и полями аномалий температуры воздуха в июне (а) и августе (б) . (1951–2010 гг.).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 136

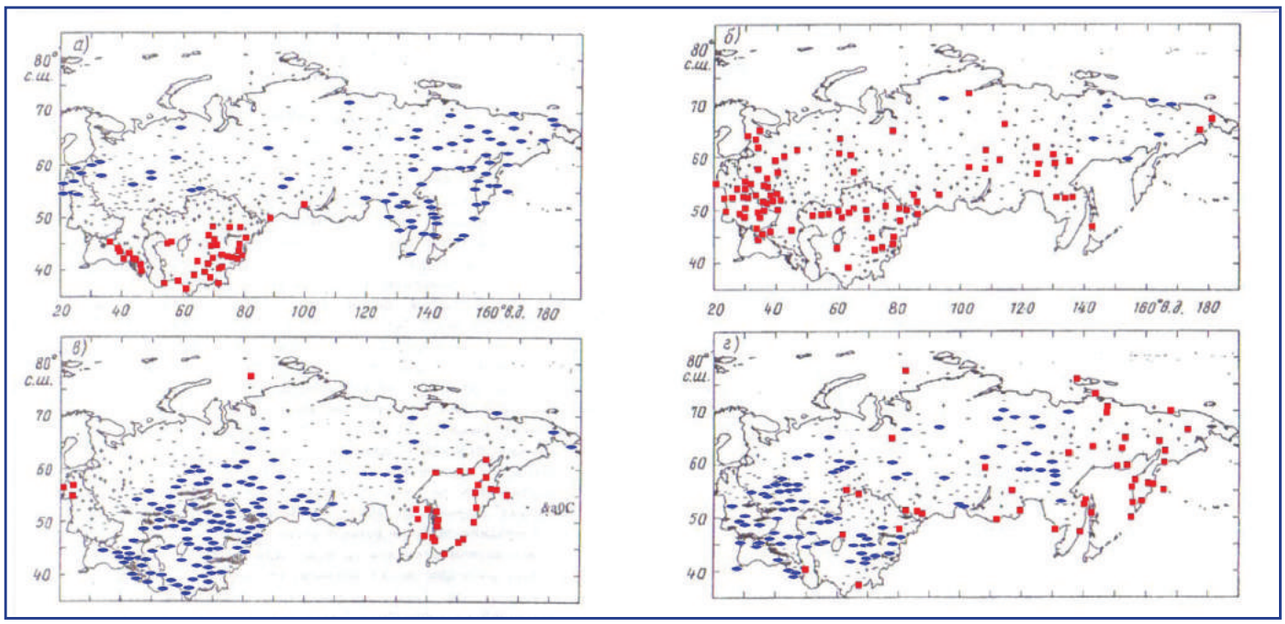


Рис. 1.6.10. Распределение аномалий температуры воздуха (а, в) и осадков (б, г), осредненных за январь–март, в годы осуществления Эль-Ниньо (а, б) и Ла-Нинья (в, г). (Груза и др., 1999).

жду стоком Оби и широтой центра арктического антициклона, а также между стоком Лены и его долготой за период 1946–1995 гг. Показана также зависимость между индексом NAO и среднегодовыми расходами воды (Q) р. Енисей.

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК). Явлению Эль-Ниньо (Ла-Нинья) и оценке его влияния на метеорологические процессы посвящены сотни работ (Мохов и др., 2000; Fraederich, 1994; Mokhov, Smirnov, 2006). Прежде всего, они касаются связей этого явления с метеорологическими условиями в тропиках, где эти зависимости не только четко выражены, но и имеют практическое значение, особенно для западных побережий Южной Америки (сельское хозяйство, рыболовство). Во многих работах рассматриваются связи индексов Эль-Ниньо – Южное колебание с метеорологическими условиями северного полушария. Однако число статей, в которых оценивается связь явлений Эль-Ниньо с метеорологическим режимом на территории России и сопредельных стран, невелико, например, (Стерин и др., 2000). Из них наиболее известна работа (Груза и др., 1999). Методами корреляционного и композитного анализов показано, что “наибольший отклик ЭНЮК в полях температуры воздуха и месячных сумм осадков на территории РФ отмечается в феврале–марте второго года” (вслед за пиком развития явления). При развитии ЭНЮК в восточных регионах РФ в зимне-весенний период формируются отрицательные аномалии температуры воздуха у поверхности Земли (рис. 1.6.10а, в), а при развитии явления Ла-Нинья – положительные аномалии температуры воздуха (на побережье Охотского моря – рис. 1.6.10б, г). Второй регион проявления отклика – Казахстан и Средняя Азия, где, наоборот, явлению Эль-Ниньо сопутствуют положительные аномалии температуры, а Ла-Нинья – отрицательные.

В поле осадков региональные отклики на осуществление явления Эль-Ниньо (Ла-Нинья) проявляются в меньшей степени, чем в поле температуры. Тем не менее, можно выделить две области аномалий осадков, определенно связанные с фазами ЭНЮК (рис. 1.6.10б, г): регион Казахстана и Средней Азии и ЕЧР. В этих регионах с Эль-Ниньо связаны положительные аномалии осадков в январе–марте, а с Ла-Нинья – отрицательные.

В целом, сигнал ЭНЮК на территории России обнаружен, но имеет слабую интенсивность. Тем не менее, “есть указание на существование избирательной предсказуемости и возможности вероятностного долгосрочного прогноза погоды на территории России в годы Эль-Ниньо/Ла-Нинья” (Груза и др., 1999).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 137

Оценки потенциальной предсказуемости полей температуры, высоты изобарических поверхностей и сумм осадков в разных регионах Северного полушария при разных эпизодах ЭНЮК рассмотрены в (Казначеева, Тросников, 2008). Используя расчеты средних квадратических отклонений упомянутых величин по полулагранжевой модели ГМЦ и по данным наблюдений, авторы пришли к выводу, что сигналы ЭНЮК имеют отклик в системах циркуляции атмосферы во внетропических широтах, в определенных регионах и для определенных метеорологических величин. Зимой это – Европа для T_{850} и осадков, ЕТР только для T_{850}, Восточная Сибирь для H_{500} и T_{850}, Дальний Восток и Северная Америка только для осадков. Летом – Дальний Восток для H_{500}, T_{850}.

В работе (Мохов, Смирнов, 2006) с доверительной вероятностью 0.95 сделан вывод о наличии воздействия ЭНЮК на САК во второй половине XX в. и в начале XXI в. Это воздействие характеризуется эффектом запаздывания примерно на 2 года. Вывод имеет прогностическое значение.

Тихоокеанское колебание (ТДО). Тихоокеанской декадной осцилляции в научной литературе уделено несравненно меньше внимания, чем североатлантическому колебанию, а также восточноатлантическому, арктическому, южному и др. Работа (Бардин, Воскресенская, 2007) в значительной мере восполняет этот пробел.

В качестве меры изменчивости тихоокеанской декадной осцилляции часто используют индекс ТДО, представляющий собой среднюю аномалию температуры поверхности воды между 20° и 60° с.ш. в Тихом океане. Одним из важных проявлений ТДО являются атмосферные циклоны, зарождающиеся над акваторией океана, перемещающиеся затем на континенты. Они в значительной мере формируют там погодные аномалии.

Анализ временного хода индекса ТДО показал, что при положительной фазе ТДО происходит интенсификация циклогенеза и смещение траектории циклонов к северу. Положительная фаза ТДО сопровождается усилением САК и зональной циркуляции в высоких широтах. Отрицательной фазе ТДО соответствует ослабление САК и зональной циркуляции. Таким образом, изменения САК десятилетнего масштаба поддерживается крупномасштабными аномалиями ТДО. Этот весьма важный результат безусловно заслуживает дальнейшего развития.

Изменчивость климатических характеристик Атлантико-Европейского региона десятилетнего масштаба формируется в результате совместного действия процессов в системе “океан – атмосфера” Атлантического и Тихого океанов (Бардин, Воскресенская, 2007).

1.6.4. Тренды сезонной и годовой повторяемости циклонов

Циклоны и антициклоны – мощные барические образования, определяющие климат и погоду на значительной территории земного шара, в том числе в умеренных широтах России. В последние десятилетия интерес к циклонической деятельности и ее характеристикам резко усилился. На базе модельных расчетов и реанализа отечественными специалистами (прежде всего РАН), а также совместно с зарубежными учеными выполнен большой комплекс работ, касающихся различных аспектов циклонической активности. Получен ряд существенных выводов, кратко перечисленных ниже.

В работе (Акперов, Мохов, 2010) выполнено сравнение характеристик внетропических циклонов с использованием разных методов их идентификации и разных реанализов (NCEP/NCAR, ERA-40, ERA-INTERIM). Выявлены значительные количественные различия характеристик циклонов по регионам Северного полушария (числа циклонов, размеров, интенсивности и времени жизни). Общим для всех методов является превышение числа летних внетропических циклонов над зимними. Время жизни циклонов обычно не более трех дней (Акперов, Мохов, 2010). По модели ECMWF схемы автоматического определения внетропических циклонов высоко чувствительны к горизонтальному разрешению (T_L95, T_L159 и T_L255). Даже версия модели высокого разрешения (T_L255) переоценивает число случаев циклонов.

По данным реанализа за 46 лет (Rudeva, Gulev, 2006) средний радиус циклонов составляет 200–300 км над континентами и более 900 км над океанами. Обнаружена сильная зависимость радиуса циклонов от времени жизни циклона и его

OD-2-1-3n 12/15/14 12:57 PM Page 138

интенсивности: чем больше размер циклона, тем больше его интенсивность и время жизни. Радиус циклонов в течение их жизни увеличивается от 50% до 150%.

Согласно (Sinclair, 1997), по данным реанализа циклоны северного полушария формируются вблизи восточных побережий Азии и Северной Америки. В течение своей жизни они перемещаются к северо-востоку, прежде чем заполниться около Аляскинского залива и вблизи Исландии. Повторяемость атлантических циклонов демонстрирует высокую корреляцию с североатлантическим колебанием (САК) и отражает сдвиг САК в середине 70-х годов, связанный со значительным изменением траекторий циклонов на востоке Тихого океана и на побережье Северной Америки в течение последних десятилетий (Gulev et al., 2001).

Оригинальный результат получен в (Голицын и др., 2006; Akperov et al., 2007). По данным за

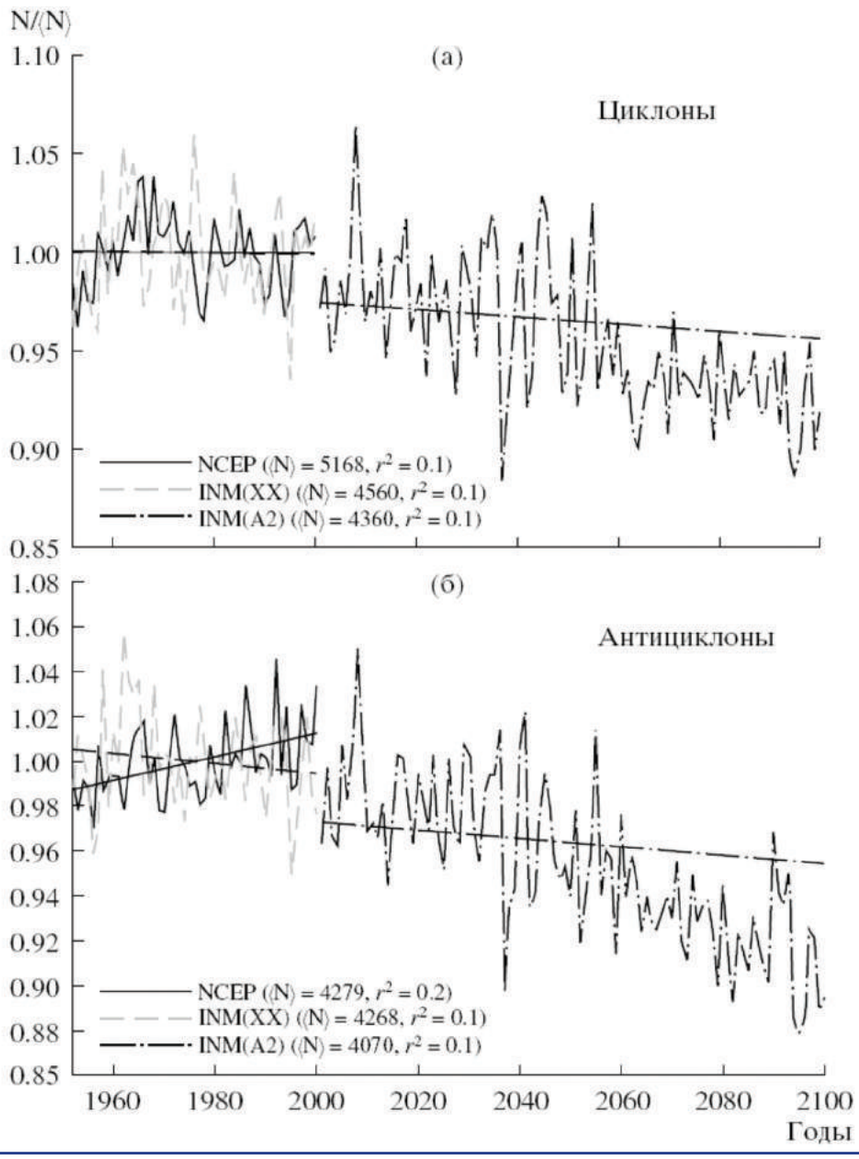


Рис. 1.6.11. Межгодовые изменения нормированного числа циклонов (а) и антициклонов (б) по данным реанализа NCEP/NCAR (NCEP) и по расчетам с моделью ИВМ для широтного пояса 20–80° с.ш.. Нормировки и величины достоверности аппроксимации (r^2) указаны на врезках (Акперов, Бардин, 2007).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 139

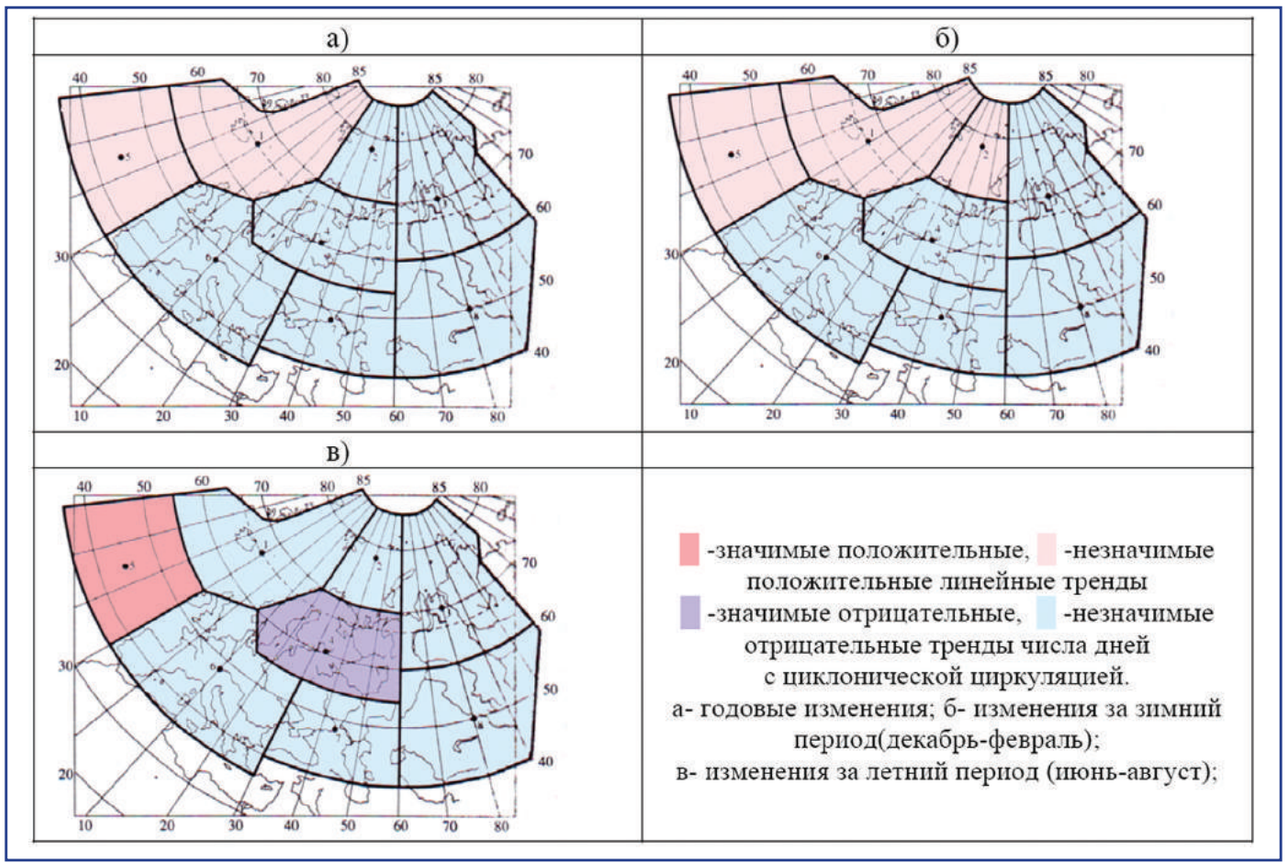


Рис. 1.6.12. Характеристика линейных трендов в ходе числа дней с циклонической циркуляцией (в процентах от нормы за 1961–1990 год) за 1950–2011 гг. по восьми районам Л. А. Вительса (Вительс, 1965).

1952–2000 гг. оценивались кумулятивные распределения числа циклонов и антициклонов в зависимости от их интенсивности (разность геопотенциала в центре циклона и на последней замкнутой изолинии) и площади. Наибольший интерес представляют хвосты гистограмм. Оказалось, что для циклонов хвосты гистограмм спадают быстрее экспоненты, а для антициклонов – медленнее. Первое обстоятельство можно считать благоприятным для общества, поскольку с очень интенсивными циклонами обычно связаны опасные аномальные явления (сильные ветры, аномально большое количество осадков). Второе обстоятельство неблагоприятно. Повышение вероятности антициклонов означает большую вероятность засух летом и сильных морозов зимой.

Особый интерес для практики представляют оценки усиления (ослабления) циклонической деятельности (Куражов и др., 2007), что непосредственно определяет тип погоды и его характеристики (облачность, ветер, количество осадков). Оценки трендов циклонической активности (Бардин, 1995) выполнялись неоднократно разными авторами. К сожалению, результаты часто не согласуются из-за разных территорий, временных периодов, методов идентификации циклонов (табл. 1.6.2). Изменение во времени повторяемости циклонов и антициклонов косвенным образом сигнализирует об изменении термического режима и увлажненности рассматриваемой территории.

Для количественной оценки повторяемости циклонов (циклоничности) применяются три основных подхода. Первый из них (эмпирический) активно использовался до 80-х годов XX столетия. При этом анализировалась однородность исходных рядов с устранением грубых ошибок наблюдений и нередко с заполнением пропусков в рядах данных. Каталоги циклоничности по методике Вительса основаны на визуальном анализе ежедневных синоптических карт, что содержит

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 140

большую долю субъективности. Кроме того, эмпирические ряды формировались несколькими поколениями специалистов, и нет уверенности в сохранении единой методики на протяжении столетий.

Второй подход (реанализ), как и третий (результаты моделирования) связан с развитием физико-математических моделей общей циркуляции атмосферы (рис. 1.6.11). Эти работы выполняются на новом современном уровне науки. Их результаты объективны. Здесь рассматриваются, прежде всего, крупномасштабные атмосферные процессы в атмосфере и в связанных с нею сферах (гидросфера, биосфера).

Результаты мониторинга характеристик климата, полученных с помощью каждого из трех подходов, различаются. Однако с усовершенствованием гидродинамических моделей результаты сближаются, хотя на сегодняшний день они не всегда согласуются как в силу разных подходов, так и вследствие различий в территориях и исторических периодов, о чем уже упоминалось выше. Это наглядно демонстрирует таблица 1.6.2, в которой обобщены результаты изменения во времени циклоничности по данным разных авторов.

В течение зимнего периода XX века в Северной Америке, Северной Атлантике и в Западной Европе циклоническая активность уменьшалась (Bengtsson et al., 2006; Ulbrich et al., 2013). Уменьшение числа циклонов выявлено для Средиземного, Баренцева, Гренландского морей, для умеренных широт Тихого океана и Северной Америки.

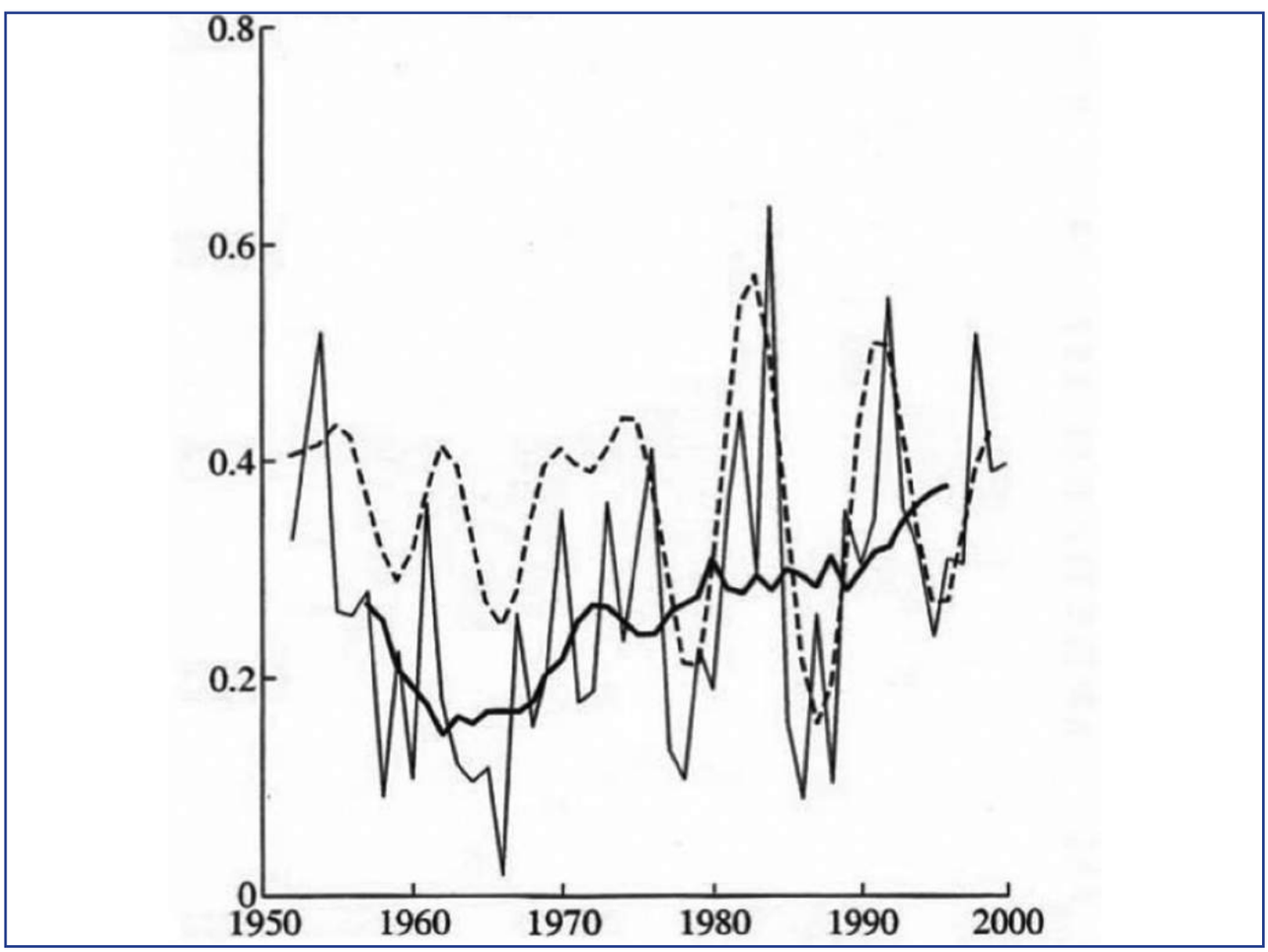


Рис. 1.6.13. Ход повторяемости зимних циклонов в районе Исландского минимума в 1952–2000 гг.: тонкая линия – относительная годовая повторяемость циклонов в прямоугольнике 20–40° з.д., 60-70° с.ш.; пунктир – междесятилетние колебания (результат применения полосового фильтра, сохраняющего колебания в полосе 7-17 лет); жирная линия - низкочастотная составляющая (9-летняя скользящая средняя).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 141

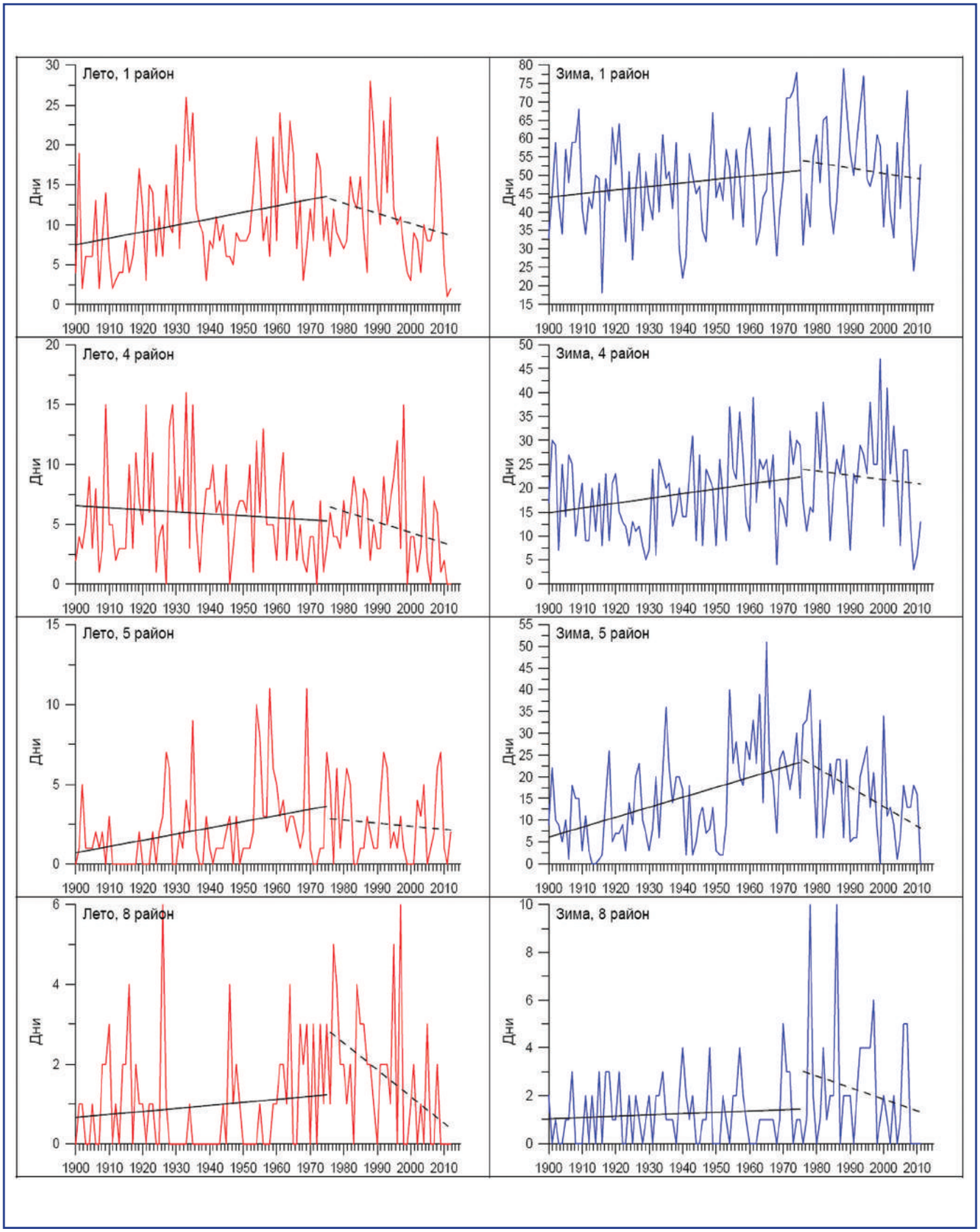


Рис. 1.6.14. Повторяемость глубоких циклонов за 1891-2012 гг. в районах Вительса. Линейные тренды показаны за 1891-1975 гг. (——) и за 1976-2012 гг. (------).

OD-2-1-3n 12/15/14 12:58 PM Page 142

Таблица 1.6.2. Заключения об изменении повторяемости циклонов (Zy) и антициклонов (Azy) в XX веке (по опубликованным источникам)

Источник (авторы)	Территория	Метод	Сезон	Период	Вывод
Bengtsson et al., 2005	Сев. Америка Сев. Атлантика Зап. Европа	ECHAM5	Зима	XX век	Zy: уменьшение
Bengtsson et al.,2005	Арктика	ECHAM5	Зима	XX век	Zy: увеличение
Mokhov et al., 2007	20–80°с.ш.	INMCM3.0		1960–2000	Zy: не обнаружено
Акперов, Мохов, 2010	Тихий океан, Атлантический океан	NCEP/NCAR ERA-INTERIM ERA-40	Зима Лето	1948–2007	Zy: увеличение
Акперов, Бардин, 2007		INMCM3.0 NCEP/NCAR		вторая половина XX века	Zy, Azy: не обнаружено
Акперов, Бардин, 2007	20–80°с.ш.	INMCM3.0 R NCEP/NCA	апрель–сентябрь	вторая половина XX века	Zy: не обнаружено Azy: INM – уменьшение NCEP увеличение
Ulbrich et al., 2000	Моря: Средиземное Баренцево Гренландское ум. широты: Тихого океана Сев. Америка, Зап. Европа	CGCM Спутники, Реанализ	Зима	XX век	Zy: уменьшение
Полонский и др., 2007	Черное море		Зима Весна Осень	1952–2000	Zy: уменьшение

Таблица 1.6.3. Суммарное изменение ($\beta \times \eta$)% числа дней с циклонической циркуляцией в восьми районах Л. А. Вительса за периоды (а) 1950–2011 гг. и (б) 1891–2011 гг. (в процентах от нормы за 1961–1990 гг.)

Район	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
1. Исландская депрессия	3.6	7.2	6.9	**–1.8***	12.7	**14.1***	–3.1	5.0	–1.0	**11.5***
2. Баренцево море	–5.4	**–8.2***	1.8	–7.6	–14.4	–7.4	–20.2	**–17.0***	3.4	–4.5
3. Карское море	–6.3	4.0	–6.2	**13.4***	–5.1	4.1	–7.1	–2.2	–5.9	0.5
4. Север Европы	–9.2	**12.1***	–8.1	**22.8***	1.7	9.3	**–21.5***	–4.2	–13.2	**16.9***
5. Азорский максимум	11.2	**26.6***	10.5	**24.8***	3.5	**18.7***	**29.7***	**43.6***	11.0	**28.1***
6. Западная Европа	–5.0	6.7	–17.6	13.4	–2.0	–1.6	–2.0	7.2	0.0	9.4
7. Юг ЕТР	–8.1	–3.3	–9.9	12.4	3.0	0.6	–14.8	–3.3	–7.5	8.1
8. Юго-запад Сибири	–11.4	2.4	–2.4	16.1	–0.5	11.0	–13.7	**–16.3***	–25.8	11.1

Примечание: Звездочкой (*) и жирным шрифтом выделены статистически значимые значения.

Уменьшение числа циклонов обнаружено также над Черным морем (Полонский и др., 2007). Однако в Арктике число циклонов увеличивалось (Bengtsson et al., 2006). В работах (Bengtsson et al., 2006; Акперов и др., 2007) статистически значимых изменений циклоничности не обнаружено, по крайней мере, в северном полушарии.

Вместе с тем в недавно опубликованной работе (Акперов, Мохов, 2010) показаны сильные положительные тренды повторяемости циклонов над акваториями Атлантики и Тихого океана как в летний, так и в зимний сезоны. В связи с этим выводом целесообразно обратить внимание на оценки изменения скорости ветра в северном

OD-2-1-3n 12/15/14 12:59 PM Page 143

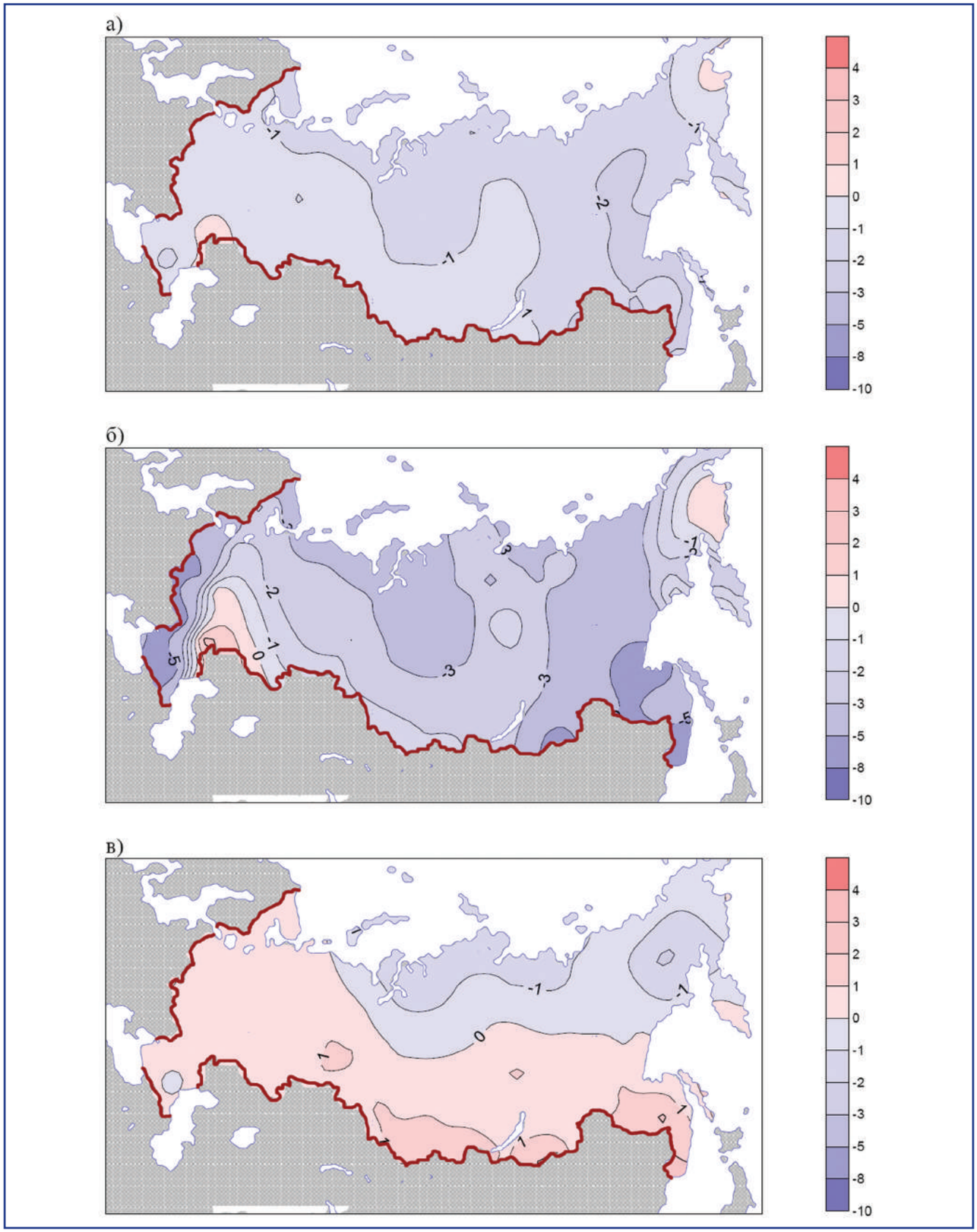


Рис. 1.6.15. Изменение приземного давления воздуха на территории России за 1946–2012 гг.: а) за год, б) зимой, в) летом.

OD-2-1-3n 12/15/14 12:59 PM Page 144

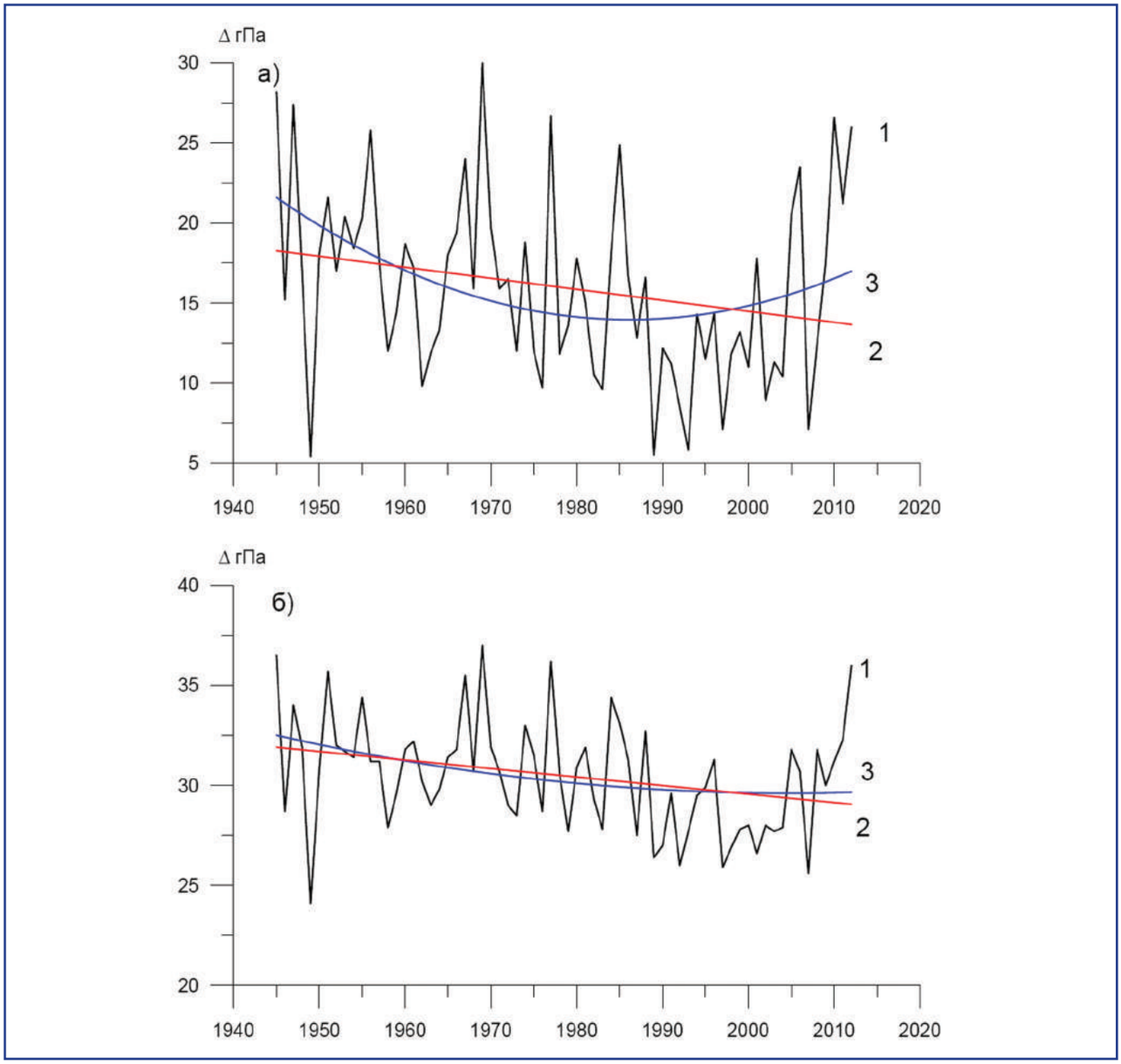


Рис. 1.6.16. Временные ряды приземного давления воздуха за зимний сезон 1946–2012 гг.: а) в узле (65˚ с.ш., 75˚ в.д.), южнее Обской губы; б) в узле (50˚ с.ш., 100˚ в.д.) вблизи климатического центра Сибирского максимума. Кривая 1 показывает ход давления (в отклонениях от 1000 гПа), кривая 2 – линейный тренд, кривая 3 – параболический тренд.

полушарии по результатам публикаций 18 авторов, обобщенных в (McVicar et al., 2012). Согласно этому обобщению, в течение XX века скорость ветра уменьшалась над материками и росла над океанами. Эта закономерность подтверждает реальность увеличения повторяемости числа циклонов над океанами (при высоком уровне циклоничности обостряются фронтальные процессы и, как следствие, увеличивается скорость ветра).

Перейдем теперь к оценкам по субъективным данным, рядам индексов Вительса, подготовленным за период с 1891 по 2012 гг. В табл. 1.6.3 представлено суммарное изменение числа дней с циклонической циркуляцией, а на рис. 1.6.12. – географическое распределение знаков трендов в

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 145

восьми районах Вителься (что более наглядно по сравнению с табл. 1.6.3). В Атлантико-Европейском секторе для восьми районов Вителься по ежедневным синоптическим картам определялось состояние барического поля, которое относилось к одному из девяти типов в зависимости от характера поля и величины давления в центре. Расчеты трендов выполнены для длинного (1891–2011 гг.) и короткого периодов (1950–2011 гг.). Эти оценки относятся непосредственно к Северной Атлантике и к прилегающей территории России. По длинному ряду лет (табл. 1.6.3) в целом за год преобладают положительные тренды циклоничности, особенно сильные в районе Азорского максимума (суммарное увеличение годового числа циклонов составило 26.6% от нормы). Однако климатическая повторяемость циклонов здесь невелика: по многолетним данным на долю циклонической циркуляции приходится только 59 дней, а на долю антициклонической – 293 дней в году (Мещерская и др., 2001). Ослабление Азорского максимума происходит в унисон с ослаблением Сибирского максимума.

На севере Европы (от Скандинавии до Урала) число циклонов увеличилось на 12.1% (статистически значимо). Статистически значимый рост числа циклонов выявлен также в районе Исландской депрессии за год и зимой по короткому ряду (1950–2011 гг.), что согласуется с оценками в (Бардин, 2000) для периода 1952–2000 гг. (рис. 1.6.13). Весной и осенью по длинному ряду рост циклоничности также преобладал, оценки преимущественно значимые. В отличие от 122-летнего ряда, во второй половине XX – начале XXI вв. в четвертом (север Европы), седьмом (юг ЕТС) и восьмом (юго-запад Сибири) районах повторяе-

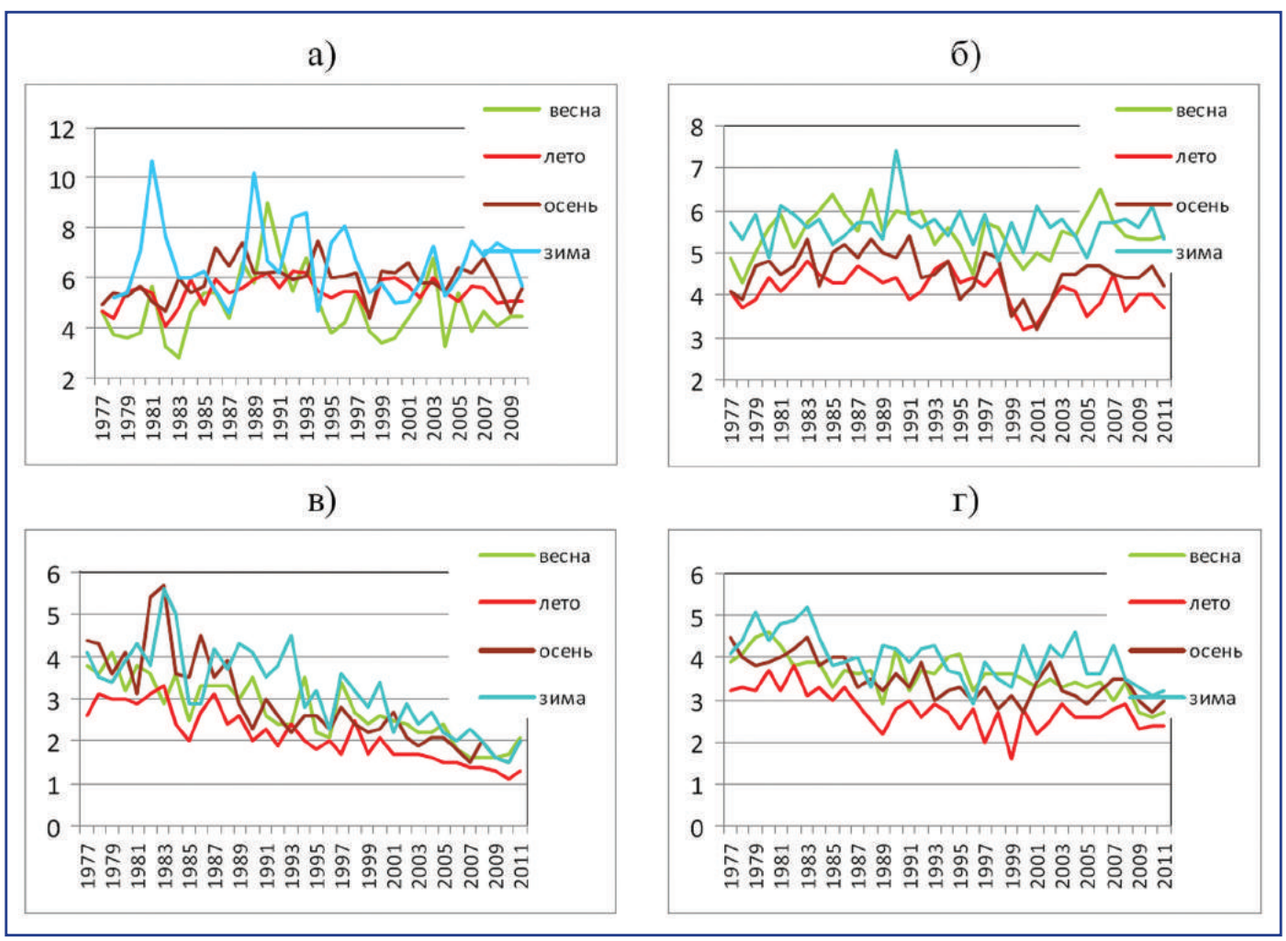


Рис. 1.6.17. Временные ряды средних скоростей ветра для четырех сезонов на станциях: а) Бухта Тикси; б) Елецкая; в) Торжок; г) Конь-Колодезь.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 146

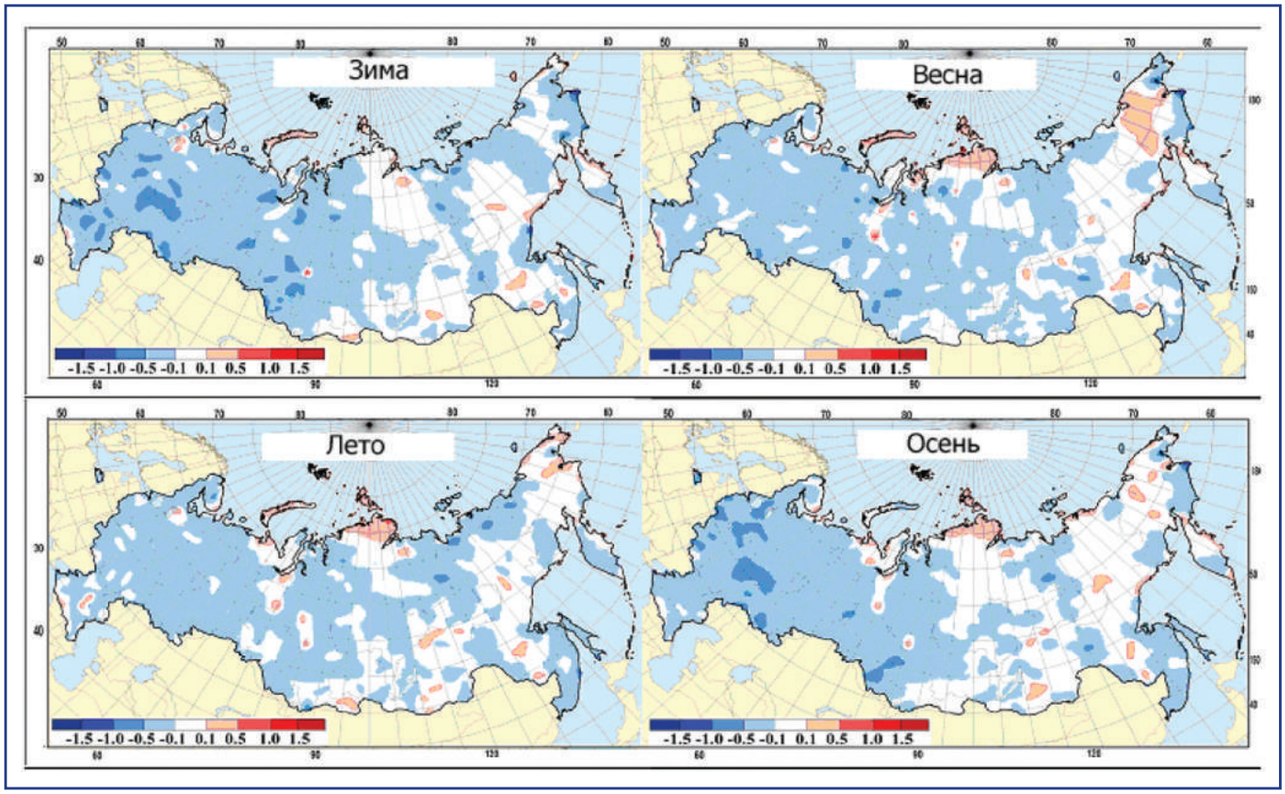


Рис. 1.6.18. Географическое распределение статистически значимых (на 5% уровне) сезонных коэффициентов линейного тренда скорости ветра за 1977–2011 гг.

мость циклонов уменьшается в среднем за год, а также зимой, осенью и особенно летом, что согласуется с ростом засушливости в этих районах (см. раздел 4.6).

Тренды циклоничности за два периода оценивались также для числа глубоких циклонов, под которыми имелись в виду циклонические образования с давлением в центре 990 гПа и меньше (рис. 1.6.14). Вывод из этого рисунка однозначен: во всех восьми районах число глубоких циклонов в 1891–1975 гг. росло, а в период интенсивного потепления – уменьшалось. Согласно работе (Акперов и др., 2007), уменьшение циклоничности в период глобального потепления связано с увеличением парникового эффекта.

1.6.5. Приземное давление воздуха

В (ОД_РФ-1, 2008) приведена карта-схема изменения аномалий приземного давления на территории РФ за зимний период в 1946–2005 гг. Карта получена по данным в узлах сетки 5° × 5° путем умножения коэффициентов линейных трендов в каждом узле сетки на число лет. За рассматриваемый период приземное давление зимой и весной уменьшилось практически на всей территории России. Регион наибольшего понижения давления до 5 гПа и более охватывает северо-восток Европейской территории, а также регионы нижнего и среднего течения Оби и Енисея. Согласно оценкам в (Баранова и др., 2007), летом приземное давление не изменилось за 59 лет, а осенью увеличилось до 3 гПа в западной половине России и уменьшилось в восточной.

Продление рядов приземного давления до 2012 года не изменило общей картины суммарного изменения давления на территории РФ (рис. 1.6.15). Зимой и весной коэффициенты линейных трендов остаются преимущественно отрицательными, однако по абсолютной величине они уменьшились почти вдвое. В равной мере это относится к изменению атмосферного давления летом и осенью. Таким образом, удлинение рядов приземного давления на 7 лет приблизило поле атмо-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 147

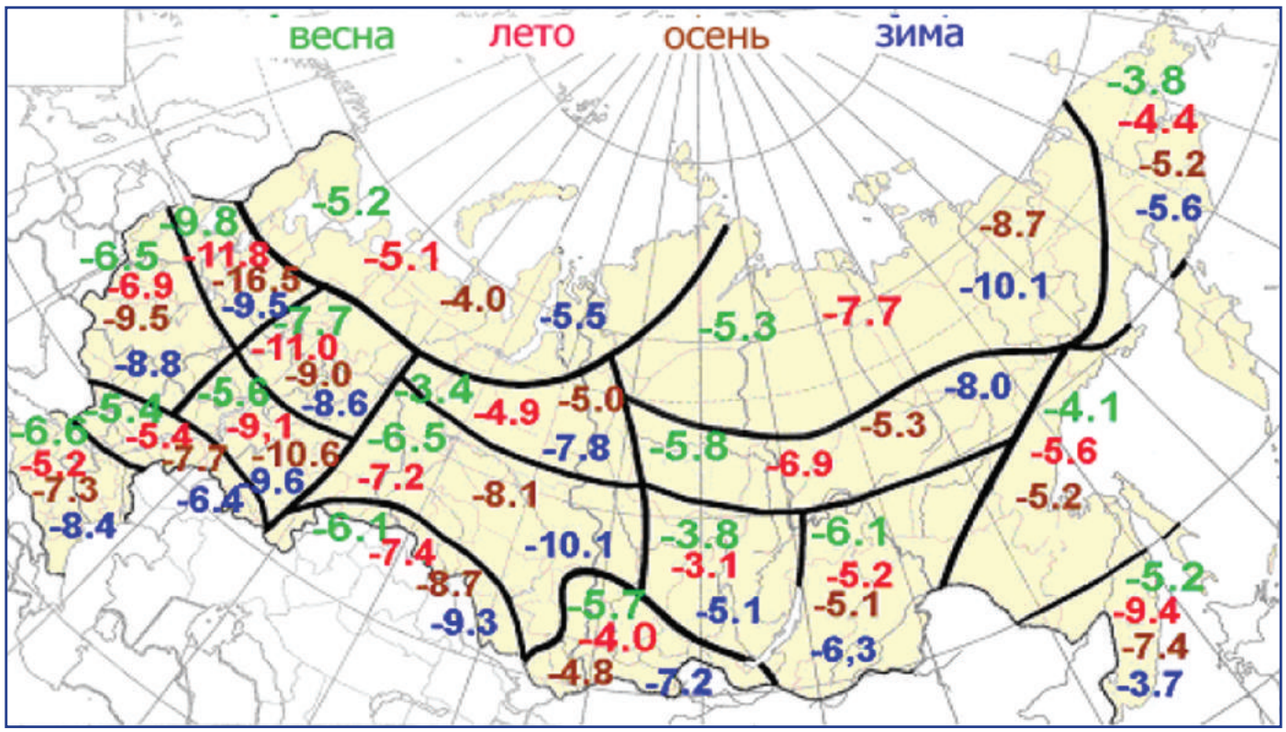


Рис. 1.6.19. Коэффициенты линейного тренда (% /10 лет) во временных рядах сезонных скоростей ветра, осредненных по 18 квазиоднородным регионам (1977–2011 гг.). Приведены оценки, значимые на 5% уровне.

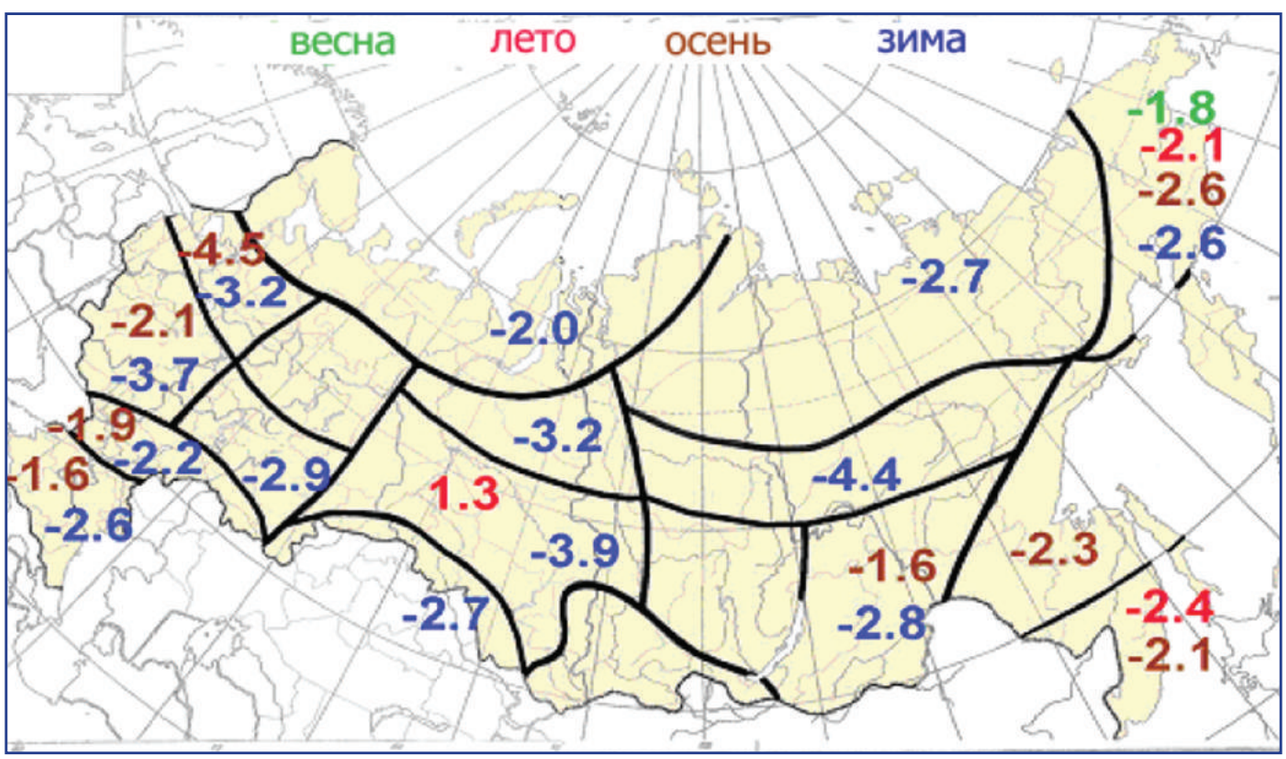


Рис. 1.6.20. Коэффициенты линейного тренда (%/10 лет) в рядах осредненной по регионам максимальной скорости ветра за 1977–2011 гг. (приведенные оценки значимы на 5% уровне).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:00 PM Page 148

сферного давления к его среднемноголетним значениям.

Целесообразно рассмотреть ряды приземного давления за 59 лет в отдельных узлах сетки. В узле сетки (65° с.ш., 75° в.д.), расположенной южнее Обской губы, и втором узле (50° с.ш., 100° в.д.), вблизи климатического Сибирского максимума, давление уменьшалось с середины 40-х годов, достигнув минимума в 1989–2004 гг. (рис. 1.6.16). Однако с 2005 г. начался период роста приземного давления (кроме 2007 г.). Это проявилось в суровых зимах последних лет на территории Сибири, например, аномально холодная зима 2005–2006 гг. (Латышева и др., 2007).

В заключение подраздела о давлении необходимо остановиться на расхождении рядов зимнего давления, представленного в узлах сетки (рис. 1.6.16) и в центре Сибирского максимума (рис. 1.6.3). В Сибирском ЦДА давление росло с начала ряда до начала 90-х годов, затем оно "катастрофически" уменьшалось вплоть до 2013 г., тогда как в узлах сетки с 2005 г. давление начало расти.

Причина расхождений, по-видимому, состоит в следующем. Географические координаты ЦДА меняются во времени, в отличие от узлов сетки. Характеристики ЦДА определяются визуально по картам давления с определенной долей субъективности. По-видимому, более надежными следует признать ряды давления в узлах, откуда следует вывод, что период ослабления Сибирского максимума закончился, перейдя в фазу его усиления.

1.6.6. Изменение во времени характеристик ветра

В (ОД_РФ-1, 2008) была приведена карта-схема линейных трендов средней годовой скорости ветра за 1936–2006 гг. (показания анеморумбометра предварительно были приведены к показаниям флюгера, согласно разработанным ранее коэффициентам). За 1936–2006 гг. почти на всей территории России средняя годовая скорость уменьшилась, особенно сильно на ЕТС, где коэффициенты (β) линейного тренда скорости ветра составили преимущественно –0.3...–0.6 м/с за 10

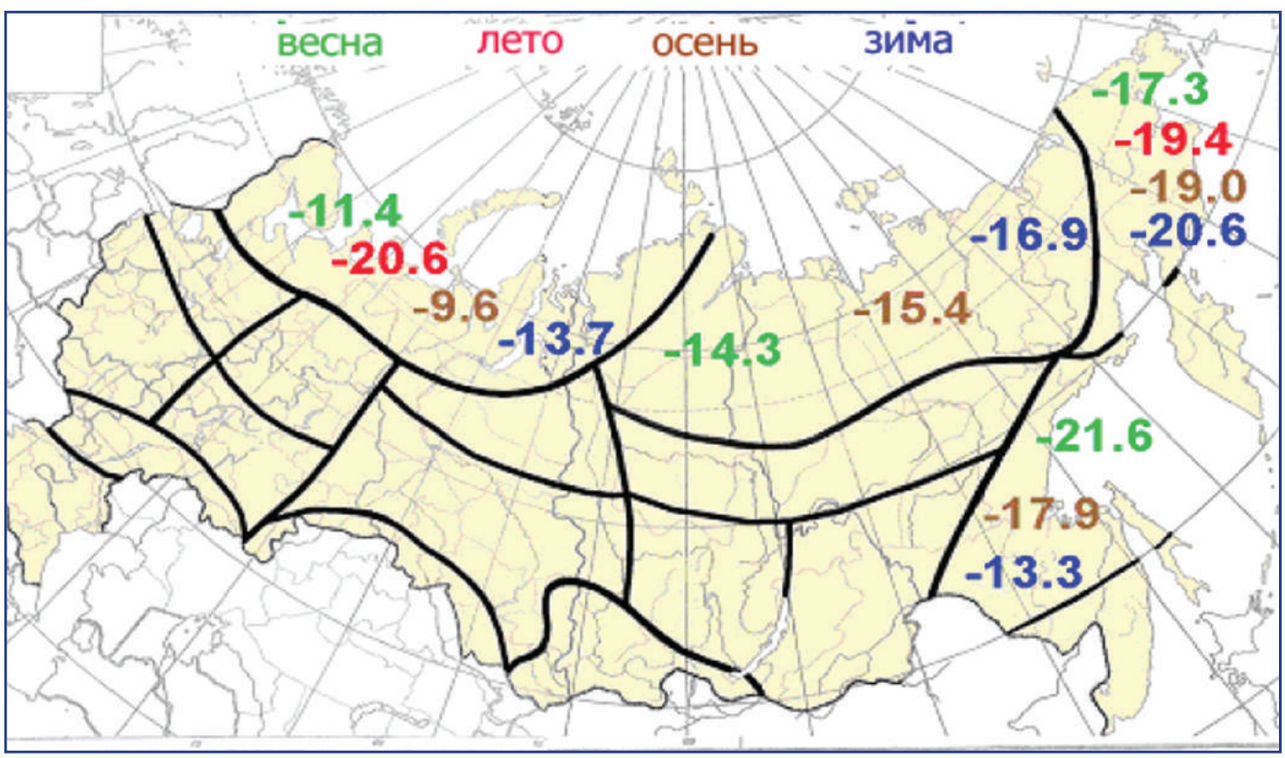


Рис. 1.6.21. Коэффициенты линейного тренда (%/10 лет) в рядах регионально осредненного числа дней со скоростью ветра выше 15 м/с (1977–2011 гг.). Приведены оценки, значимые на 5% уровне.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:01 PM Page 149

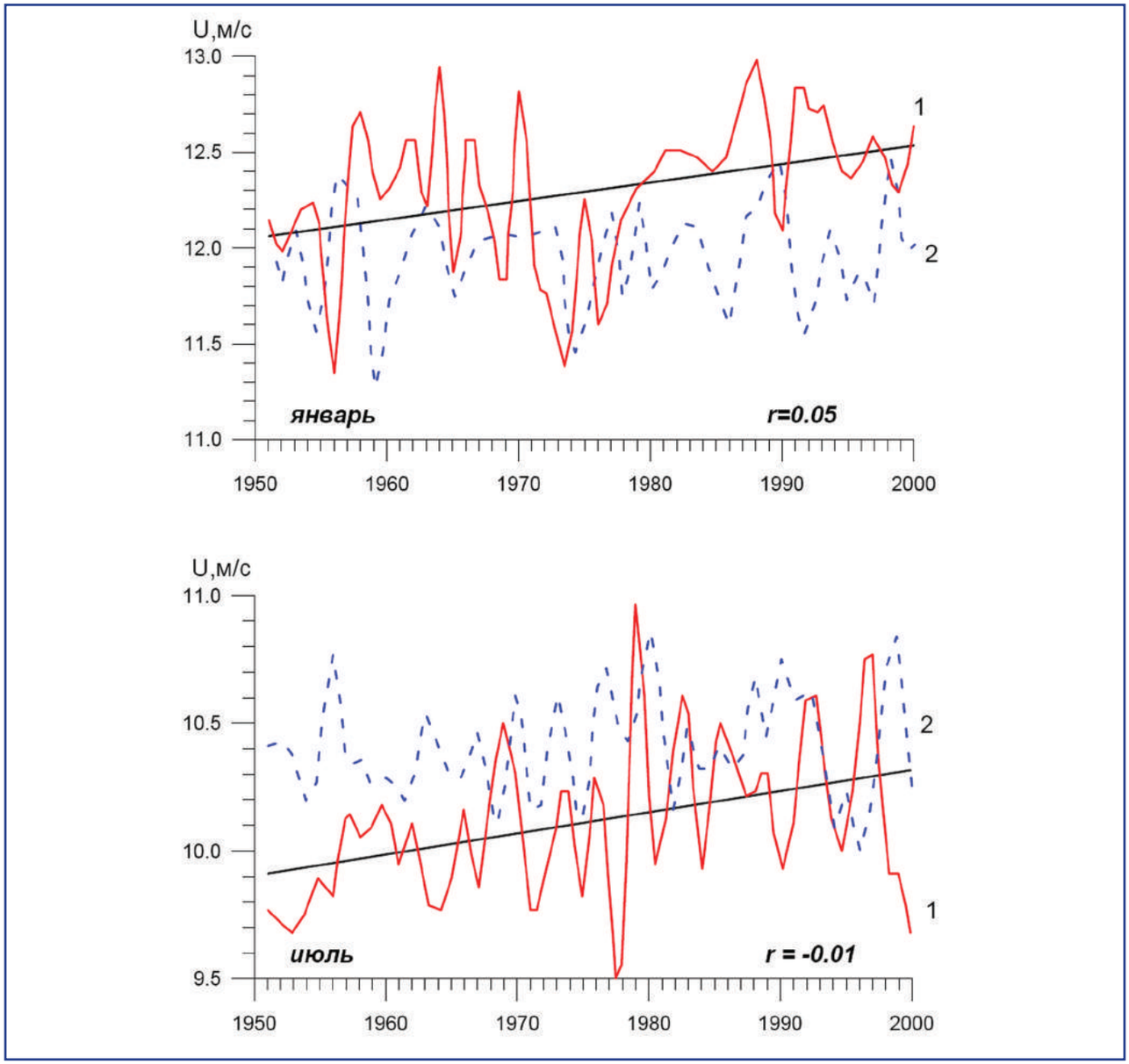


Рис. 1.6.22. Многолетние изменения осредненной по земному шару зональной скорости ветра по данным реанализов NCEP/NCAR (1) и модели ИВМ РАН (2). (Аристова, Клещенко, 2007).

лет. Одновременно с уменьшением скорости ветра на большинстве метеорологических станций произошло ее перераспределение по градациям (Мещерская и др., 2006; Баранова и др., 2007): повторяемость слабых ветров (2–3 м/с) увеличилась, а повторяемость градации 6–7 м/с и всех последующих градаций повсеместно уменьшилась.

Обновленные оценки современных тенденций в изменении характеристик ветра получены в (Булыгина и др., 2013) по данным 1457 метеорологических станций России за 1977–2011 гг. Преимущество этих данных – в практически полном покрытии территории России и в инструментальной однородности рядов (все данные базируются на показаниях анеморумбометра); недостаток данных – в относительно коротком периоде наблюдений.

Временные ряды сезонных коэффициентов линейного тренда скорости ветра за 1977–2011 гг. на избранных станциях (рис. 1.6.17) и их геогра-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:01 PM Page 150

фическое распределение на всей территории РФ (рис. 1.6.18) показало дальнейшее (в сравнении с 1936–2006 гг.) уменьшение скорости ветра на большей части РФ (особенно на ЕТР и в Западной Сибири). Это уменьшение характерно для всех сезонов, но сильнее проявляется зимой и весной. Оно составляет зимой–весной преимущественно $\beta = –0.5…–1.0$ м/с за 10 лет, в отдельных районах до $\beta = –1.5$ м/с за 10 лет, тогда как летом и осенью оно едва достигло $\beta = –0.1...–0.5$ м/с за 10 лет. В Центральной и Восточной Сибири, а также на Дальнем Востоке скорость ветра изменялась незначительно ($\beta = \pm$ 0.1м/с/10 лет), либо уменьшалась.

Наглядное представление о величинах изменений скорости ветра дает рис. 1.6.19, на котором приведены осредненные по 18-ти квазиоднородным регионам значения β скорости ветра, рассчитанные по сезонам в процентах от средних многолетних величин.

Наибольшее уменьшение скорости ветра (в процентах) отмечается в северо-западных и центральных районах ЕЧС: $\beta = –11.8...–16.5$%/10 лет или –39...–54% суммарно за весь 35-летний период. Отчасти это связано с увеличением защищенности метеорологических площадок за счет застройки и роста деревьев вокруг них. В малообжитых районах севера России скорость ветра тоже уменьшилась, но всего на 4–5%/10 лет, в южных районах это уменьшение не превышает 5–7%/10 лет.

На практике важны изменения максимальных скоростей ветра и скоростей ветра более 15 м/с. Во всех регионах России число дней с максимальной скоростью ветра (рис. 1.6.20) незначительно уменьшилось (на 2–3%/10 лет).

Скорость ветра более 15 м/с регулярно наблюдается только в некоторых регионах РФ. Это прибрежные районы Северного Ледовитого океана (СЛО), Чукотка, Дальний Восток (рис. 1.6.21). Здесь число дней со скоростью ветра более 15 м/с уменьшилось очень существенно: на 10–22%/10 лет, а суммарно за весь период на 33–73%.

Уменьшение сильных ветров (более 25–30 м/с) на побережьях СЛО (юго-запад Карского моря, моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря) за период с 1966 по 1990 гг. ранее было показано в (Брязгин, Дементьев, 1996). По мнению авторов, уменьшение сильных ветров в основном связано как с уменьшением повторяемости глубоких циклонов, так и циклоничности в целом.

Уменьшение скорости ветра над территорией России подтверждается уменьшением скорости приземного ветра на всех континентах Земли.

В коллективной статье 14 авторов (McVicar et al., 2012) проанализированы результаты 148 работ. Показано, что коэффициенты линейных трендов на всех метеорологических станциях в среднем составляют -0.014 м/с/год. Исключением являются высокие широты (более 75°), где в обоих полушариях скорость ветра увеличилась. В какой-то мере это согласуется с результатами (Donat et al., 2011), где по данным реанализа за 1871–2008 гг. обнаружены статистически значимые положительные тренды штормовых ветров в Центральной, Северной и Западной Европе. Беспрецедентно высокими значениями числа штормов отмечен конец XX века, особенно над Северным и Балтийским морями.

Необходимо отметить еще одно обстоятельство, касающееся изменения скорости ветра. Приведенные выше отрицательные линейные тренды скорости ветра на континентах касаются приземного ветра. К скорости ветра на высотах по аэрологическим наблюдениям этот вывод не относится. В (Мещерская и др., 2006) показано, что за период 1961–2000 гг. на метеорологических (аэрологических) станциях РФ, расположенных севернее 60° с.ш., скорость ветра либо не изменилась, либо слабо увеличилась (поверхность 850 и 500 гПа). На высоте 300 гПа за этот период скорость ветра на подавляющем большинстве станций возросла, причем коэффициенты линейных трендов статистически значимы.

Этот результат находит подтверждение в работе (Аристова, Клещенко, 2007). По данным реанализов NCEP/NCAR и модели ИВМ РАН авторы выявили увеличение зональной скорости ветра на уровне H_{500} над северным полушарием за период с 1951 по 2000 гг. (рис. 1.6.22). За этот период средняя годовая зональная скорость ветра зимой увеличилась с 11.9 м/с до 12.5 м/с, а в июле – с 9.9 м/с до 10.3 м/с.

Почти повсеместное на континентах уменьшение скорости ветра сопровождается уменьшением испарения, которое зависит также от влаж-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:01 PM Page 151

ности воздуха (она растет), температуры воздуха и радиационных компонент. Однако первостепенная роль в уменьшении испарения принадлежит уменьшению скорости ветра.

В отличие от континентов, над океанами скорость ветра растет (Young et al., 2011). Этот результат получен по альтиметрическим наблюдениям со спутников за 1991–2008 гг. Коэффициенты линейного тренда скорости ветра над океанами, в среднем, составляют от 0.25 до 0.5%/год, причем в Южном полушарии они больше, чем в Северном.

Среди возможных причин уменьшения скорости ветра над континентами в (McVicar et al., 2012) называются следующие: увеличение шероховатости поверхности Земли, связанное с увеличением растительных покровов под влиянием роста температуры и концентрации CO_2, а также с ростом лесонасаждений (наблюдения со спутников); изменение мезомасштабной циркуляции (El-Nino, тропическая муссонная циркуляция); смещение штормовой деятельности в сторону полюс – экватор вследствие большей скорости потепления полярных широт и, как следствие, уменьшение скорости ветра в экваториальных и умеренных широтах обоих полушарий.

С достаточной уверенностью можно также утверждать, что дополнительная причина уменьшения скорости приземного ветра на континентах состоит в увеличении защищенности метеорологических площадок, по крайней мере, в крупных городах.

1.6.7. Блокирующие антициклоны и их тренды

Блокирующие антициклоны (блокинги) представляют собой мощные малоподвижные атмосферные формирования высокого давления над обширными (преимущественно континентальными) районами северного полушария. С ними связаны значительные климатические аномалии – экстремальные морозы зимой и засухи летом. Характеристики блокирующих ситуаций (повторяемость, продолжительность, интенсивность, районы преимущественного формирования и др.) рассмотрены по данным наблюдений на высотах, по данным реанализов, а также по результатам гидродинамического моделирования. Оценки характеристик блокирующих антициклонов сильно различаются по данным разных авторов, в зависи-

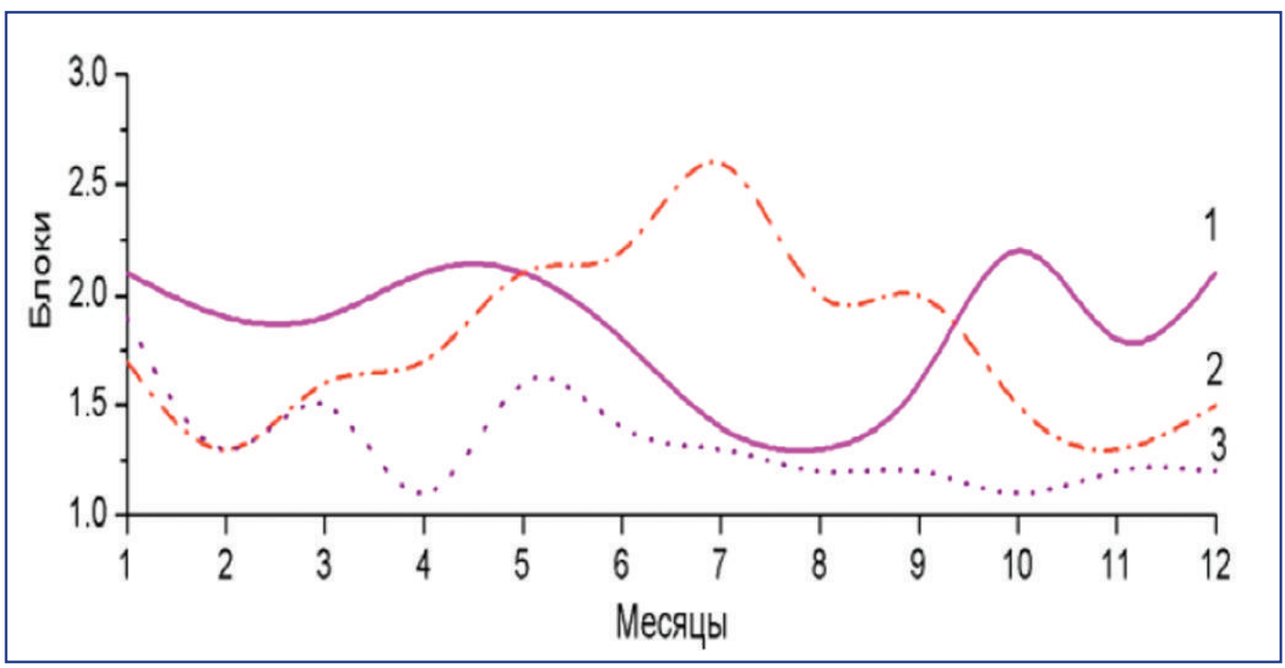


Рис. 1.6.23. Годовой ход среднемноголетнего числа блоков по секторам Северного полушария: 1 – Атлантико-Европейский, 2 – Европейско-Азиатский, 3 – Тихоокеанский (Мониторинг общей циркуляции атмосферы, 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:11 PM Page 152

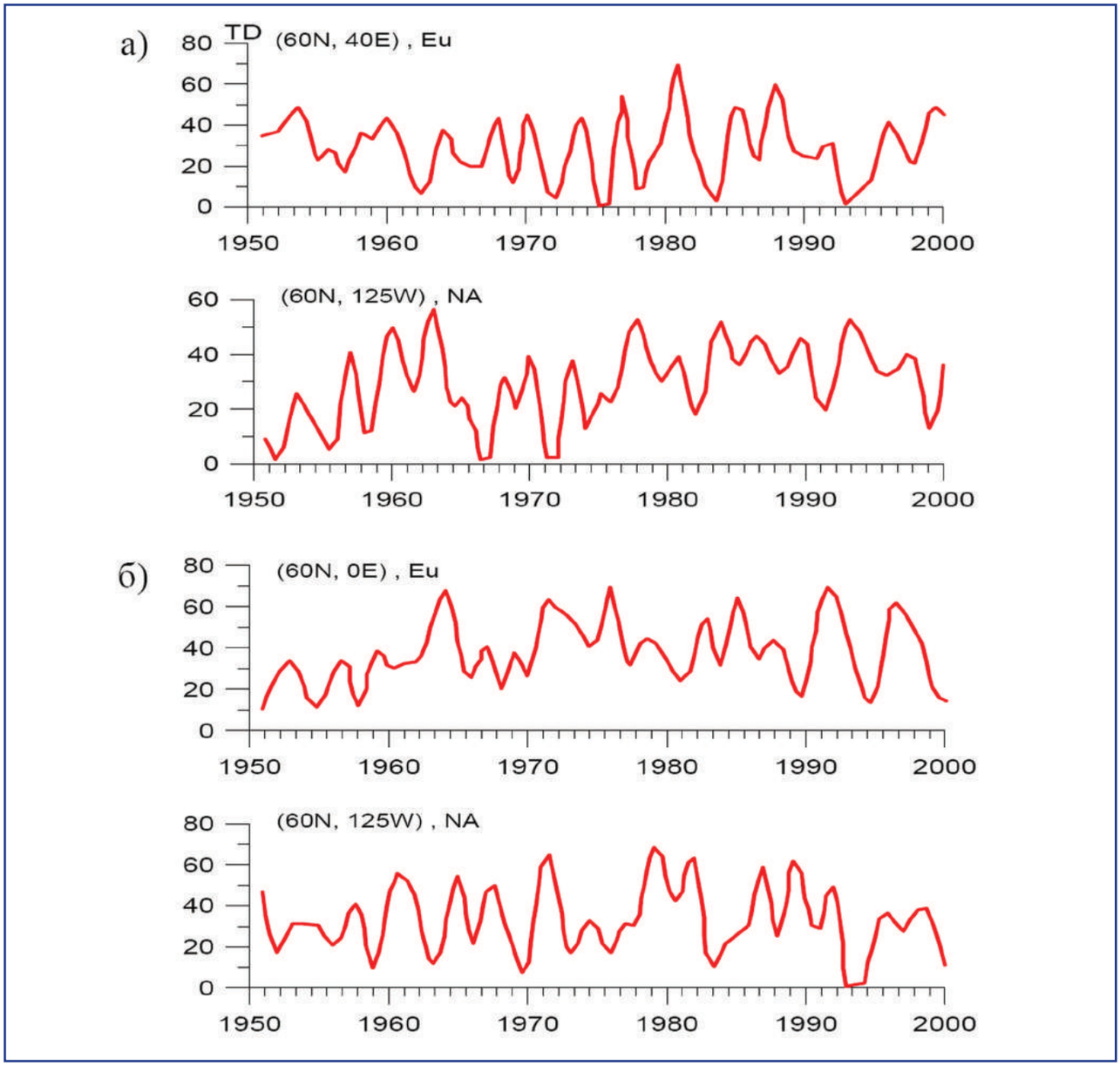


Рис. 1.6.24. Временные ряды суммарной за сезон продолжительности блокирования (TD, дни) по данным реанализа H_{500} на 60° с.ш. в европейском (Eu) и североамериканском (NA) секторах активного антициклогенеза: а – зима, б – лето (Клещенко, Ранькова, 2007).

мости от методики определения блокирующих ситуаций, территории, сезонов и других факторов.

По данным наблюдений наиболее полные ряды характеристик блокирования подготовлены во ВНИИГМИ-МЦД для зоны 40–70° с.ш. за 1949–2010 гг. (Каталог…, 1988; Мониторинг общей циркуляции…, 2012).

При создании информационной базы данных по блокирующим антициклонам был принят критерий: блок существует три и более дней при наличии замкнутых изобар на приземных картах и не менее одной замкнутой изогипсы на AT500 гПа или сильно развитого в направлении к высоким широтам теплого гребня, а также квазиустойчивости их местоположения. В этой работе анализ характеристик блокирования выполнен по трем секторам северного полушария: Атлантико-Европейскому (271–360–20°), Европейско-Азиатскому (21–140°)

OD-2-1-3n 12/15/14 1:13 PM Page 153

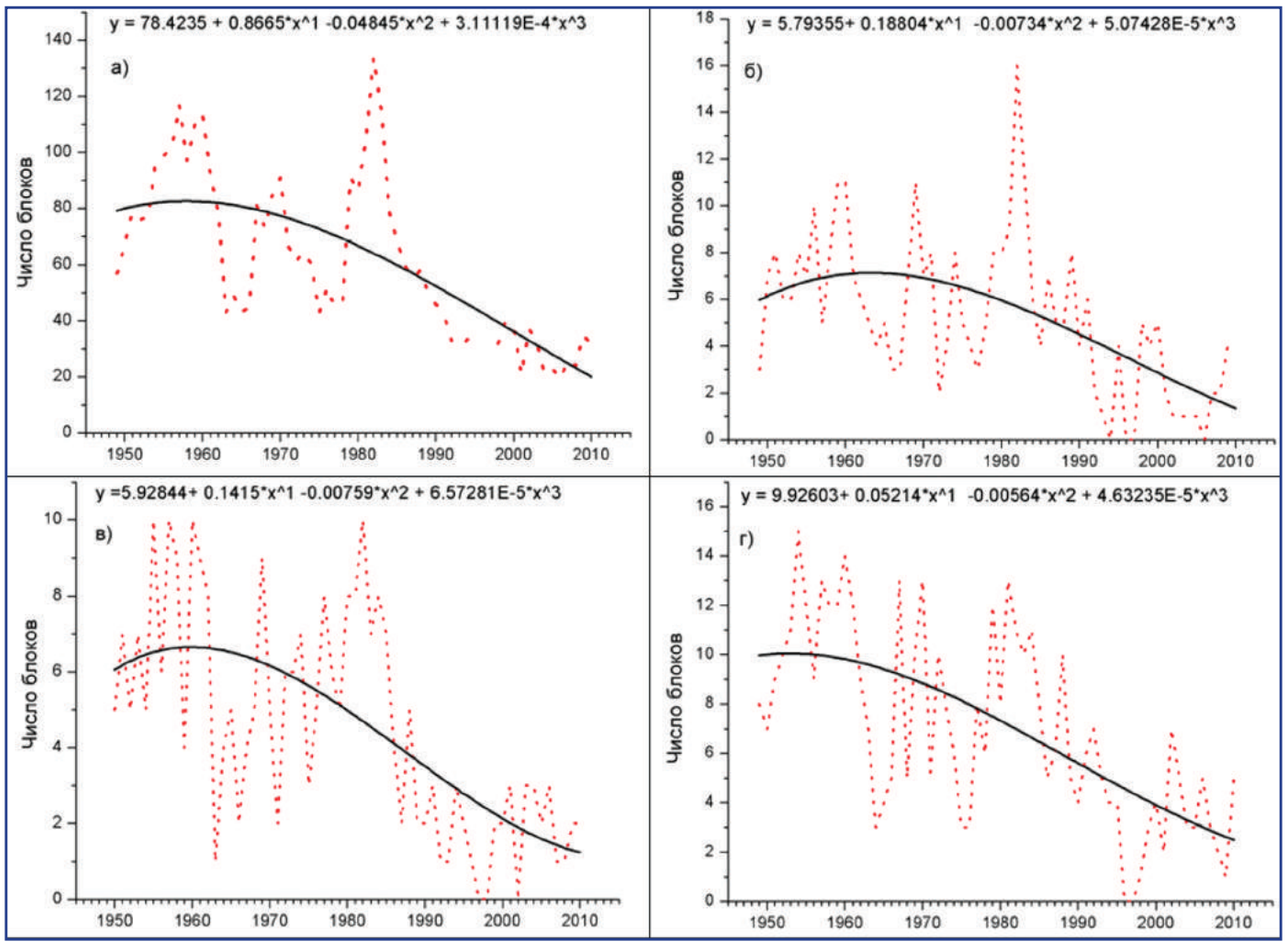


Рис. 1.6.25. Многолетний ход числа блокирующих антициклонов по регионам и календарным периодам: а) год, Северное полушарие; б) лето (май–июль), Атлантико-Европейскийй сектор; в) зима (декабрь–февраль), Европейско-Азиатский сектор; г) лето (май–июль), Европейско-Азиатский сектор (Мониторинг общей циркуляции атмосферы, 2012).

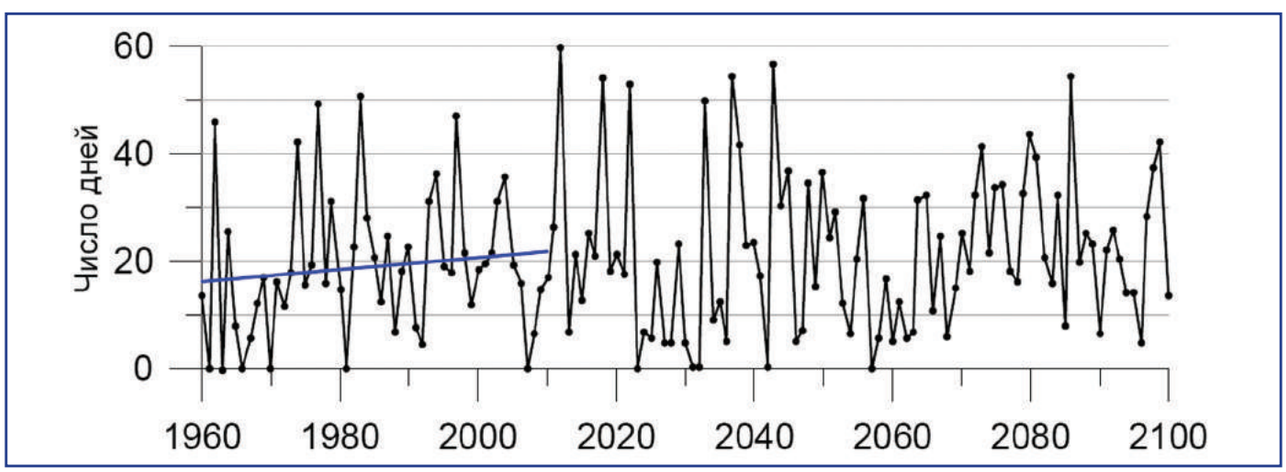


Рис. 1.6.26. Изменение числа блокинг-дней летом в Атлантико-Европейском секторе Северного полушария (60° з.д.–60° в.д.) по результатам моделирования по сценарию SRES-A2 для второй половины XX и в XXI веке (Mokhov, Akperov, Vetrova, 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:13 PM Page 154

и Тихоокеанскому (141–270°). Второй сектор охватывает всю территорию России и прилегающие с запада и юга сопредельные страны. Формирование блокирующих ситуаций происходит в основном в Атлантическом океане и на Евразийском континенте, где наблюдается 73% от общего числа блоков. Значительно меньшее число блокирующих ситуаций в Тихоокеанском регионе объясняется более частым развитием зональной циркуляции, чем меридиональной. В (Мохов, 2006) оценивается интегральное действие блоков (S), в котором учитывается интенсивность блокирующих ситуаций (перепад давления между центром вихря и его периферией), размер вихря и время его жизни. Показано, что с блокингами Атлантического сектора связан основной вклад (57%) в интегральное за год действие блокингов северного полушария в целом. Вклад в S блокингов в Тихоокеанском секторе и над континентами в 3–4 раза меньше. Аналогичный результат получен в работе (Lupo et al., 1997).

Представляют интерес внутригодовые изменения процессов блокирования. В статье (Мохов, 2006) подчеркивается, что определяющую роль в годовом ходе интегрального действия СП, как и в Атлантико-Европейском секторе, играют зимние блокинги (42%). Тот же вывод получен в (Wiedenmann et al., 2002) по данным реанализа. Однако на рис. 1.6.23 в определенной мере это подтверждается по среднему месячному числу блоков только для Атлантико-Европейского сектора. А в Европейско-Азиатском секторе (Россия) максимум повторяемости числа блоков приходится на летние месяцы. Показано также, что повторяемость случаев блокирования больше, и они сильнее в периоды Ла-Нинья. Обширные блокирующие антициклоны формируются в областях преобладания меридиональных потоков воздуха.

В работе (Шакина, Иванова, 2010) отмечаются связи характеристик блокирования с солнечной активностью и влияние блокирующих антициклонов на общее содержание озона. В статье (Trigo et al., 2004) по данным реанализа показано, что эпизоды блокирования связаны с меридиональными сдвигами максимума активности атмосферных вихрей.

С практической точки зрения, очень важен вопрос об изменении во времени числа блокирующих ситуаций и их продолжительности.

В (ОД_РФ-1, 2008) представлены результаты цикла работ (Груза, Коровкина, 1991а, б; Груза, Ранькова, 1996; Груза и др., 1999; 2003; Клещенко, Ранькова, 2007), в которых анализируются сезонные индексы блокирования, описывающие продолжительные (7 суток и более) аномалии в поле отклонений геопотенциала H_{500} от среднеширотных значений и их характеристики: продолжительность, повторяемость, интенсивность. Индексы рассчитаны по данным реанализа за 1950–2000 гг. для секторов активного циклогенеза северного полушария: Европейского и Североамериканского. Обнаружен тренд суммарной продолжительности блокирования в зимний сезон: положительный – на западе Северной Америки, отрицательный – на востоке, зафиксирован также положительный тренд летом в южных районах Восточной Сибири. На рис. 1.6.24 представлены временные ряды сезонной продолжительности блокирования в узлах сетки (60° с.ш., 0°) и (60° с.ш., 125°з.д.), расположенных, соответственно, в Европейском и Североамериканском секторах. Средняя продолжительность эпизодов блокирования в Европейском секторе составляет зимой 45 дней, летом – 25 дней и сильно колеблется от года к году.

По оценкам (Мохов, Петухов, 1997) время жизни блокирующих антициклонов увеличивается при потеплении, что показано как по теоретическим оценкам, так и по эмпирическим данным последних десятилетий.

Многолетние ряды повторяемости блокирующих антициклонов приведены на рис. 1.6.25 (Мониторинг общей циркуляции…, 2012). Авторы отмечают статистически значимый нисходящий тренд годового числа блоков в северном полушарии (в целом и по всем секторам) и числа блоков летнего сезона в двух секторах: Европейско-Азиатском и Атлантико-Европейском. Начало XXI столетия также характеризуется заметной тенденцией уменьшения числа блокирующих ситуаций, что является, на первый взгляд, очень неожиданным, поскольку повторяемость летних засух в основных сельскохозяйственных районах России растет с конца XIX века (см. главу 4.6).

Целесообразно проследить, в какой мере нисходящие тренды числа блоков в упомянутой монографии согласуются с выводами других авторов.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 155

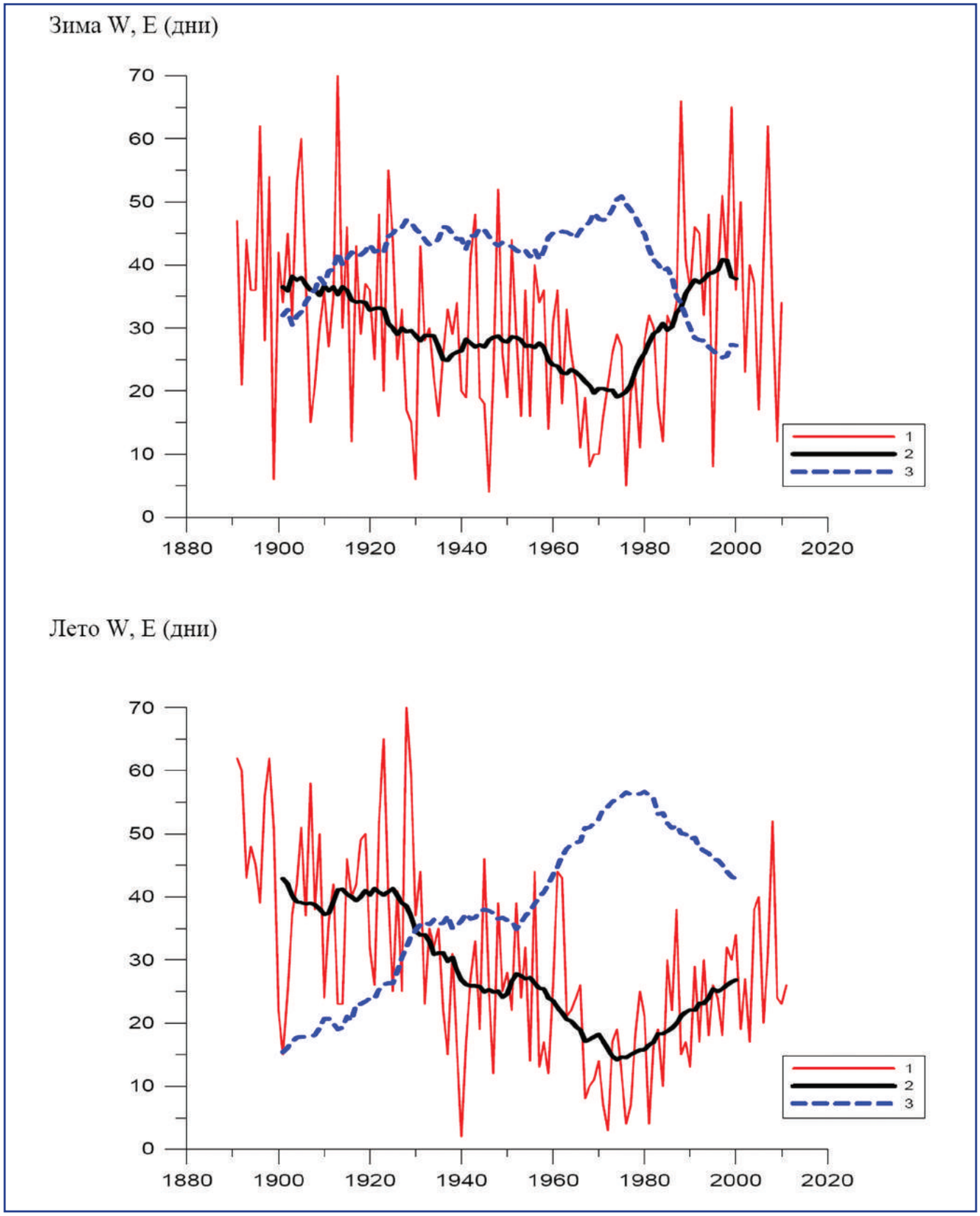


Рис. 1.6.27. Повторяемость западной (W) и восточной (E) форм циркуляции в зимний и летний сезоны 1891–1921 гг. (типизация Вангенгейма): (1) форма W, число дней за сезон текущего года; (2) форма W, скользящие 21-летние средние; (3) форма E, скользящие 21-летние средние.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 156

Ряды годового числа блоков за 1967–1997 гг. для четырех регионов приведены в (Wiedenmann et al., 2002). За этот период над Атлантикой число блокингов также уменьшилось, но значительно слабее, чем на рис. 1.6.25б для Атлантико-Европейского сектора.

По результатам моделирования за период с 1960 по 2010 гг. (Mokhov et al., 2011) число блокинг-дней летом в Атлантико-Европейском секторе растет (рис. 1.6.26).

Оригинальное исследование антициклонической квазистационарной циркуляции (АКЦ) выполнено М. Ю. Бардиным (2007). По данным реанализа за 1952–2000 гг. рассчитана повторяемость АКЦ в Атлантико-Европейском секторе. Показано, что основной максимум повторяемости АКЦ наблюдается в центральных районах Северной Атлантики и на севере ЕЧС, включая Уральский регион. За рассматриваемый период число случаев АКЦ летом увеличилось над Европейским сектором при уменьшении средней длительности одного случая.

Таким образом, анализ оценок трендов повторяемости блокирующих ситуаций показал их неоднозначность и необходимость дальнейшего исследования.

Что касается изменения числа блокирующих ситуаций в будущем, то некоторые суждения на этот счет приведены в работах И. И. Мохова с соавторами. “Из-за увеличения содержания CO_2 в атмосфере, судя по модельным оценкам, следует ожидать усиления интегрального эффекта зимних блокингов, с которыми связаны экстремальные морозы, в том числе в Евразии” (Мохов, 2006). В соответствии с рис. 1.6.26, можно ожидать увеличения числа блоко-дней до 60-ти в летние месяцы XXI века (Mokhov et al., 2011). В ряде других работ также содержатся выводы о вероятном увеличении числа блокирующих антициклонов в будущем (Рочева, 2012; Кононова, 2012а; 2012б).

1.6.8. Синоптические типизации атмосферных процессов. Анализ временных рядов типов циркуляции

В середине XX века были разработаны две известные типизации циркуляционных процессов для северного полушария и его секторов: типизация Г. Я. Вангенгейма (1952), развитая впоследствии А. А. Гирсом (1974), и типизация Б. Л. Дзердзеевского (Дзердзеевский и др., 1946; Дзерзеевский, 1968). Составлены и ежегодно пополняются длиннорядные каталоги этих типов с конца XIX века и по настоящее время.

Типизация Вангенгейма – Гирса разработана для двух секторов северного полушария: Атлантико-Евразийского (60° з.д.–120° в.д.) и Тихоокеано-Американского. Для первого сектора выделены три основных формы атмосферных процессов (W – западная, E – восточная, C – меридиональная) и девять их разновидностей. Используя те же принципы, А. А. Гирс разделил атмосферные процессы второго сектора также на три формы: зональную (З) и две меридиональные (M_1 и M_2). Ряды форм циркуляции в Атлантико-Европейском секторе за 1891–2006 гг. были рассмотрены в первом оценочном докладе по годовым данным. Ниже приведен анализ этих рядов по сезонам года за 1900–2012 гг.

При W форме циркуляции повышена интенсивность зональной составляющей, междуширотный обмен ослаблен. При высокоширотной зональности циклоны смещаются по акватории арктических морей, а при низкоширотной – перемещаются через зону умеренных широт, преимущественно с запада на восток. Зимний Сибирский максимум ослаблен, Исландский минимум углуб-

Таблица 1.6.4. Коэффициенты синхронной корреляции между коэффициентом “a_1” разложения поля приземного давления в атлантико-европейском секторе по э.о.ф. и повторяемостью форм циркуляции W и E

Форма циркуляции	Месяцы										
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
W	–0.68	–0.69	–0.54	–0.31	–0.46	0.13	0.30	0.28	–0.42	–0.44	–0.57
E	0.59	0.62	0.53	0.49	0.20	–0.08	–0.13	–0.15	0.29	0.49	0.49

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 157

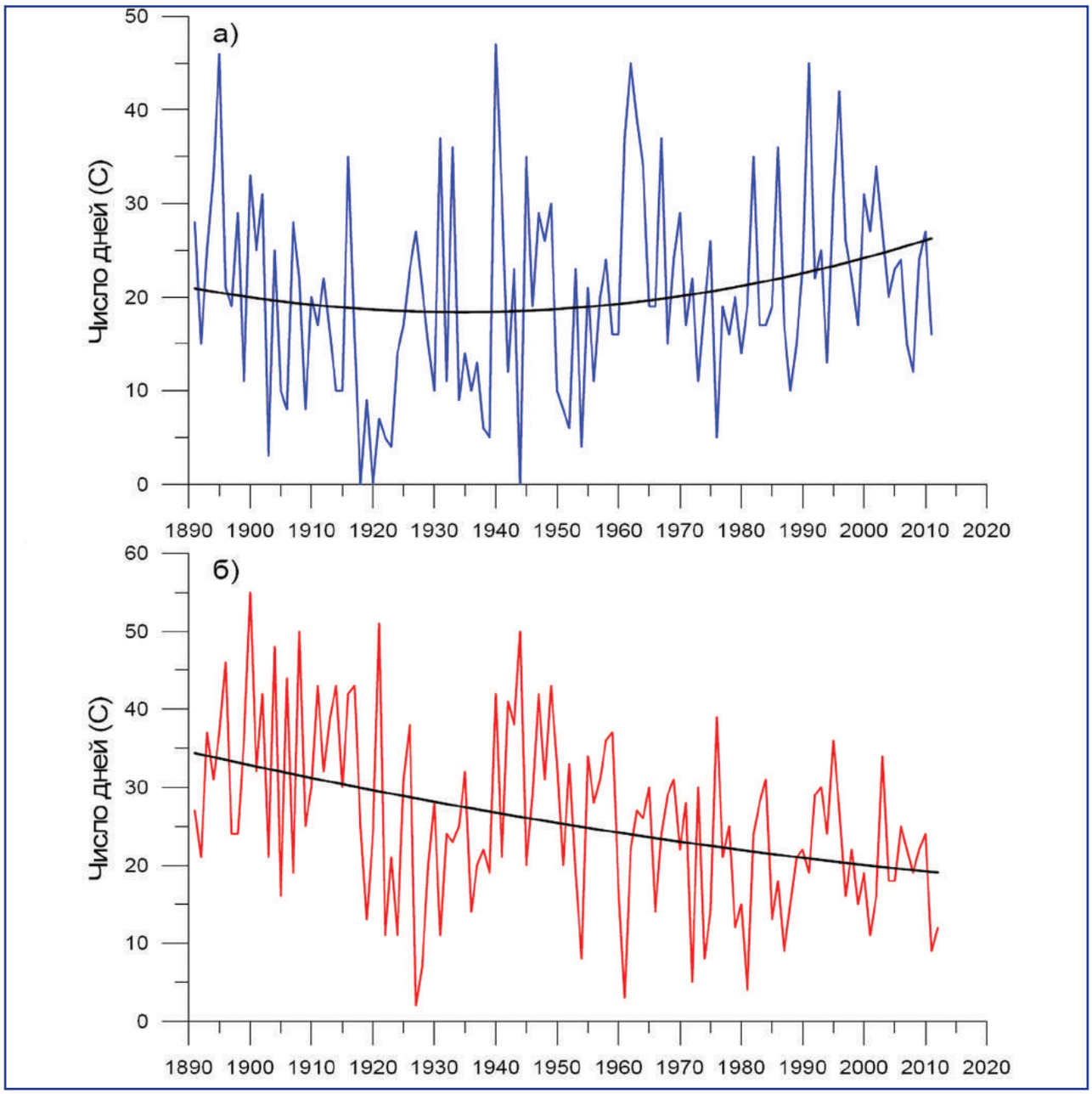


Рис. 1.6.28. Повторяемость (число дней за сезон) меридиональной (С) формы циркуляции в зимний (а) и летний (б) сезоны 1891-2012 гг. (типизация Дзердзеевского).

лен. При макропроцессах восточной (Е) формы циркуляции траектории барических образований приобретают меридиональную составляющую. Исландский минимум углублен, Азорский и Сибирский максимумы ослаблены. При форме С синоптические процессы подобны процессам при форме Е. Формы циркуляции Вангенгейма взаимно коррелированы. По годовым данным за 1891–2012 гг. корреляция составила: r(W, E) = –0.77, r(W, C) = –0.24, r(E, C) = –0.44.

По преобладанию одной из трех форм циркуляции (или по сочетанию двух форм) авторы типизаций выделили циркуляционные эпохи, на базе которых разработан макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов (Вангенгейм, 1952; Гирс, 1974; Иванов, Вино-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 158

градов, 1995; Ivanov, Vinogradov, 1995). Метод имеет высокую оправдываемость, особенно для Арктического региона.

Существует мнение, что типизация Вангенгейма–Гирса носит субъективный характер и не может быть формализована. Это не совсем так (Баранов, Вангенгейм, 1988; Груза, Ранькова, 1996). Расчеты показали (Мещерская и др., 2013), что между первым (a_1) коэффициентом разложения по эмпирическим ортогональным функциям (э.о.ф.) поля приземного давления в атлантико-европейском секторе за 1900–2012 гг. и повторяемостью форм W и E в некоторые месяцы имеется довольно высокая корреляционная зависимость (табл. 1.6.4). Наиболее тесная корреляция отмечается для формы W в январе и феврале (r = –0.68; –0.69) В последующие месяцы корреляция ослабевает, а летом даже меняет знак. С сентября по декабрь корреляция вновь отрицательная (в ноябре r = –0.57). Достаточно высокие значения коэффициентов корреляции означают, что субъективно определяемая форма W (E) несет значительную долю объективной информации (возможно, за счет трендовых составляющих).

Ход повторяемости западной и восточной форм циркуляции в зимний и летний сезоны в течение 1891–2012 гг. (рис. 1.6.27) четко демонстрирует их противофазность. Ряды повторяемости

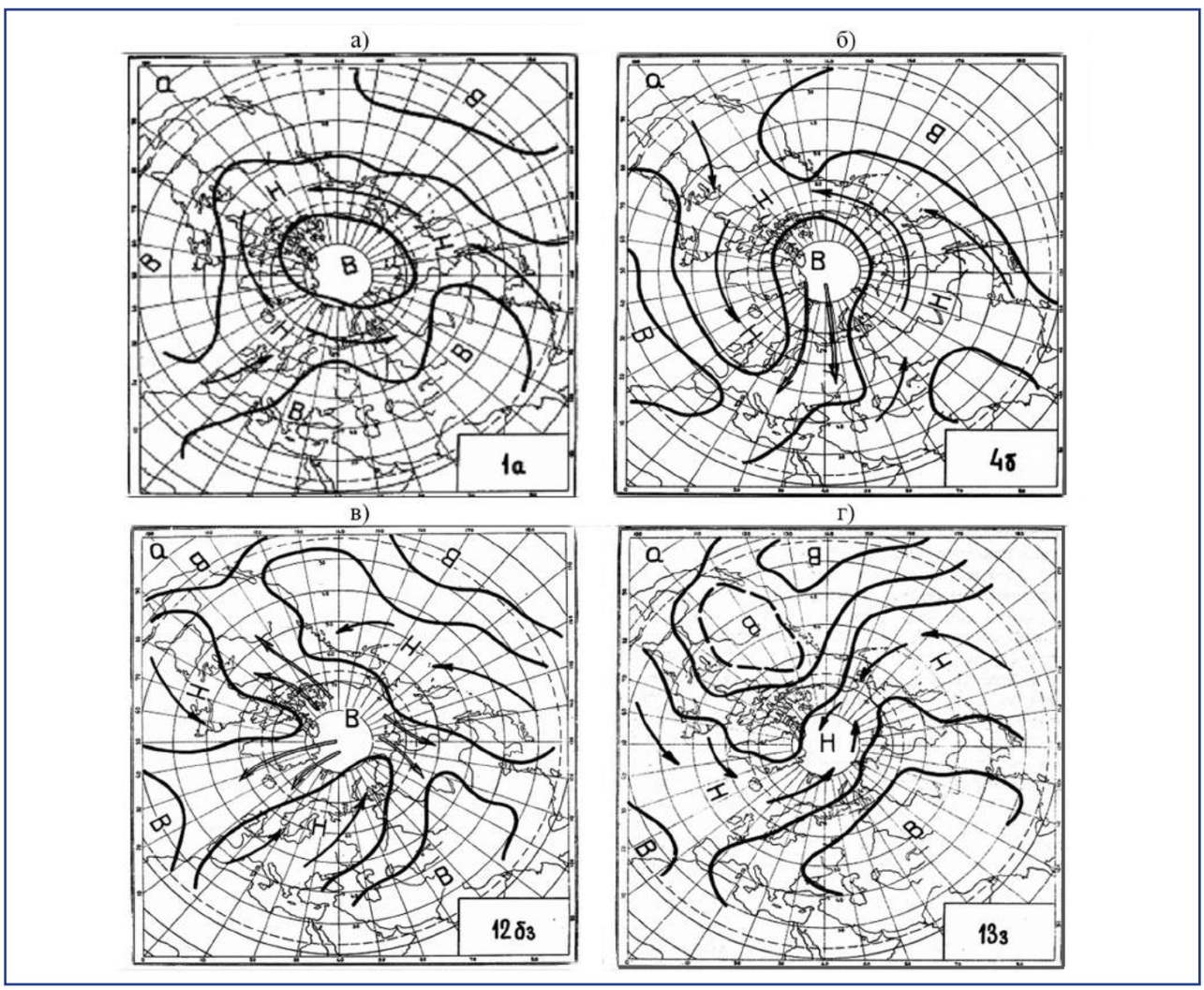


Рис. 1.6.29. Динамические схемы ЭЦМ: а) зональная группа, б) нарушение зональности, в) меридиональная северная, г) меридиональная южная. Здесь число обозначает тип ЭЦМ (от 1 до 13); начальные буквы – подтип, а буква “з” означает зимний.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 159

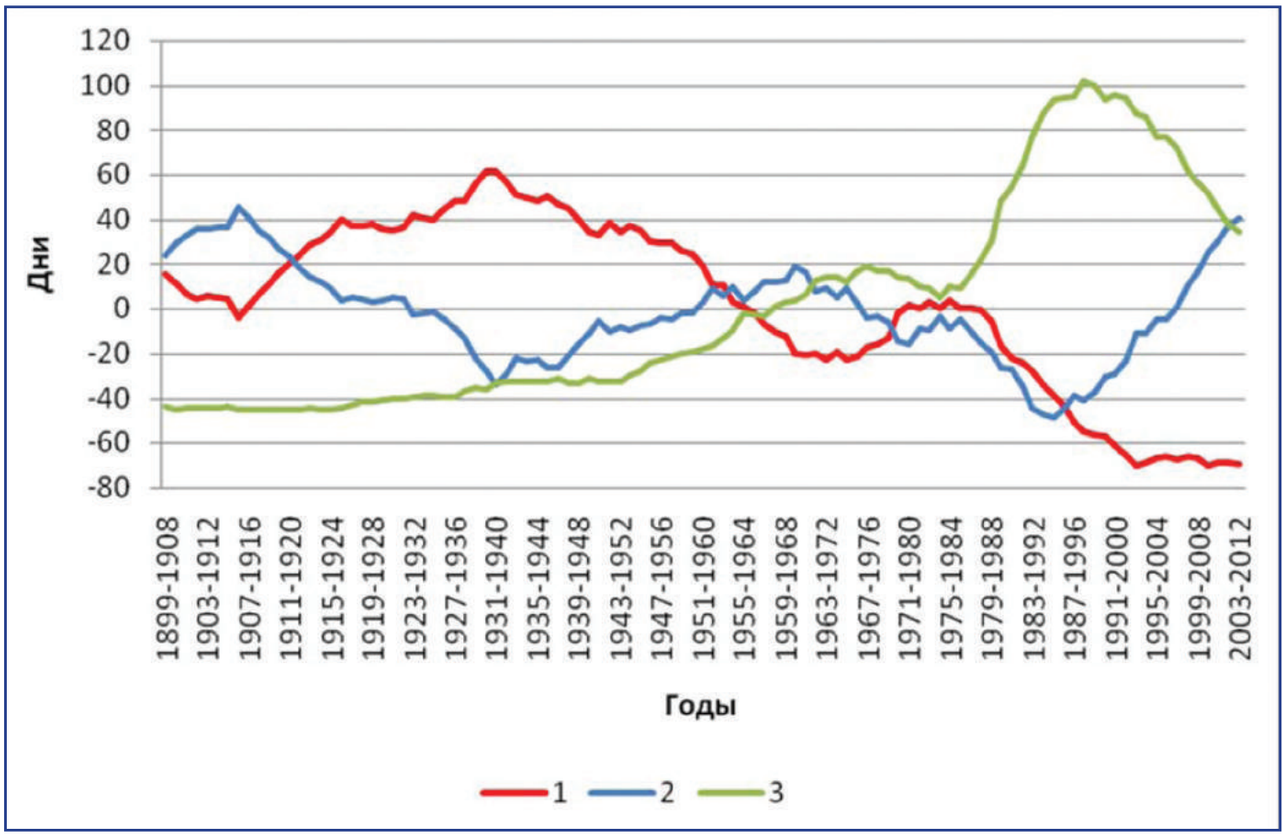


Рис. 1.6.30. Отклонения продолжительности групп циркуляции северного полушария (10-летние скользящие средние) за 1899–2012 гг. от средней за тот же период: 1– зональная м или нарушение зональности; 2 – меридиональная северная (блокирующие процессы); 3 – меридиональная южная.

формы С за летний и зимний сезоны приведены на рис. 1.6.28. Визуально выделяются два периода: с 1891 до середины 70-х годов, когда повторяемость формы W уменьшалась, а формы Е росла, и короткий период с середины 70-х годов, когда тенденции изменения числа дней с формами W и Е сменили знак на противоположный. Короткий период практически совпадает с периодом интенсивного глобального потепления. Для двух выделенных периодов линейные тренды повторяемости форм циркуляции Вангенгейма и по сезонам, и за год статистически значимы (табл. 1.6.5).

Отметим некоторые существенные моменты. Во-первых, знаки линейных трендов по сезонам и за год совпадают. Во-вторых, с середины 70-х годов начавшийся рост повторяемости формы W совпал с началом интенсивного потепления климата и резкого повышения уровня Каспийского моря (Мещерская, Голод, 2003). В-третьих, зимой, с начала XXI века повторяемость западной формы циркуляции вновь начала уменьшаться, что с некоторым сдвигом совпало с наметившейся с 2006 г. тенденцией очередного падения уровня Каспия. Однако летний рост повторяемости формы W пока продолжается (как и в переходные сезоны), но с большим замедлением в конце ряда.

Кратко о тенденциях изменения повторяемости меридиональной формы циркуляции С (рис. 1.6.28, табл. 1.6.5). Летом тренды отрицательны за весь период, но уменьшение повторяемости этой формы циркуляции в конце ряда замедляется. Зимой тренды повторяемости формы С положительны за оба периода, но неустойчивы по величине.

В (Сидоренков, Сумерова, 2012) обнаружено соответствие в накопленных суммах аномалий повторяемости формы С и скорости вращения Земли (коэффициент корреляции $r = –0.7$), а также между скоростью вращения Земли и скользящими пятилетними средними аномалиями гло-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:14 PM Page 160

Таблица 1.6.5. Суммарное изменение повторяемости форм циркуляции Г. Я. Вангенгейма по сезонам и за год за два периода 1891–1975 и 1976–2012 гг.: в днях (а) и в процентах от нормы (б)

Период		Форма W					Форма E					Форма C				
		весна	лето	осень	зима	год	весна	лето	осень	зима	год	весна	лето	осень	зима	год
1891–1975	а	–16	–33	–27	–20	–96	19	45	19	18	101	–3	–12	8	3	–4
	б	–63	–103	–74	–65	–77	50	142	57	43	70	–9	–44*	38	14	–5
1976–2012	а	22	20	16	18	76	–85	–18	–13	–23	–88	13	–3	–4	6	–10
	б	92	87	47	52	66	–74	–38	–35	–68	–53	57*	–14	–22	26	12

Примечания: 1. Суммарное изменение за период получено умножением коэффициента линейного тренда на число лет в рассматриваемом периоде.

2. Все оценки для форм циркуляции W и E статистически значимые. Из оценок для формы C статистически значимы только отмеченные звездочкой (*).

Таблица 1.6.6. Характеристика групп циркуляции атмосферы Северного полушария в типизации Б. Л. Дзердзеевского

Группа циркуляции	Типы ЭЦМ, входящие в группу	Атмосферное давление в Арктике	Количество одновременных событий в разных секторах полушария	
			блокирующие процессы	выходы южных циклонов
Зональная	1 и 2	Высокое	0	2–3
Нарушения зональности	3–7	Высокое	1	1–3
Меридиональная северная	8–12	Высокое	2–4	2–4
Меридиональная южная	13	Низкое	0	3–4

бальной температуры воздуха (r = 0.67). По утверждению авторов, в 2004 г. наступила новая 35-летняя эпоха атмосферной циркуляции, которая продолжится примерно до 2039 г.

Типизация Б. Л. Дзердзеевского разработана специально для анализа многолетних колебаний циркуляции атмосферы Северного полушария и связанных с нею колебаний температуры воздуха и атмосферных осадков (Дзердзеевский и др., 1946). В основу типизации положено число вторжений воздушных масс и их направление. На основе анализа ежедневных синоптических карт Северного полушария выделено 4 группы циркуляции, 13 типов, 41 подтип (элементарный циркуляционный механизм, ЭЦМ), который и является основной единицей типизации (табл. 1.6.6). Для каждого ЭЦМ составлена динамическая схема географического положения и путей перемещения циклонов и антициклонов (Дзердзеевский, 1968; Кононова, 2009). Примеры динамических схем ЭЦМ, относящихся к разным группам циркуляции, приведены на рис. 1.6.29 и на сайте (www.atmospheric-circulation.ru).

Анализ суммарной продолжительности групп циркуляции позволил выявить длительные (в несколько десятилетий) периоды положительных аномалий продолжительности какой-либо группы циркуляции. Эти периоды получили название циркуляционных эпох (Дзердзеевский, 1956; Кононова, 1974; Латышева и др., 2010б). С 1899 г. в северном полушарии сменились три циркуляционные эпохи (рис. 1.6.30): две меридиональные (1899–1915 гг. и с 1957 г. по н/вр.) и одна зональная (1916–1956 гг.). В зональную эпоху преобладали ЭЦМ без арктических вторжений или с одним арктическим вторжением, атлантические циклоны проходили вдоль всего побережья Евразии. Этот период вошел в историю как период потепления Арктики. Меридиональные эпохи различаются между собой преобладанием различных групп циркуляции. В начале XX века отмечалась меридиональная северная эпоха, которая характе-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 161

ризуется антициклоническими вторжениями с севера и блокирующими процессами. С 1957 г. началась меридиональная южная эпоха. В ней в 2.5 раза продолжительнее средней оказались выходы южных циклонов, которые несли из низких широт в высокие теплый и влажный воздух. В 1981–1998 гг. в России, на фоне глобального потепления, резко уменьшилось число суровых зим. С 1998 г. уменьшается годовая продолжительность меридиональной южной циркуляции, хотя по данным 2011 г. она все еще на 21 день превышает среднюю. После минимума в 1992 г. (91 день за год) начинается новый рост годовой продолжительности меридиональной северной циркуляции, в 2012 г. она превышает среднюю на 60 дней.

Рассматривая не отклонения, а фактическую суммарную годовую продолжительность различных групп циркуляции (рис. 1.6.31), видим, что в течение почти всего периода наиболее продолжительной оказывается меридиональная северная группа циркуляции. Блокирующие процессы в нижней тропосфере господствовали на полушарии все время, исключая 1930-е годы, когда они перемежались с нарушением зональности, и 1980–1990-е, когда они перемежались с меридиональной южной. Отмечаются три всплеска продолжительности блокирующих процессов: в начале XX века (в 1915 г. – 278 дней), в 1960-е годы (в 1969 г. – 268 дней) и в последние годы (в 2009 г. – 265 дней), в основном зимой и летом.

Колебания циркуляции атмосферы в российских секторах. Территория России расположена в европейском (0–60° в.д.), сибирском (60–120° в.д.), дальневосточном (120–170° в.д.) и тихоокеанском (170° в.д.–120° з.д.) секторах Северного полушария. Время наступления циркуляционных эпох на территории России несколько отличается от времени их наступления в Северном полушарии в целом, но их характер сохраняется. В последние 14 лет на всей территории России происходит рост продол-

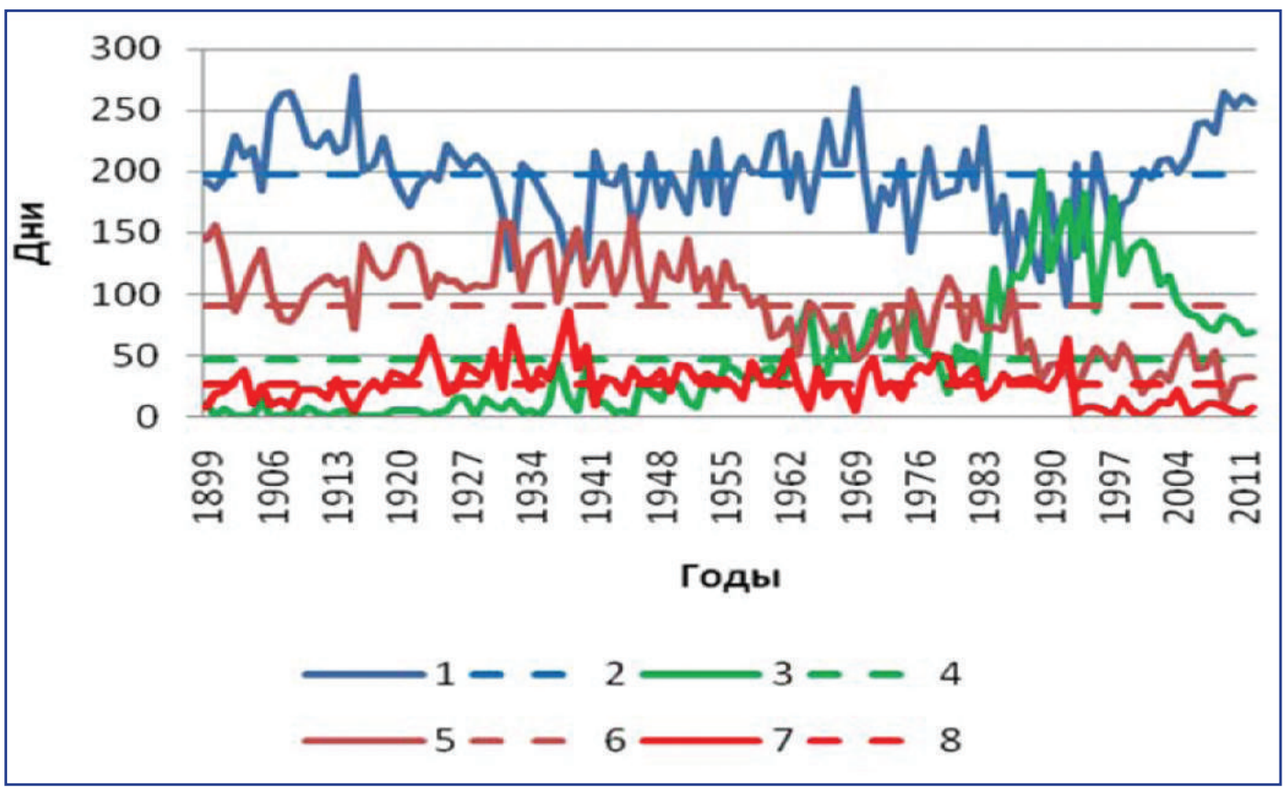


Рис. 1.6.31. Суммарная за год продолжительность групп типов циркуляции северного полушария в типизации Б. Л. Дзердзеевского в 1899-2012 гг.: 1 – меридиональная северная, 2 – меридиональная северная средняя, 3 – меридиональная южная, 4 – меридиональная южная средняя, 5 – нарушение зональности, 6 – нарушение зональности средняя, 7 – зональная, 8 – зональная средняя.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 162

жительности блокирующих процессов и антициклонической циркуляции, в особенности зимой и летом. Расчет среднего атмосферного давления при разных типах ЭЦМ в разные периоды (Латышева и др., 2010а); Мацковский, Кононова, 2011) показал, что давление в центре сибирского антициклона при всех зимних ЭЦМ в 1998–2008 гг. выше, чем в 1981–1997 гг.

Количественные оценки тенденций изменения продолжительности типов циркуляции Дзердзеевского приведены в табл. 1.6.7 по сезонам года. Для европейского сектора оценки приведены за периоды 1899–1975 и 1976–2012 гг., а для сибирского за 1899–1979 и 1980–2012 гг.

Выделяется уменьшение продолжительности (отрицательные тренды) зональной группы циркуляции в европейском секторе (в оба периода) и меридиональной северной группы циркуляции (все сезоны, но только длинные периоды), а также меридиональной южной группы циркуляции весной, летом и осенью в Сибирском секторе (оба периода). Следует заметить, что в некоторые сезоны выходы южных циклонов редки, а их суммарная продолжительность мала (например, зимой в Сибирском секторе они почти не наблюдаются). Поэтому даже небольшие по абсолютной величине продолжительности меридиональной южной циркуляции в процентах могут быть очень большими (182–196%).

Особый интерес представляет короткий период (период интенсивного глобального потепления). Здесь прослеживается увеличение продолжительности меридиональной северной группы циркуляции в обоих секторах, особенно в Сибирском, а также меридиональной южной группы циркуляции в Европейском секторе (весна, лето).

В современный период ведущую роль в формировании погоды во всех секторах России зимой и летом играют блокирующие процессы, при которых арктический антициклон соединяется полосами повышенного давления с устойчивым антициклоном на юге территории. Сухой арктический воздух быстро прогревается над континентом летом и выхолаживается зимой, способствуя поддержанию обширного стационарного антициклона на большой территории. Такая синоптическая ситуация чревата увеличением повторяемости зимних морозов и катастрофических летних засух, а также их распространением на территорию основных зернопроизводящих областей России (Черенкова, Кононова, 2012). Другим следствием такого характера циркуляции атмосферы оказывается рост годовой амплитуды температуры в разных регионах России (Кононова, 2012а; 2012б), что отрицательно сказывается на всех отраслях хозяйства.

Представленные здесь типизации атмосферных процессов нашли широкое применение. В ра-

Таблица 1.6.7. Суммарное изменение продолжительности групп циркуляции Б. Л. Дзердзеевского по сезонам за два периода 1899–1975 и 1976–2012 гг.: в днях (а) и в процентах от нормы (б)

Период		Зональная группа				Меридиональная северная				Меридиональная южная			
		Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима
Европейский сектор													
1899–1975	а	–4	1	–8	**–11***	**–11***	**–17***	–6	–1	**17***	**18***	**13***	**11***
	б	–18	8	–33	–28	–30	–48	–19	–3	55	44	37	40
1976–2012	а	**–16***	–10	–8	–2	9	–2	**15***	6	11	10	–3	–2
	б	–117	–102	–57	–8	29	–12	6	26	22	17	–1	–1
Сибирский сектор													
1899–1979	а	**13***	**19***	**16***	**20***	–10	–8	–10	**–16***	–2	–9	**–5***	0.3
	б	38	43	45	**85***	–20	–30	–22	**–25***	–31	48	–81	182
1980–2012	а	–12	–5	–16	–18	**20***	15	**23***	**16***	**–6***	**–10***	**–7***	–1
	б	–26	–8	–32	–47	46	60	60	31	–152	–121	–196	–179

Примечания: 1. Суммарное изменение за период получено умножением коэффициента линейного тренда на число лет в рассматриваемом периоде.

2. Статистически значимые значения выделены звездочкой (*) и жирным шрифтом.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 163

Таблица 1.6.8. Коэффициенты корреляции между индексами засушливости (переувлажнения) в основных зернопроизводящих районах Европейской территории б. СССР, повторяемостью форм циркуляции Вангенгейма (W, E, C) и продолжительностью групп циркуляции по Дзердзеевскому (З, $М_с$, $М_ю$), 1950–2012 гг.

Форма циркуляции	*D*	*M*	*DM*	Форма циркуляции	*D*	*M*	*DM*
W	0.06	–0.04	0.05	З	–0.14	0.10	–0.14
E	0.28	–0.22	0.28	$М_с$	0.02	0.09	–0.04
C	–0.47	0.37	–0.48	$М_ю$	0.05	–0.14	0.10

Примечание: D – индекс засушливости, *M* – индекс переувлажнения, *DM* – их разность.

ботах (Мещерская и др., 2000; 2001; 2011) для обеих типизаций выполнен анализ корреляционных связей между повторяемостью форм циркуляции в атлантико-европейском секторе и индексами засушливости (увлажнения). Статистически значимые результаты получились только для типов циркуляции Вангенгейма (табл. 1.6.8). Весьма высокие коэффициенты корреляции (до 0.67) получены также между температурой воздуха умеренных широт и повторяемостью всех трех форм циркуляции Вангенгейма.

1.6.9. Заключение

Индексы атмосферной циркуляции. Для территории России наибольший интерес представляют циркуляционные индексы, описывающие колебательные системы в атмосфере северного и южного полушарий: Северо-Атлантическое колебание (САК или NAO); Восточно-Атлантическое колебание (ВАК или EA); Арктическое колебание (АК или AO); Южное колебание (ЮК или SOI); Тихоокеанское колебание (ТДО или NPI).

При положительной фазе САК происходит усиление зонального переноса, смещение в северо-восточном направлении траекторий циклонов и ослабление их активности над Европой. Восточно-атлантическое колебание (ВАК) отличается от североатлантического большим числом циклонов и их большей интенсивностью как в полярных широтах при положительной фазе, так и в умеренных широтах при отрицательной фазе развития. При одновременно положительных фазах САК и ВАК зимой характерна положительная аномалия температуры в Европе с наибольшими значениями на Европейской части России (более 3°С). Арктическое колебание характеризует градиент давления между средними широтами и полярной областью. Коэффициент корреляции между арктическим индексом циркуляции и индексом САК превышает 0.9.

Из трех циркуляционных индексов (САК, ВАК, АК) с аномалиями температуры воздуха зимой на территории России теснее других связан индекс Арктического колебания. Практический интерес представляют асинхронные зависимости между зимними индексами АК и последующими полями температуры воздуха, которые могут использоваться для долгосрочного прогноза температуры воздуха. Сделан вывод о возможности использования гидродинамических прогнозов САК для улучшения месячных прогнозов температуры воздуха.

Явление Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК) тесно связано с метеорологическими условиями в тропиках, где эти зависимости не только четко выражены, но и имеют практическое значение, особенно для западных побережий Южной Америки (сельское хозяйство, рыболовство). Зависимости между явлением Эль-Ниньо и метеорологическим режимом на территории России и сопредельных стран довольно слабые. Обнаружены региональные отклики на сигнал ЭНЮК в системах циркуляции атмосферы во внетропических широтах. В частности, воздействие ЭНЮК на САК характеризуется эффектом запаздывания примерно в два года.

В качестве индекса тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО) используется средняя температура поверхности воды между 20° и 60° с.ш. в Тихом океане. При положительной фазе ТДО происходит интенсификация циклогенеза и смещение траектории циклонов к северу, что сопровождается усилением САК и зональной циркуляции в высоких широтах.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 164

Циклоны и антициклоны. Сравнение характеристик внетропических циклонов с использованием разных методов их идентификации и разных реанализов (NCEP/NCAR, ERA-40, ERA-INTERIM) выявило значительные количественные различия в оценках характеристик циклонов (число циклонов, размеров, интенсивности и времени жизни). Общим для всех методов является превышение числа летних внетропических циклонов над зимними. Время жизни циклонов обычно не более трех дней. Средний радиус циклонов составляет 200–300 км над континентами и более 900 км над океанами. Чем больше размер циклона, тем больше его интенсивность и время жизни.

Циклоны северного полушария формируются вблизи восточных побережий Азии и Северной Америки, в течение жизни перемещаются к северо-востоку и заполняются вблизи Аляскинского залива и Исландии. Повторяемость атлантических циклонов демонстрирует высокую корреляцию с САК. Отмечена пониженная (в сравнении с экспонентой) повторяемость интенсивных циклонов и, напротив, повышенная вероятность интенсивных антициклонов.

Для зимних сезонов в течение XX в. в Северной Америке, Северной Атлантике и в Западной Европе выявлено ослабление циклонической активности и, напротив, усиление антициклоничности. Обнаружено также уменьшение повторяемости циклонов над Баренцевым и Гренландским морями, над акваторией Тихого океана (в умеренных широтах) и над Черным и Средиземным морями. Увеличение повторяемости циклонов отмечено лишь в Арктике.

На основе ежедневных синоптических карт для восьми районов Атлантико-Европейского сектора за период 1891–2012 гг. (ряды индексов Вительса) выявлено характерное для всех районов увеличение числа глубоких циклонов до 1975 г. и последующее уменьшение их в период интенсивного глобального потепления (некоторые авторы связывают его с увеличением парникового эффекта после 1975 г.). В районе Азорского максимума увеличение годового числа циклонов составило 26.6% от нормы за 1961–1990 гг.

Приземное давление воздуха. Тенденция к уменьшению приземного давления в зимний и весенний сезоны, выявленная ранее по данным за 1948–2005 гг., сохранилась, но значительно ослабла. К 2012 г. поле атмосферного давления на территории России приблизилось к средним многолетним значениям.

Скорость ветра. Основной тенденцией в изменении скорости ветра в течение 1936–2006 гг. было ее уменьшение почти на всей территории России (особенно на ЕЧР, где тренд достигал 0.3–0.6 м/с/10 лет) при увеличении повторяемости слабых ветров (до 3 м/с) и уменьшении повторяемости более сильных (6–7 м/с и более).

Анализ рядов скорости ветра по данным 1457 метеорологических станций России за 1977–2011 гг. показал, что на большей части территории скорость ветра продолжает уменьшаться, особенно зимой и весной. Наибольшее уменьшение скорости ветра отмечается в северо-западных и центральных районах ЕЧР (на 11.8–16.5 %/10 лет или на 39–54% за весь 35-летний период). Число дней с максимальной скоростью ветра уменьшилось во всех регионах России незначительно (на 2–3%/10 лет), притом, что число дней со скоростью ветра более 15 м/с уменьшилось весьма существенно (на 10–22%/10 лет). Отметим, что скорость ветра более 15 м/с регулярно наблюдается лишь в некоторых регионах РФ: прибрежные районы Северного Ледовитого океана, Чукотка, Дальний Восток.

Описанные тенденции согласуются с уменьшением скорости приземного ветра на всех континентах Земного шара. Исключением из этой общей тенденции являются высокие широты обоих полушарий (более 75°), где, напротив, скорость приземного ветра увеличивается. Растет скорость ветра и над океанами, в среднем на 0.25–0.5% в год (этот результат получен по альтиметрическим наблюдениям со спутников за 1991–2008 гг.). По данным реанализа за 1871–2008 гг. обнаружено увеличение числа штормовых ветров в Центральной, Северной и Западной Европе, а также над акваториями Северного и Балтийского морей.

Приведенные выше отрицательные линейные тренды скорости ветра на континентах касаются приземного ветра. К скорости ветра на высотах по аэрологическим наблюдениям этот вывод не относится. По некоторым оценкам, не территории РФ севернее 60° с.ш. скорость ветра на уровнях 850–500 гПа за 20-летний период либо не изменилась, либо слабо

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 165

увеличилась, а на высоте 300 гПа – на подавляющем большинстве станций возросла, причем коэффициенты линейных трендов статистически значимы.

Одной из причин уменьшения скорости приземного ветра на континентах определенно является увеличение защищенности метеорологических площадок, по крайней мере, в крупных городах. Среди возможных других причин называются: увеличение шероховатости поверхности Земли (в связи с увеличением растительности и лесонасаждений), изменение мезомасштабной циркуляции (Эль-Ниньо, тропическая муссонная циркуляция); более активное потепление полярных широт и др.

Блокирующие антициклоны. С блокирующими атмосферными антициклонами (блокингами) связаны значительные климатические аномалии – экстремальные морозы зимой и засухи летом. Формирование блокирующих ситуаций происходит, в основном, в Атлантическом океане и на Евразийском континенте, где наблюдается 73% от общего числа блоков.

Определяющую роль в годовом ходе числа блоков в Атлантико-Европейском секторе играют зимние блокинги (42%). В Европейско-Азиатском секторе (Россия) максимум повторяемости числа блоков приходится на летние месяцы. В периоды Ла-Нинья повторяемость случаев блокирования больше, и они сильнее.

Время жизни блокинга – до 50–60 суток. В Европейском секторе продолжительность эпизодов блокирования максимальна зимой (в среднем 45 дней) и сильно колеблется от года к году. Летом средняя продолжительность эпизодов блокирования меньше (около 25 дней). Время жизни блокирующих антициклонов увеличивается при потеплении.

Оценки трендов в изменении повторяемости блокирующих ситуаций неоднозначны. С одной стороны, эпизоды блокирования связаны с меридиональными формами циркуляции, повторяемость которых в последние годы увеличивается, как и повторяемость блокирующих процессов. С другой стороны, есть оценки, указывающие на нисходящий тренд повторяемости блоков (во всех секторах Северного полушария – для годового числа блоков, и в Атлантико-Европейском и Европейско-Азиатском секторах – для летних блоков). Таким образом, этот вопрос требует дальнейшего исследования.

Что касается изменения числа блокирующих ситуаций в XXI веке, то, судя по модельным оценкам, следует ожидать усиления интегрального эффекта зимних блокингов и увеличения до 60 дней продолжительности летних блокингов. В России с первыми связаны экстремальные морозы, а вторые приводят к формированию засух.

Типизации атмосферных процессов. В середине XX века отечественными синоптиками разработаны две типизации циркуляционных процессов в Северном полушарии: типизация Г. Я. Вангенгейма, развитая впоследствии А. А. Гирсом, и типизация Б. Л. Дзердзеевского.

В типизации Вангенгейма–Гирса выделены три основные формы циркуляции: западная (W), восточная (E) и меридиональная (C). Западная форма тесно связана с увлажнением ЕЧР и уровнем Каспийского моря. Ход повторяемости западной и восточной форм циркуляции (в целом за год и в отдельные сезоны) четко демонстрирует их противофазность. С конца XIX в. до середины 1970-х годов, повторяемость формы W уменьшалась, а формы E росла. С середины 1970-х гг., напротив, повторяемость формы W увеличивается (а формы E – падает), что совпадает с периодом интенсивного глобального потепления и с наметившейся тенденцией (с 2006 г.) очередного снижения уровня Каспийского моря.

В основу типизации Дзердзеевского положено число вторжений воздушных масс и их направление. Согласно этой типизации, выделены три циркуляционные эпохи: меридиональная северная (антициклоны с севера и блокирующие процессы), зональная (не более одного арктического вторжения на полушарии) и меридиональная южная (с характерными выходами южных циклонов). В период интенсивного глобального потепления (с конца 1970-х) прослеживается увеличение продолжительности меридиональной северной группы циркуляции на всей территории России, особенно в Сибирском секторе, а также меридиональной южной группы циркуляции в Европейском секторе (весна, лето). С конца 1990-х ведущую роль в формировании погоды на всей территории России зимой и летом играют блокирующие процессы. Такая синоптическая ситуация чревата увеличением повторяемости зимних морозов и летних засух в ближайшие 15–20 лет.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 166

1.6.10. Литература

Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., Голицын Г. С., Мохов И. И., 2007. Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа NCEP/NCAR и модели климата ИВМ РАН, Изв. РАН, ФАО, т. 43, № 6, с. 1–9.

Акперов М. Г., Мохов И. И., 2010. Сравнительный анализ методов идентификации внетропических циклонов, Изв. РАН, ФАО, т. 46, № 5, с. 1–17.

Аристова Л. Н., Клещенко Л. К., 2007. Зональная циркуляция в средней тропосфере и ее климатические характеристики по данным модели ИВМ РАН, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 173, с. 96–112.

Астафьева Н. М., 2011. Возможные причины горячего российского лета, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 8, № 3, с. 223–243.

Бабкин В. И., Воробьев В. Н., Смирнов Н. П., 2004. Колебания стока Оби, Енисея и Лены и динамика циркуляции атмосферы в северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 1, с. 74–80.

Баранов Г. И., Вангенгейм Т. Г., 1988. Естественные ортогональные функции зимних полей комплекса характеристик северного полушария, Труды ААНИИ, т. 404, с. 36-46.

Баранова А. А., Голод М. П., Мещерская А. В., 2007. Изменение градуированных скоростей ветра на территории России во второй половине XX века, Труды ГГО, вып. 556, с. 116–139.

Бардин М. Ю., 1995. Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт северного полушария, Метеорология и гидрология, № 11, с. 24–37.

Бардин М. Ю., 2000. Основные моды изменчивости повторяемости циклонов зимой в Атлантическом секторе, Метеорология и гидрология, № 1, с. 42–52.

Бардин М. Ю., 2007. Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–18.

Бардин М. Ю., Воскресенская Е. Н., 2007. Тихоокеанская декадная осцилляция и европейские климатические аномалии, Мор. гидрофиз. журн., № 4, с. 13–23.

Бардин М. Ю., Полонский А. Б., 2005. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период, Изв. РАН, ФАО, т. 41, № 2, с. 147–157.

Брязгин Н. Н., Дементьев А. А., 1996. Опасные метеорологические явления в Российской Арктике, 150 с.

Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н., Разуваев В. Н., 2013. Изменение скорости ветра на территории северной Евразии, Труды ГГО, вып. 568, с. 156–172.

Вазилова Н. А., 2012. Циклоническая активность и циркуляция в Северной Атлантике, 2012 Метеорология и гидрология, № 7, с. 5–14.

Вангенгейм Г. Я., 1952. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики, Труды ААНИИ, т. 23, 314 с.

Вительс Л. А., 1965. Характеристики барико-циркуляционного режима, Л., Гидрометеоиздат, 127 с.

Гирс А. А., 1974. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л., Гидрометеоиздат, 485 с.

Голицын Г. С., Мохов И. И., Акперов М. Г., Бардин М. Ю., 2006. Функции распределения вероятности циклонов и антициклонов в период 1952–2000 гг.: инструмент для определения изменений глобального климата, Доклады Академии наук, т. 413, № 2, с. 1–3.

Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991а. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 3, с. 108–110.

Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991б. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 8, с. 11–17.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 1996. Климатическая изменчивость повторяемости продолжительности основных форм циркуляции в умеренных широтах северного полушария, Метеорология и гидрология, № 1, с. 12–22.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 167

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 1999. О связи климатических аномалий на территории России и явления Эль-Ниньо – Южное колебание, Метеорология и гидрология, № 5, с. 32–51.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 2003. Статистический анализ сезонных индексов блокирования в северном полушарии, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 171, с. 127–150.

Дзердзеевский Б. Л., 1956. Проблема колебаний общей циркуляции атмосферы и климата. В кн.: А. И. Воейков и современные проблемы климатологии, Л.: Гидрометеоиздат, с. 109–122.

Дзердзеевский Б. Л., 1968. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии, Материалы метеорологических исследований. Циркуляция атмосферы, ИГ АН СССР и Междувед. Геофиз. Комитет при Президиуме АН СССР. М., 240 с.

Дзердзеевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М., 1946. Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов, Тр. н.-и. учреждений Гл. упр. гидрометеорол. службы при Совете Министров СССР. Сер. 2., Синоптическая метеорология, Вып. 21, Центральный институт прогнозов. М., Л., Гидрометеоиздат, 80 с.

Иванов В. В., Виноградов Н. Д., 1995. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов для полярных областей, Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 70, с. 246–254.

Казначеева В. Д., Тросников И. В., 2008. Оценка зависимости сезонной предсказуемости метеорологических величин в разных регионах Северного полушария от явления Эль-Ниньо – Южное колебание, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–19.

Каталог параметров атмосферной циркуляции. Северное полушарие, 1988. М. Х. Байдал, А. И. Неушкин (ред.). Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 452 с.

Клещенко Л. К., Ранькова Э. Я., 2007. Оценки воспроизведения моделью ИВМ РАН характеристик циркуляции в средней тропосфере, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 173, с. 113–127.

Кононова Н. К., 1974. Циркуляционные эпохи в различных секторах северного полушария, Исследование генезиса климата, АН СССР, институт географии, М., с. 68–83.

Кононова Н. К., 2009. Классификация циркуляционных механизмов северного полушария по Б. Л. Дзерзеевскому. А. Б Шмакин (ред.). М., Воентехиздат, 372 с.

Кононова Н. К., 2012а. Сезонные особенности колебаний циркуляции атмосферы и температуры воздуха на Европейской территории России в XXI веке. Материалы Международной научной конференции “Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)”. 26–27 июня 2012 г., Воронеж, “Научная книга”, с. 58–62.

Кононова Н. К., 2012б. Колебания циркуляции атмосферы в Сибири в XX – начале XXI века, Труды Международной научно-практической конференции “Климатология и гляциология Сибири”, Томск, Томский государственный университет, 16–20 октября 2012 г., с. 138–139.

Крыжов В. Н., 2003. Связь средней месячной, сезонной и годовой температуры воздуха на севере России с индексами зональной циркуляции зимой, Метеорология и гидрология, № 2, с. 15–28.

Крыжов В. Н., 2004. Связь средней годовой температуры воздуха в Северо-Западной Евразии с арктическим колебанием, Метеорология и гидрология, № 1, с. 5–14.

Крыжов В. Н., 2012. Вероятностный сезонный прогноз температуры воздуха на основе статистических связей метеорологических величин. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук, М., 45 с.

Куражов В. К., Иванов В. В., Коржиков А. Я., 2007. Роль атмосферной циркуляции в формировании долгопериодных колебаний климата Арктики, Труды ААНИИ, т. 447, с. 33–43.

Латышева И. В., Белоусова Е. П., Иванова А. С., Потемкин В. Л., 2007. Циркуляционные условия аномально холодной зимы 2005/2006 г. над Сибирью, Метеорология и гидрология, № 9, с. 36–40.

Латышева И. В., Белоусова Е. П., Олемской С. В., Латышев С. В., Лощенко К. А., 2010а. Совре-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 168

менные изменения климата на территории Иркутской области, Известия Иркутского государственного университета, серия науки о Земле, т. 3, № 2, с. 110–126.

Латышева И. В., Латышев С. В., Лощенко К. А., Белоусова Е. П., Олемской С. В., 2010б. Исследование динамики струйных течений в различные периоды последней циркуляционной эпохи, Метеоспектр, с. 103–113.

Мартынова Т. В., 1990. О колебаниях положения и интенсивности центров действия атмосферы, Метеорология и гидрология, № 4, с. 50–56.

Мацковский В. В., Кононова Н. К., 2011. Исследование флуктуаций циркуляции атмосферы Северного полушария методом цифрового картирования, Изве. РАН, сер. геогр., № 6, с. 100–114.

Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Голод М. П., Белянкина И. Г., 2000. Мониторинг засушливости на территории основных зернопроизводящих районов СНГ за последнее столетие, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 41–63.

Мещерская А. В., Гетман И. Ф., Баранова А. А., Майстрова В. В., 2006. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным, Метеорология и гидрология, № 9, с. 46–58.

Мещерская А. В., Голод М. П., 2003. О статистических сверхдолгосрочных прогнозах уровня Каспийского моря с использованием крупномасштабных климатических параметров. В сб.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, Санкт-Петербург, Гидрометеоиздат, с. 278–294.

Мещерская А. В., Маргасова В. Г., Образцова М. З., Григор О. Ю., 2001. Снижение антициклоничности (рост циклоничности) на севере Евразии в связи с глобальным потеплением климата, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 15–24.

Мещерская А. В., Мирвис В. М., Голод М. П., 2011. Засуха 2010 г. на фоне многолетнего изменения засушливости в основных зерносеющих района Европейской части России, Труды ГГО, вып. 563, с. 94–121.

Мещерская А. В., Кононова Н. К., Иванов В. В., Голод М.П., 2013. Сравнение двух типизаций атмосферных процессов, Труды ГГО, вып. 568, с. 137–155.

Мирвис В. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Матюгин В. А., Львова Т. Ю., 2009. Воспроизводимость Северо-атлантического колебания по результатам гидродинамических прогнозов на месяц и сезон, его предсказуемость и связь с качеством прогнозирования аномалий температуры воздуха на территории России, Труды ГГО, вып. 560, с. 7–32.

Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие, 2012. Р. М. Вильфанд, А. И. Неушкин (ред.). с. 272.

Мохов И. И., 2006. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов, ДАН, Геофизика, т. 409, № 3, с. 403–406.

Мохов И. И., Елисеев А. В., Хворостьянов Д. В., 2000. Эволюция характеристик климатической изменчивости, связанной с явлениями Эль-Ниньо/ Ла-Нинья, Изв. РАН, ФАО, т. 36, № 6, с. 741–751.

Мохов И. И., Петухов В. К., 1997. Блокинги и тенденции их изменения, Доклады Академии наук, т. 357, № 5, с. 687–689.

Мохов И. И., Смирнов Д. А., 2006. Исследование взаимного влияния процессов Эль-Ниньо – Южное колебание и Северо-атлантического и Арктического колебаний нелинейными методами, Изв. РАН, ФАО, т. 42, № 5, с. 650–667.

Мультановский Б. П., 1915. Влияние центров действия атмосферы на погоду Европейской России в теплое время года, Геофизический сборник Николаевской главной физической обсерватории, т. 2, вып. 3, с. 73–97.

Нестеров Е. С., 1998. Особенности состояния океана и атмосферы в разных фазах северо-атлантического колебания, Метеорология и гидрология, № 8, с. 74–82.

Нестеров Е. С., 2003. О фазах Североатлантического колебания, Метеорология и гидрология, № 1, с. 64–74.

Нестеров Е. С., 2009а. О влиянии температуры воды и потоков тепла на поверхности океана в Северной Атлантике на циркуляцию атмо-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 169

сферы, Метеорология и гидрология, № 1, с. 39–46.

Нестеров Е. С., 2009б. О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы, Метеорология и гидрология, № 12, с. 32–40.

ОД_РФ-1, 2008. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. I. Изменения климата, М., Росгидромет. 227 с.

Полонский А. Б., Бардин М. Ю., Воскресенская Е. Н., 2007. Статистические характеристики циклонов и антициклонов над Черным морем во второй половине XX века, Морской гидрофизический журнал, № 6, с. 47–58.

Полонский А. Б., Башарин Д. В., 2002. О влиянии Североатлантического и Южного колебаний на изменчивость температуры воздуха в европейско-средиземноморском регионе, Изв. АН, ФАО, т. 38, № 1, с. 135–145.

Рочева Э. В., 2012. Возможные предвестники засух в сельскохозяйственных районах России, Метеорология и гидрология, № 9, с. 5–18.

Сидоренков Н. С., Сумерова К. А., 2012. Геодинамические причины декадных изменений климата, Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, М. А. Толстых (ред.). вып. 348, с. 195–214.

Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., 2002. Северотихоокеанское колебание и динамика климата в северной части Тихого океана, СПб, РГГМУ, ЗАО "Лека", 121 с.

Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., Кочанов С. Ю., 1998. Североатлантическое колебание и климат, СПб, изд. РГГМУ, 121 с.

Стерин А. М., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 2000. Исследование статистических связей между аномалиями приземного климата в восточных районах России и явлением Эль-Ниньо/Южное колебание, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 167, с. 68–88.

Черенкова Е. А., Кононова Н. К., 2012. Анализ опасных атмосферных засух 1972 и 2010 гг. и макроциркуляционных условий их формирования на территории европейской части России, Труды ГГО, вып. 565, с. 165–187.

Шакина Н. П., Иванова А. Р., 2010. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования, Метеорология и гидрология, № 11, с. 5–18.

Юдин М. И., 1968. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. Л., Гидрометеоиздат, 28 с.

Akperov M. G., Bardin M. Yu., Volodin E. M., Golitsyn G. S., Mokhov I. I., 2007. Probability distributions for cyclones and anticyclones from the NCEP/NCAR reanalysis data and the INM RAS climate model, Izvestiya Atmos. Oceanic Phys., vol. 43, pp. 705–712.

Barnston A. G., Livezey R. E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, Mon. Wea. Rev., vol. 115, no. 6, pp. 1083–1126.

Bengtsson L., Hodges K. I., Roeckner E., 2006. Storm Tracks and Climate Change, Climate Dynamics, vol. 19, pp. 3518–3543.

Donat M. G., Renggeli D., Wild S., Alexander L. V., Leckebusch G. C., Ulbrich U., 2011. Reanalysis suggests long-term upward trends in European storminess since 1871, Geophysical research letters, vol. 38, L14703, doi:10.1029/2011GL047995.

Fraedrich K., 1994. An ENSO impact on Europe? (A review). Tellus, vol. 46A, pp. 541–552.

Franzke C., Feldstein S. B., 2005. The continuum and dynamics of Northern Hemisphere teleconnection patterns, J. Atmos. Sci., vol. 62, no. 9, pp. 3250–3267.

Gulev S. K., Jang T., Ruprecht E., 2002. Climatology and interannual variability in the intensity of synoptic-scale processes in the North Atlantic from the NCEP-NCAR reanalysis data, J. Climate, vol. 15, pp. 809–828.

Gulev S. K., Zolina O., Grigoriev S., 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern winter from the NCEP/NCAR reanalysis data, Climate Dynamics, vol. 17, pp. 795–809.

Hurrell J. W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic oscillation: regional temperatures and precipitation, Science, vol. 269, pp. 676–679.

Hurrell J. W., 2003. Climate variability: North Atlantic and Arctic Oscillation. In: Encyclopedia of Atmospheric Sciences, pp. 439–445.

Ivanov V. V., Vinogradov N. D., 1995. Meteorological forecasts INSROP WORKING PAPER. NO 10-1995, 1.61: Operational tools, Norway, pp. 7–23.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:15 PM Page 170

Kryjov V. N., 2002. The Influence of the Winter Arctic Oscillation on the Northern Russia Spring Temperature, International Journal of Climatology, vol. 22, no. 7, pp. 779–785.

Kryjov V. N., 2004. Searching for circulation patterns affecting North Europe annual temperature, Atmospheric Science Letter, vol. 5, pp. 23–34.

Lupo A. R., Oglesby R. J., Mokhov I. I., 1997. Climatological features of bloking anticyclones: a study of Northern Hemisphere CCM1 model bloking events in present-day and double CO_2 concentration atmospheres, Climate Dyn, vol. 13, pp. 181–195.

Mokhov I. I., Akperov M. G., Chernokulsky A. V., Dufresne J.-L., Le Treut H. D., 2007. Comparison of cloudiness and cyclonic activity changes over extratropical latitudes in Northern Hemisphere from model simulations and satellite and reanalysis data/ Ed. J. Cote, WMO/TD, no. 1397, pp. 07.15–07.16.

Mokhov I. I., Akperov M. G., Vetrova A. A., 2011. Russian Heat Wave and Blokings Activity Changes, WMO/TD N 1578, s. 7, pp. 13–14.

Mokhov I. I., Petukhov V. K., 1999. Atmospheric centers of action and tendencies of their change. Izv. Acad. sci. USSR, Atmos. Oceanic Phys., vol. 36, pp. 282–299.

Mokhov I. I., Smirnov D. A., 2006. El Nino – Southern Oscillation drives North Atlantic Oscillation as revealed with nonlinear techniques from climatic indices, Geoph. Res. Lett., vol. 1.

Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Hannachi A., Stephenson D. V., 2005. Observed trends and teleconnections of Siberian Hight: a recently declining Center of Action, Journal of Climate, vol. 18, pp. 1411–1421.

Rogers J. C., 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe, J. Clim., vol. 10, pp. 1635–1647.

Rudeva I., Gulev S. K., 2006. Climatology of Cyclone Size characteristics and their changes during the cyclone life cycle, Monthly weather review, vol. 135, pp. 2568–2588.

Sinclair M. R., 1997. Objective identification of Cyclones and their circulation intensity, and Climatology, Weather Forecast, vol. 12, no. 3, pp. 595–612.

Thompson D. W. J., Wallace J. M., 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month to month variability, J. Clim., vol. 13, pp. 1000–1016.

Trenberth K., Paolino D., 1980. Northern Hemisphere sea-level pressure data set: trends, errors and discontinuities, Mon. Weather Rev., vol. 108, pp. 855–872.

Trigo R. M., Trigo I. F., Da Camara C. C., Osborn T. J., 2004. Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses, Climate Dynamics, vol. 23, pp. 17–28.

Ulbrich U., Leckebuch C., Grieger J., Schuster M., Akperov M., Bardin M., Feng Y., Gulev S., Inatsu M., Keay K., Kew S. F., Liberato M. L. R., Lionello P., Mokhov I. I., New U., Pinto J. G., Raible C. C., Reale M., Rudeva I., Simmonds I., Tilinina N. D., Trigo I. F., Ulbrich S., Wang X. L., Wernly H., IMILAST team, 2013. Are Greenhouse Gas Signals of Northern Hemisphere winter extra-tropical cyclone activity dependent on the identification and tracking algorithm? Meteorologische Zeitschrift, vol. 22, no. 1, pp. 61-68.

McVicar T. R., Roderick M. L., Donohue R. J., Li L. T., Van Niel T. G., Thomas A., Grieser J., Jhajharia D., Himri Y., Mahowald N. M., Mescherskaya A. V., Kruger A. C., Rehman S., Dinpashoh Y., 2012. Global review and synthesis of trends in observed terristrial near-surface wind speeds: Implications for evaporation, Journal of Hydrology, vol. 417, pp. 182–205, doi:10.1016/j.hydrol.2011.10.024.

Walker G. T., 1915. Correlation in seasonal variation of weather, vol. 1. Sunspots and pressure, Met. Ind. Met Dept, vol. 21, part 12.

Wiedenmann J. M., Lupo A. R., Mokhov I. I., Tikhonova E. A., 2002. The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: block intencity as a diagnostic, Journal of Climate, vol. 15, no. 23, pp. 3459–3473.

Young J. R., Zieger S., Babanin A. V., 2011. Global Trends in Wind Speed and Wave height. Science, vol. 332, pp. 451–455.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 171

ГЛАВА 1.7. ЭКСТРЕМАЛЬНОСТЬ КЛИМАТА

М. Ю. Бардин

О. Н. Булыгина, Т. В. Платова

1.7.1. Введение

Как известно, изменения климата в целом могут оказывать как негативное, так и благоприятное влияние на различные аспекты существования человеческого общества и природных систем (IPCC, 2007). Однако наибольшее внимание привлекали и привлекают именно негативные воздействия, с которыми связана концепция “опасных изменений климата”. При этом, если границы опасных изменений климатических средних значений метеорологических величин достаточно велики, то изменения частоты, продолжительности и интенсивности особенно крупных (“экстремальных”) погодных и климатических аномалий, связанные даже с относительно “безопасными” изменениями “нормы” могут оказаться весьма и весьма опасными из-за сложности адаптации и даже своевременного реагирования на такие явления. Ярким примером этому является ряд разрушительных наводнений последнего времени, лесных и торфяных пожаров и т. п. Поэтому очень важно специальное изучение изменений статистики экстремальных явлений, как в связи с антропогенными изменениями климата, так и в качестве проявлений естественной климатической изменчивости на различных временных масштабах.

Предыдущий первый Оценочный доклад (ОД_РФ-1, 2008) не содержал специального раздела, посвященного климатическим экстремумам. Некоторые сведения об изменениях статистик некоторых индексов экстремальных температур и осадков содержались в разделах, посвященных общим изменениям этих переменных. В настоящем докладе обновленные и дополненные результаты об изменениях экстремумов температуры и осадков, а также данные о наблюдаемых изменениях повторяемости опасных гидрометеорологических явлений и об изменениях экстремумов крупномасштабной атмосферной циркуляции сведены в один раздел. Краткое резюме результатов предыдущего доклада приводится в соответствующих разделах главы.

Под экстремальностью климата обычно понимают статистику “экстремальных”, т. е. резко выделяющихся на фоне “нормы”, явлений в климатической системе. Как правило, такие явления оказывают особое (чаще – негативное) воздействие на природные и порожденные человеческим обществом системы, которые поэтому особенно чувствительны к изменениям их повторяемости и интенсивности (Школьник и др., 2012; IPCC, 2007). Можно выделить различные типы экстремальных явлений:

I. сильно отличающиеся от нормы значения метеорологических величин в точках регулярного наблюдения (метеорологических станциях): аномалии, превосходящие определенные пороговые значения (сильная жара/холод, ливень и т. д.); для этой группы может быть получена наиболее надежная статистика по данным наблюдений;

II. длительные эпизоды, в течение которых метеорологическая переменная или комплекс переменных выходит за заданный уровень: волны тепла и холода, засухи (следует иметь в виду, что в этом случае не обязательно уровни “экстремальны”: засуха может явиться результатом продолжительного совместного действия температуры выше нормы и осадков ниже нормы);

III. крупномасштабные явления, связанные с атмосферной циркуляцией: наиболее интенсивные циклоны/антициклоны, блокинги, тропические ураганы (тайфуны); для этих явлений (по крайней мере, для повторяемости) также может быть получена достаточно надежная статистика;

IV. опасные или неблагоприятные природные явления локального характера; сюда относятся такие феномены, как смерчи, наводнения, сильный гололед и т. п.: особенностью этой группы является то, что по данным наблюдательной сети для них трудно получить достаточно адекватную статистику; тем не менее, для них возможен качественный анализ региональных обобщений достаточно крупного масштаба.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 172

В данном разделе будут рассматриваться данные для перечисленных групп экстремальных явлений; основное внимание будет уделено первым двум. Определения экстремальных явлений этих групп зависят от выбора пороговых значений. Один подход к выбору пороговых значений связан непосредственно с пониманием экстремальных явлений как *редких*: иначе говоря, принадлежащих крайним областям распределения метеорологической величины, вероятности попадания в которые малы; обычно они выбираются, как процентили функции распределения, например 10%, 5%, или 1% для экстремальных отрицательных аномалий (соответственно, 90%, 95%, 99% – для положительных). Другой подход основан на критических значениях, определяемых, исходя из порогов определенного (чаще неблагоприятного) воздействия на природные или технические системы. Наиболее простой пример – заморозки в вегетационный период; более сложный пример – неблагоприятное воздействие на здоровье людей продолжительной жары (здесь должны быть одновременно назначены 2 порога, например, температуры выше 30°C в течение 5 дней и более).

Изменения статистики экстремальных величин неизбежно происходят при изменении климата, которое для заданной метеорологической величины описывается изменением функции распределения. В простейшем случае, когда распределение близко к Гауссову (например, для температуры), эти изменения полностью описываются изменением среднего и параметра масштаба (стандартного отклонения). Изменения экстремумов можно описать, как изменения вероятности (повторяемости) значений, превосходящих фиксированный порог, либо как изменения пороговых значений (в случае, если они назначаются как квантили распределения). Так, при возрастании среднего при постоянстве общей изменчивости растет повторяемость положительных экстремумов и уменьшается – отрицательных (рис. 1.7.1а); в терминах изменения квантилей распределения это означает рост порогового квантиля в обоих случаях (при убывании среднего изменения экстремумов обратны описанным). Рост изменчивости при постоянстве среднего приводит к возрастанию повторяемости как положительных, так и отрицательных экстремумов, или к росту “верхних” (правее медианы: P^+ на рис. 1.7.1б) квантилей и уменьшению “нижних” (P^-); при убывании изменчивости наблюдаются изменения квантилей противоположного направления. Одновременное изменение среднего и дисперсии может приводить к различным результатам в зависимости от соотношения величин этих изменений (пример: рис. 1.7.1в).

Однако изменения функции распределения температуры не обязательно представляют собой комбинацию сдвига и сжатия/растяжения. Распределения метеорологических величин в действительности являются смесью распределений, относящихся к различным климатическим режимам, например, режимам атмосферной циркуляции. Изменения климата могут выражаться в изменении относительных частот глобальных климатических мод (Corti et al., 1999). На региональном уровне выделяются региональные циркуляционные режимы, с которыми связаны различные погодные ансамбли (Vautard, 1990). В этом случае изменения функции распределения определяются изменением относительных частот режимов (рис. 1.7.1г). Такого рода ситуация наблюдается например для летних температур в восточной половине европейской России и в Западной Сибири, где имеется выделенный режим: блокирование в районе Уральских гор, с которым связана преобладающая часть положительных экстремумов температуры. В этом случае повторяемость экстремумов связана в основном не с изменением средних температур, а с изменением общей продолжительности блокирований (Бардин, 2007).

Анализ изменения распределения осадков априори связан со значительными трудностями. Функция распределения суточных осадков $F(r)$ представляет собой смесь дискретного распределения с вероятностью P_o, сосредоточенной в единственной точке $r = 0$ (“отсутствие осадков”), и непрерывного распределения $\Phi(r)$ на полупрямой $r > 0$:

$$F(r) = F_{P_o}(r) = P_o + (1 - P_o)\Phi(r).$$

Максимум плотности вероятности $\Phi'(r)$ (“мода”) расположен не вблизи центра распределения

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 173

(среднее, медиана), а всегда в 0. Изменение среднего не приводит к смещению всего распределения, но отражается в изменении его формы и/или масштаба.

Часто ф.п.р. осадков $\Phi'(r)$ аппроксимируют Г-распределением. Однако в этом случае не удается получить такой простой линейной модели, объясняющей изменения экстремальных процентилей через изменения среднего и средней квадратической изменчивости, как для температуры. Анализ в предположении постоянства вероятности осадков и параметра формы аппроксимирующего Г-распределения (Groisman et al., 1999) показывает, что сравнительно небольшие изменения средних могут быть связаны со значительными изменениями вероятности сильных осадков: например, изменения средних осадков на 5% для территории России соответствуют росту вероятности осадков > 25.4 мм на 20%.

Остаются вопросы к адекватности модели, использующей Г-распределение и предположения постоянства формы и вероятности осадков для описания изменения экстремальных осадков. Тем не менее, вероятностная модель указывает на то, что "хвосты" распределения суточных осадков зависят от вероятности отсутствия осадков и хвостов распределения ненулевых осадков $\Phi(r)$. Можно показать, что *рост* P_o влечет *уменьшение* процентилей "полной" функции распределения $F(r)$. Таким образом, для понимания изменений порогов положительных экстремумов осадков (распределения $F(r)$) следует рассматривать изменения P_o и соответствующего процентиля $\Phi(r)$. Что же касается левого хвоста, то по сути нулевые осадки и есть "отрицательные экстремумы"; на территории РФ $P_o \sim 0.5$ (Groisman et al., 1999), поэтому надо рассматривать не изменения фиксированного малого процентиля суточных осадков, а именно изменения P_o.

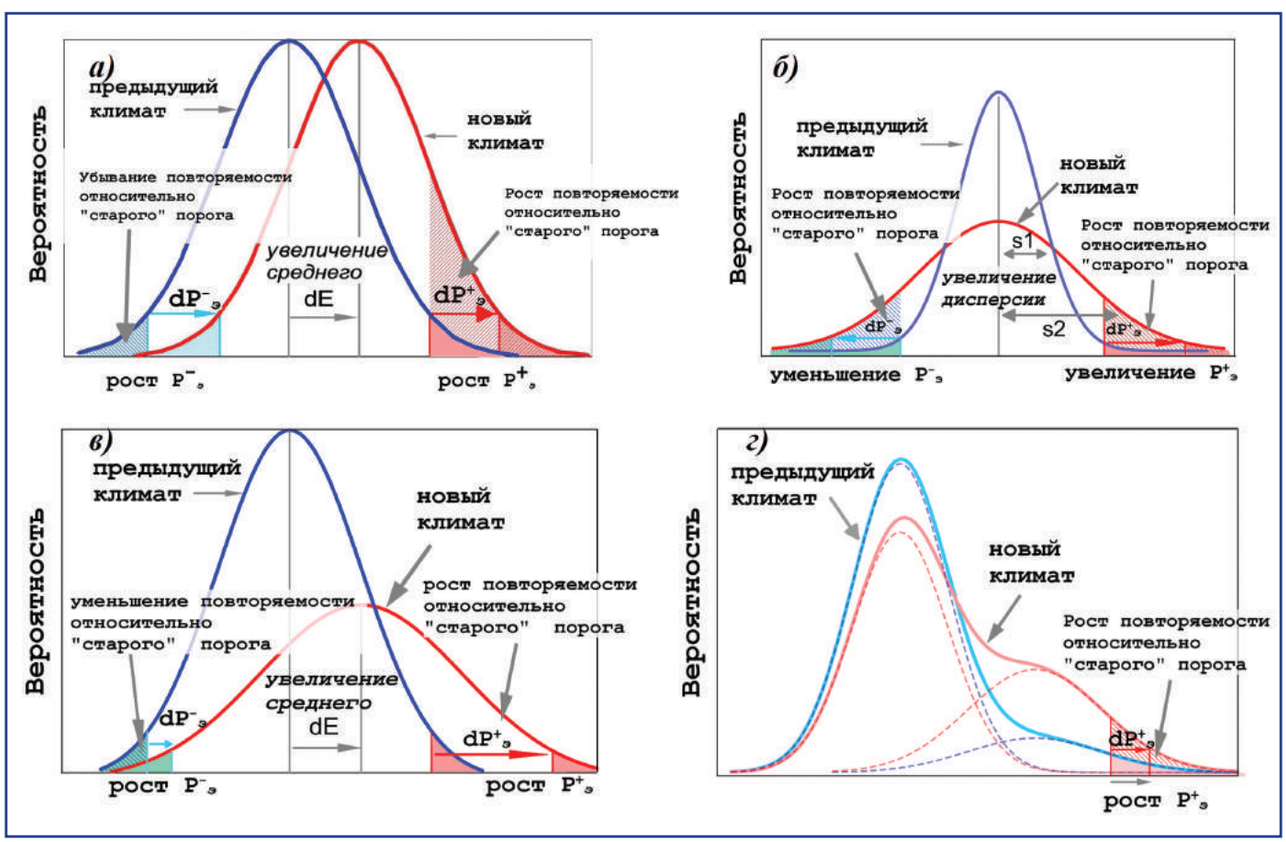


Рис. 1.7.1. Схема возможных изменений повторяемости экстремумов относительно неизменных порогов и процентилей распределения при изменении среднего (а), дисперсии (б), среднего и дисперсии (в), повторяемости "выделенных" режимов (г).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 174

1.7.2. Наблюдаемые изменения статистики экстремумов температуры и осадков

1.7.2.1. Индексы климатических экстремумов

Для описания экстремумов объединенная рабочая группа ВМО по обнаружению изменений климата (ККл/КЛИВАР) предложила набор из 27 индексов экстремальности. Большинство индексов относятся к количеству дней, когда значения метеорологической величины выходят за пределы некоторого заданного порогового значения. Первоначально индексы определялись для целого года, однако такие определения во многих случаях не имели большого смысла для внетропической зоны, где велик сезонный ход метеорологических переменных, поэтому они были переформулированы для сезонов или месяцев. Пороговое значение для различных пунктов может быть фиксированным или переменным (например, определенным процентилем).

Оценки долгопериодных тенденций для ряда индексов были включены в предыдущий отчет (Оценочный доклад, 2008) в годовом обобщении.

FD – суммарное число дней с морозом (дни). Показатель важен для сельского хозяйства. Рассчитывается как число дней в календарном году (сезоне) с суточным минимумом температуры воздуха ниже 0°С. Во внетропических широтах индекс в годовом обобщении является одной из возможных характеристик продолжительности холодного периода года.

R10 – количество дней с осадками не ниже 10 мм (дни). На территории России индекс в основном характеризует повторяемость значительных осадков, т. к. в средних широтах суточная сумма 10 мм соответствует, в основном, обильным осадкам.

CDD – максимальная за год продолжительность “сухого” периода (дни). Под “сухим” периодом понимается последовательность дней без осадков или со следами осадков (< 1 мм); может служить индикатором засух. Изменение длительности такого явления и смещение его границ сказывается на растительности и экосистемах в целом.

TXx, TNn – годовой максимум максимальной суточной температуры и годовой минимум миниимальной суточной температуры воздуха; естественно, на территории России первый из индексов характеризует летний сезон, а второй – зимний сезон.

Кроме того, при анализе изменений климата в России в качестве показателей экстремальности в Первом Оценочном докладе использовались некоторые другие, близкие по духу индексы: число дней за сезон (год) с экстремальными (выше 95-го процентиля/ниже 5-го процентиля) значениями максимальной/минимальной суточной температуры (далее **TX95p, TN5p**) и осадками выше 95-го процентиля (**RR95p**) (Булыгина и др., 2000; Bulygina et al., 2007); список МГЭИК включает индексы “умеренных” экстремумов (**TX90p, TN10p** и т. д.), продолжительность устойчивого морозного и безморозного периодов, число дней с оттепелями (Мирвис, Гусева, 2006; 2007).

Были отмечены следующие основные закономерности в многолетних изменениях экстремумов температуры. На большей части России в течение 1976–2006 гг. годовые минимумы и максимумы увеличиваются, размах между ними сокращается (минимумы увеличиваются быстрее максимумов), число дней с морозом уменьшается. Наибольшее увеличение минимальной и максимальной за год температуры наблюдалось на территории России в холодную часть года, с максимумом в марте.

Во временных изменениях индексов экстремальности осадков существенных трендов не обнаружено. В целом на территории России преимущественно наблюдается слабое увеличение повторяемости значительных осадков и слабое сокращение продолжительности длительных сухих периодов. Значительный рост дней с интенсивными осадками наблюдается в Северокавказском ФО. Уменьшение повторяемости интенсивных осадков на Чукотке и в Приамурье сопровождается ростом длительности сухого периода на Чукотке и уменьшением – в Приамурье.

Для 2-го Оценочного доклада оценки трендов индексов экстремальности были пересчитаны по продленным по 2010 г. рядам данных и получены для отдельных сезонов, что позволяет в ряде случаев делать более адекватные выводы для территории России.

Для расчета годовых минимумов и максимумов температуры, индексов **FD, R10, CDD** (Пла-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:19 PM Page 175

това, 2007) использовался массив данных синоптических наблюдений за суточными суммами осадков (мм/день) и температурой приземного воздуха (средней суточной, максимальной и минимальной) на 600 станциях России и сопредельных стран за период инструментальных наблюдений (с конца XIX столетия). Массив сформирован в ФГБУ ИГКЭ на основе архива суточных наблюдений ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД. Оценки линейных трендов за 1976–2009 гг. приведены на рис. 1.7.2–1.7.5.

На территории РФ абсолютный годовой минимум температуры достигается в зимний сезон, а максимум – в летний. Рост минимальных и максимальных температур наблюдается на большей части территории России (рис. 1.7.2). Наибольший рост минимальных зимних температур – в ЕЧР и на востоке Средней Сибири – достигает 2°С/10 лет; летние максимумы растут в целом медленнее, максимум – на юго-западе ЕЧР, порядка 1.5°С/10 лет. Имеются области, где годовые максимумы (минимумы) убывают. Зимние минимумы убывают (т. е., максимальные морозы становятся сильнее) в Северо-Кавказском ФО, на юге Западной Сибири и Забайкалья; по сравнению с периодом 1976–2006 гг., для которого приведены оценки в Первом Оценочном докладе (ОД_РФ-1, 2008), усиление морозов в Северо-Кавказском ФО значительно замедлилось. Летом максимальные температуры убывают на Южном Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке. Область убывания летних максимумов в Сибири значительно расширилась в сравнении с оценками ОД_РФ-1.

На большей части территории РФ, где развито сельское хозяйство, индекс **FD** (число дней с морозом) является важным агроклиматическим показателем для характеристики вегетационного периода; особый интерес индекс представляет для весеннего и осеннего сезонов. Тенденция к уменьшению суммарного числа дней с морозом в целом за год наблюдается для периода 1976–2010 гг. практически по всей территории России, за исключением небольшой области на юго-востоке Северо-Кавказского ФО (рис. 1.7.3). По сравнению с периодом 1976–2006 гг., рассмотренном в предыдущем Докладе, территория, где наблюдался рост числа дней с морозом, существенно сократилась: исчезли значительные по площади области роста **FD** на севере Урала и Западной Сибири, на Чукотке; на Северном Кавказе территория, где наблюдается рост числа морозных дней, многократно сократилась. Вместе с тем, в основном сохранилась география областей максимального уменьшения морозных дней: ЕЧР (скорость убывания на большей части от –4 дней/10 лет и быстрее), дальний северо-восток РФ (до –9 дней/10 лет на побережье Восточно-Сибирского моря), юг Средней Сибири.

Для переходных сезонов почти на всей территории РФ также обнаруживается тенденция к уменьшению числа дней с морозом, значительно более выраженная осенью. Осенью наибольшие значения коэффициентов линейного тренда отмечаются на севере ЕЧР и в черноземных областях (до –5 дней/10 лет); на большей части ЕЧР скорости убывания выше 2 дней/10 лет. Быстрое убывание наблюдается также на юго-западе Средней Сибири, на севере Дальнего Востока (до –3 дней /10 лет). На юге Западной Сибири у границ Казахстана имеется очень небольшая область, где число дней с морозом увеличивается в течение 1976–2010 гг. Весной значения скорости убывания практически не превышают 1.5 дней/10 лет.

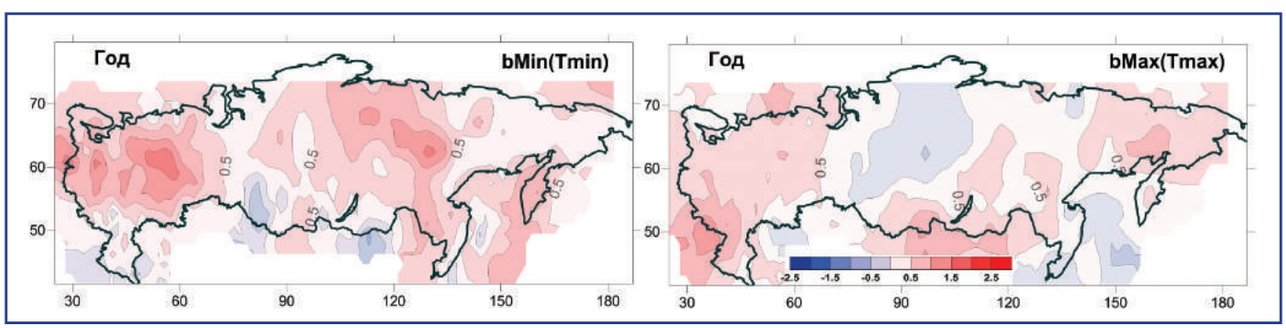


Рис. 1.7.2. Коэффициенты линейного тренда (°С/10 лет) годовых минимумов и годовых максимумов температуры приземного воздуха за 1976–2010 гг. на территории России.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 176

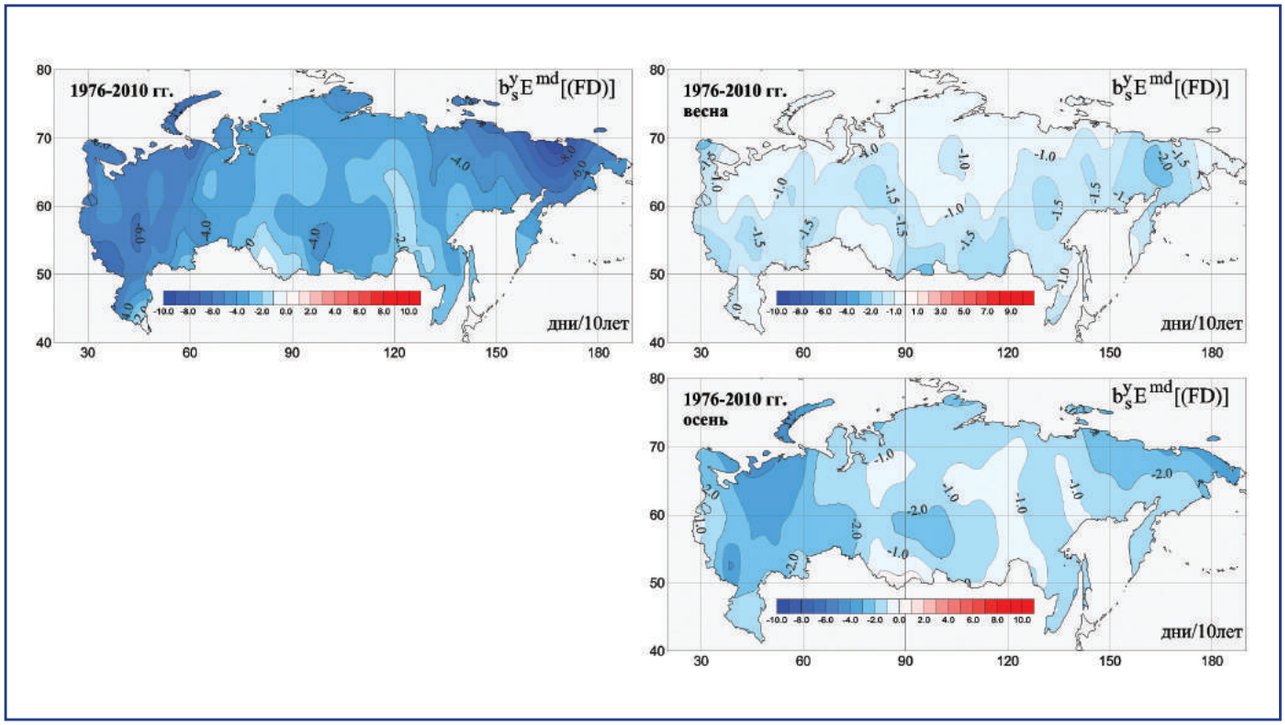


Рис. 1.7.3. Коэффициенты линейного тренда (сутки/10 лет) числа дней с морозом (**FD**) за 1976–2010 гг. на территории России, дни/10 лет: год, весна, осень.

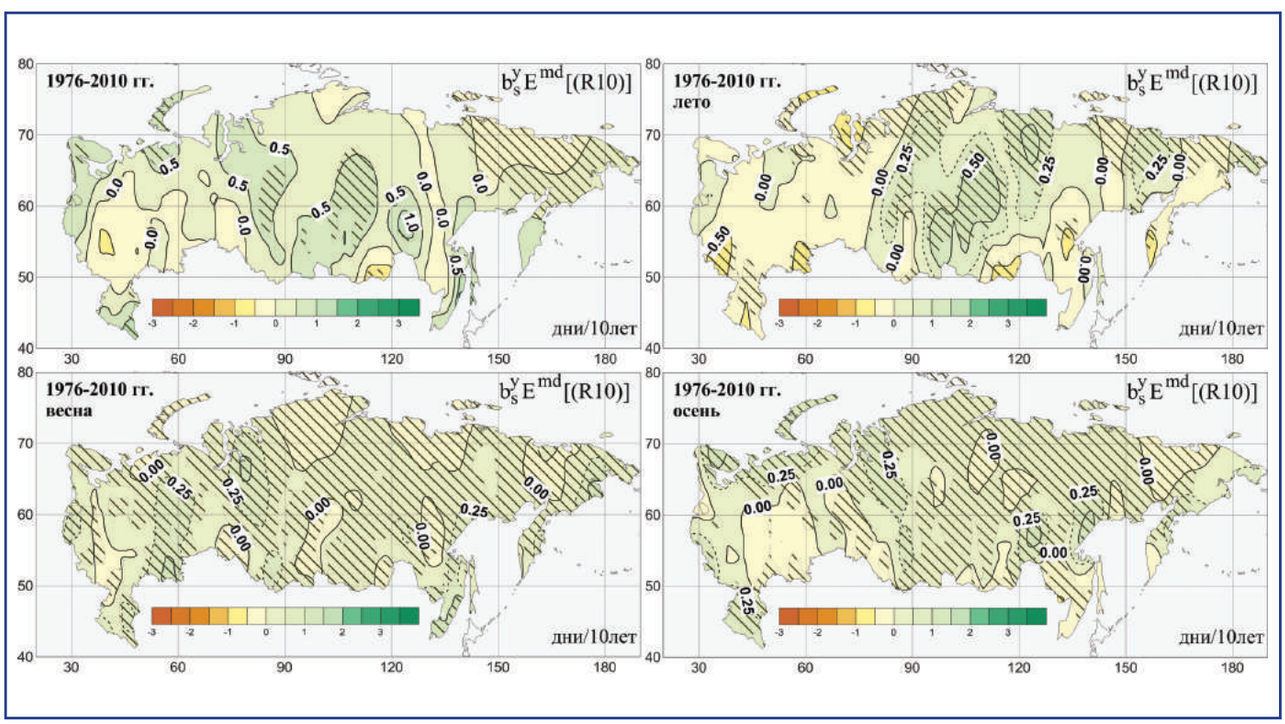


Рис. 1.7.4. Географическое распределение коэффициента линейного тренда за период 1976–2010 гг. индекса **R10** (число дней с осадками не менее 10 мм), дни/10 лет: год, весна, лето, осень. Выделены штриховкой области, где тренд, нормированный на соответствующее многолетнее среднее (за 1976–2010 гг.) превышает по абсолютной величине 10%/10 лет.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 177

На большей части территории России по-прежнему отмечается слабый (менее 1 дня/10 лет) рост повторяемости значительных осадков (**R10**) в целом за год (рис. 1.7.4). Области, где число дней со значительными осадками уменьшается, сократились по сравнению с 1976–2006 гг., в особенности на Дальнем Востоке (Чукотка, Камчатка) и на западе ЕЧР. Максимумы роста (более 0.5 дня/10 лет) годового числа случаев значительных суточных осадков наблюдаются на севере и западе ЕЧР, в Западной и Средней Сибири, в Забайкалье, на Камчатке и дальневосточном побережье в Приморском и Хабаровском крае и на Сахалине. Сохраняется рост числа случаев значительных суточных осадков на Северном Кавказе, но его скорость сильно уменьшилась (с 1.5–2 до 0.5–1 дней/10 лет).

Важно сезонное распределение тренда, имея в виду, что среднее число дней с осадками более 10 мм очень различно для разных сезонов. Зимой оно превышает 1 случай за сезон лишь на юге и юго-западе ЕЧР и в узкой полосе тихоокеанского побережья, а величина изменений нигде не превышает 0.2 дня/10 лет. Наибольшее число дней с осадками более 10 мм наблюдается летом: до 6 дней за сезон в центральных областях ЕЧР и на Северном Кавказе и до 10 дней – в Приамурье. Менее 4 дней за сезон наблюдается лишь в Заполярье на ЕЧР и в северных областях азиатской части, но именно здесь и в Средней Сибири относительная величина тренда (т. е., нормированная на среднее) превосходит 10%/10 лет. Следует обратить внимание, что летом повторяемость значительных осадков убывает на большей части ЕЧР (включая Северный Кавказ) и Западной Сибири, а также на Дальнем Востоке и в Забайкалье. Рост годового числа случаев здесь определяется весенним и осенним сезонами.

По сравнению с периодом 1976–2006 гг. заметно уменьшилась территория, где наблюдался рост максимальной продолжительности сухого периода (**CDD**), уменьшилась максимальная скорость роста (на Чукотке); однако по-прежнему длительность сухих периодов растет на большей части ЕЧР (рис. 1.7.5). С другой стороны, в областях максимума убывания **CDD** (Алтай, верховья Амура, Магаданская область и север Якутии) скорость изменения возросла от –2 до –3…–4 дней/10 лет. Изменения значительно более выра-

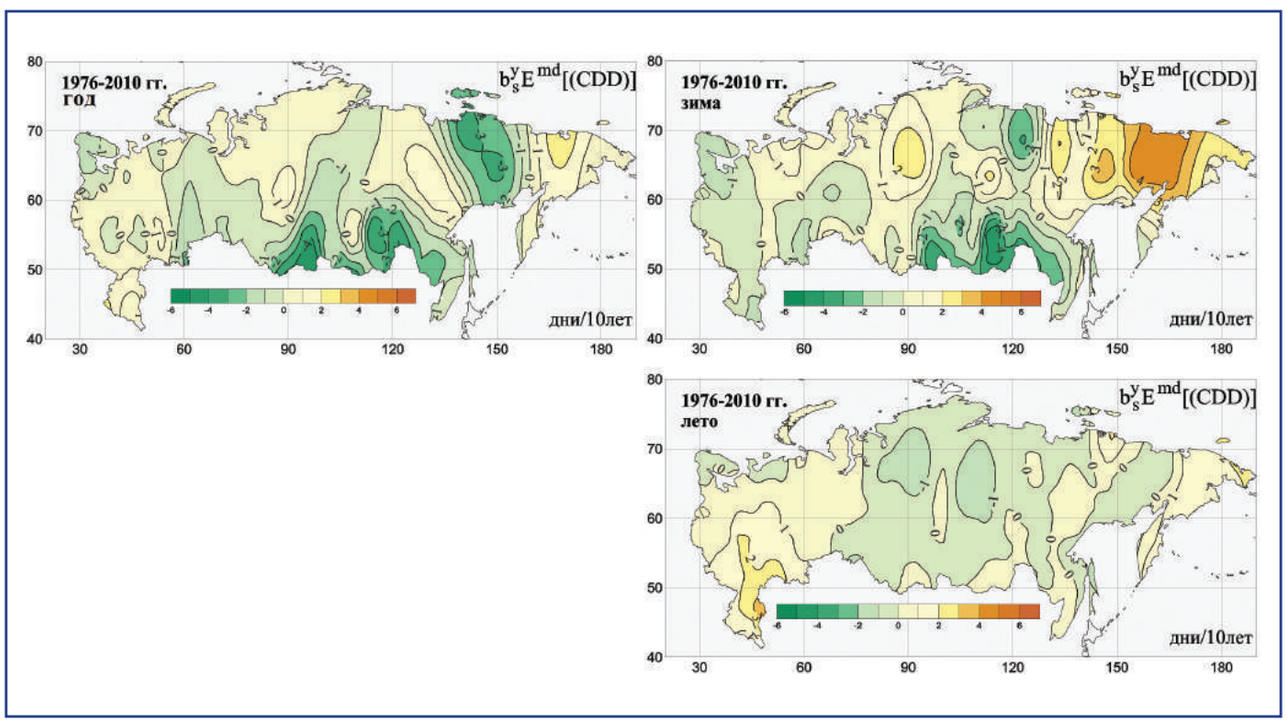


Рис. 1.7.5. Географическое распределение коэффициента линейного тренда за период 1976–2010 гг. индекса **CDD** (максимальная продолжительность сухого периода) для года в целом, зимнего и летнего сезонов (дни/10 лет).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 178

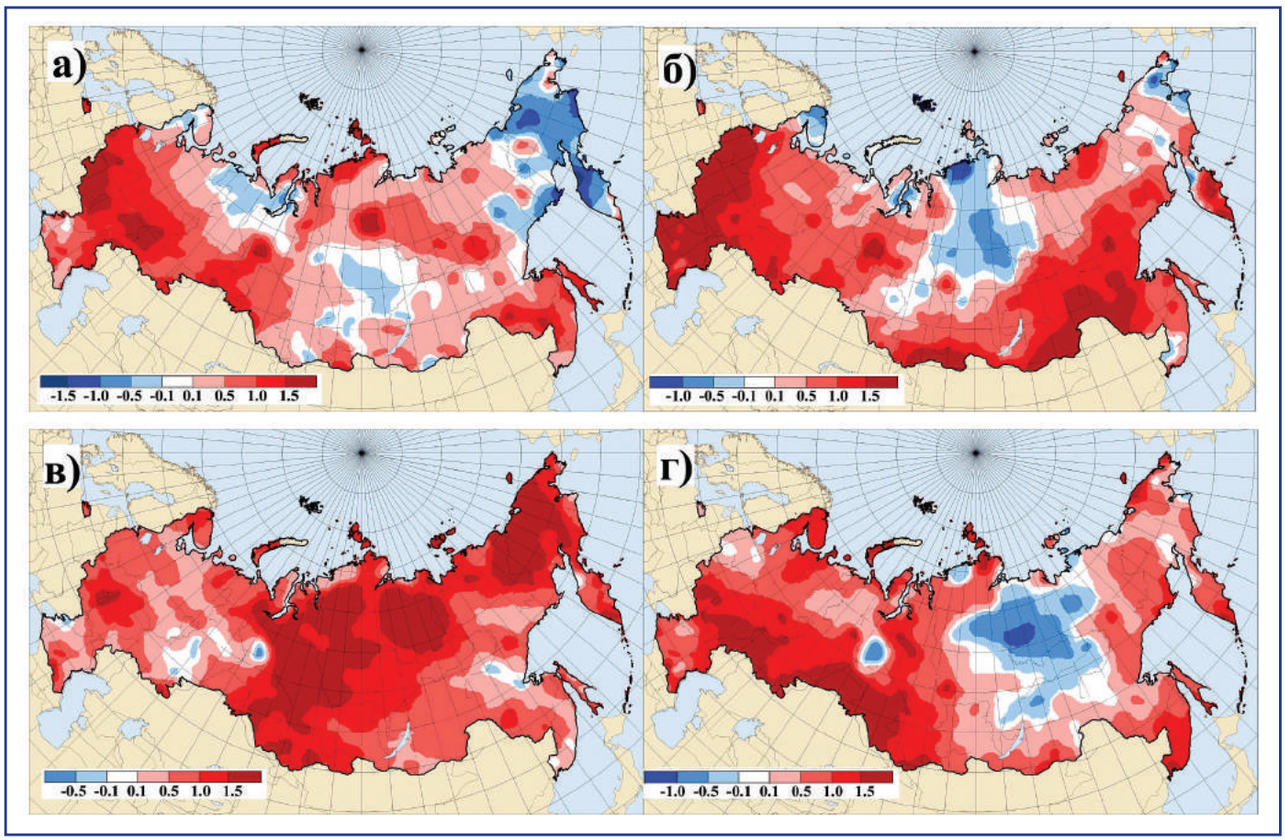


Рис. 1.7.6. Коэффициенты линейного тренда в рядах числа дней с аномально высокой температурой воздуха β_{Ntmax}, (дни/10 лет): а) зима; б) весна; в) лето; г) осень.

жены для зимнего сезона. Рост продолжительности бесснежных периодов максимален на дальнем северо-востоке, а уменьшение – на юге азиатской части РФ от Алтая до среднего течения Амура. Летом рост продолжительности сухих периодов преобладает в западной части России (до 90° в.д.), а восточнее они преимущественно убывают. Заметный рост летом наблюдается в Прикаспийской низменности. Летом конфигурации областей роста максимальной продолжительности сухих периодов и сокращения повторяемости сильных осадков (индекс **R10**) весьма близки друг к другу (так же, как соответственно и для областей изменения противоположных знаков).

Ряды сезонных индексов **TX95p, TN5p, RR95p** получены по тому же исходному массиву станционных суточных данных. Оценки трендов получены за период 1971–2010 гг. Процентили рассчитывались по данным за весь период (Bulygina et al., 2007), что позволяет избежать искусственных трендов, которые могут возникнуть из-за неоднородности в ряду числа превышений порога, если его значение (процентиль) оценивается по части ряда (базовому периоду), даже в случае, когда исходный ряд стационарен. Этот феномен связан с тем, что используется не истинное значение процентиля, а его выборочная оценка; в применении к рядам индексов рассматриваемого типа он анализировался в (Zhang et al., 2005), но значительно раньше был обнаружен в применении к так называемой оценке качества метеорологических прогнозов ρ (Гидрометцентр СССР, В. И. Перфилов, диссертация).

На большей части России во все сезоны в большей или меньшей степени происходит увеличение числа дней с аномально высокими температурами воздуха; наиболее значительный рост в целом наблюдается летом, в особенности в азиатской части страны. Однако есть районы, где число дней с аномально высокими температурами уменьшается. Зимой (рис. 1.7.6) максимальное уменьшение аномально теплых дней наблюдается

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 179

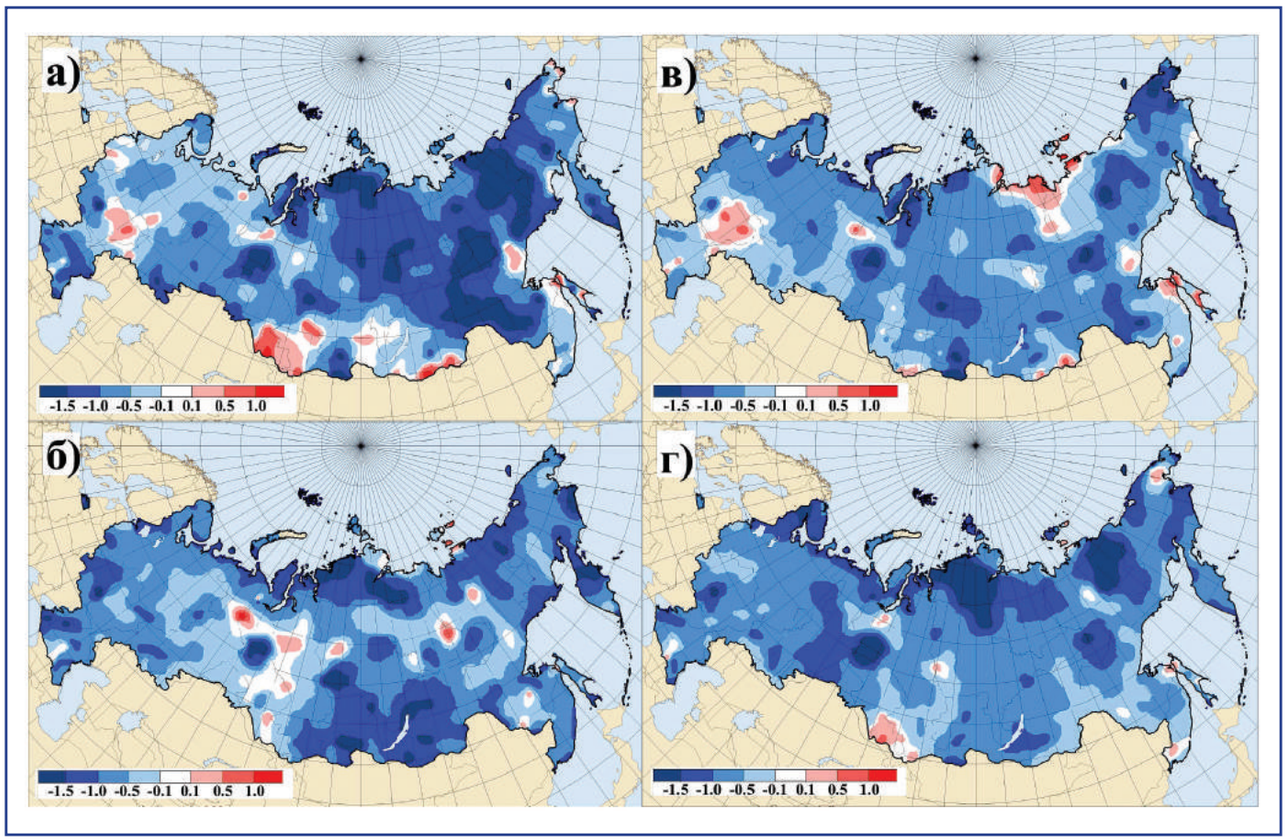


Рис. 1.7.7. Коэффициенты линейного тренда в рядах числа дней с аномально низкой температурой воздуха β_{Ntmin}, (дни/10 лет): а) зима; б) весна; в) лето; г) осень.

на северо-востоке России (Магаданская область, Чукотский АО, Камчатский край), весной и осенью – в Сибири.

Потепление климата в последние десятилетия выражается и в уменьшении числа дней с экстремально низкими температурами воздуха, преобладающем во все сезоны года (рис. 1.7.7). Наиболее заметна тенденция уменьшения числа очень морозных дней зимой на севере Западной Сибири, в Якутии и Амурской области. В то же время, для зимы на Средней Волге, юге Западной Сибири и в южных районах Забайкалья прослеживается тенденция увеличения числа дней с аномально низкими температурами воздуха, т. е. в этих районах может возрастать угроза промерзания мелких речек и водоемов, аварий на водоводах, перебоев в водоснабжении населения. На Средней Волге число дней с аномально низкими температурами воздуха увеличивается также летом, аналогичная тенденция наблюдается на северо-западе Якутии, севере Сахалина и в устье Амура.

Экстремально большие осадки оказывают значительное влияние на режим рек. Большое количество осадков зимой и весной обуславливает высокий уровень весеннего половодья; летом сильные ливни часто становятся причиной катастрофических наводнений. Зимой очаги уменьшения числа дней с аномально большими осадками (рис. 1.7.8а) довольно хорошо согласуются с зонами уменьшения числа дней с экстремально высокими температурами воздуха (рис. 1.7.6а). На большей части ЕТР наблюдается увеличение числа дней с сильными снегопадами. Летом тенденция увеличения числа дней с аномально большими осадками более заметна в восточной половине ЕТР и на Урале. На большей части Северо-Кавказского и Южного ФО также наблюдается увеличение числа дней с аномально большими осадками, а значит, учитывая горный характер многих рек и состояние их русел, в будущем сохранится угроза опасных паводков в этом регионе.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 180

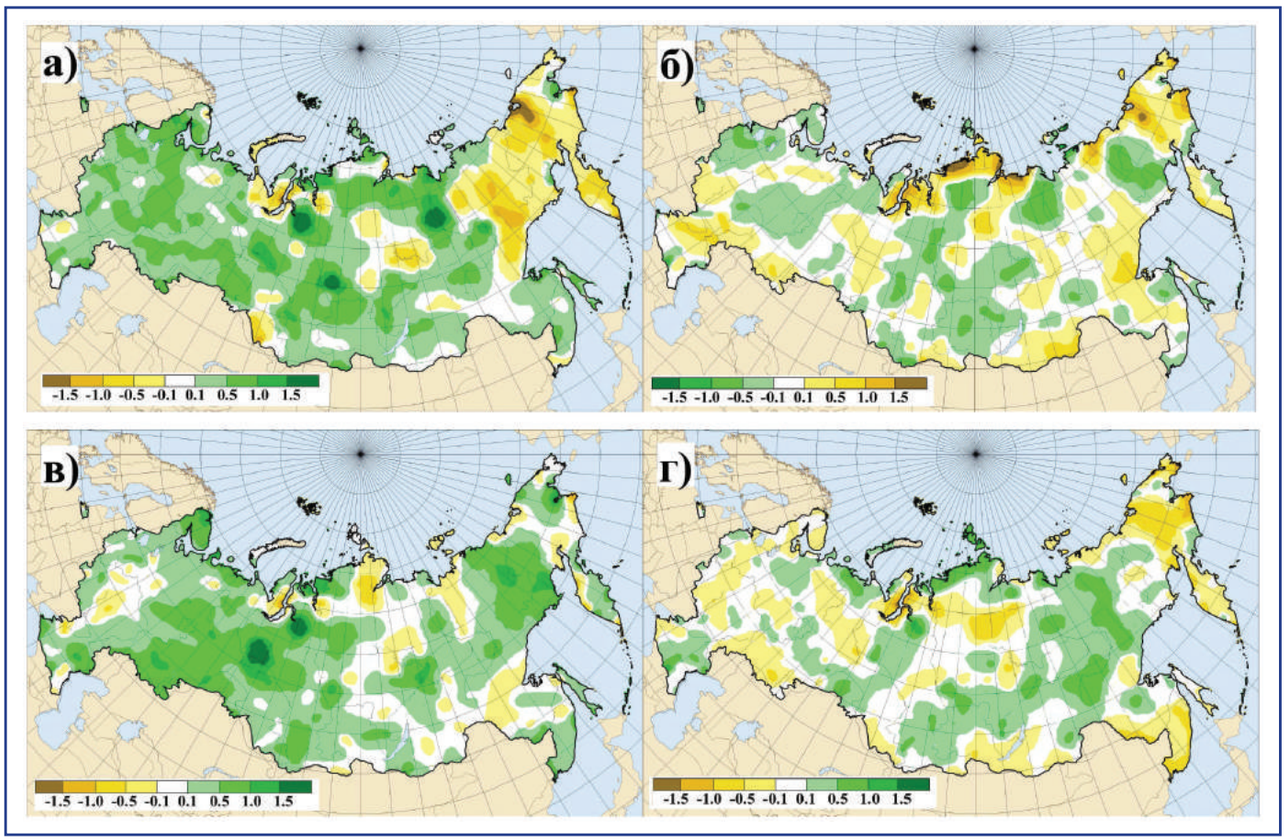


Рис. 1.7.8. Коэффициенты линейного тренда в рядах числа дней с аномально большими осадками β_{Nr}, (дни/10 лет): а) зима; б) весна; в) лето; г) осень.

Гадлеевским центром Метеорологического управления Великобритании в сотрудничестве с рядом европейских исследовательских центров подготовлена серия публикаций, посвященных изменениям климата и их последствиям для ряда регионов Земного шара, в том числе, России (Climate, 2011). В частности, рассматриваются изменения ряда индексов экстремальности в годовом обобщении (индексы экстремальных температур **TN10p, TN10p, TN10p, TN10p**, а также индекс максимальной продолжительности сухого периода **CDD** и аналогичный ему индекс максимальной продолжительности влажного ($R > 1$ мм) периода **CWD**). Полученные тренды (1960–2010 гг.) временных рядов индексов, осредненных для (условно) западной (43.75°–78.75° с.ш., 28.125°–106.875° в.д.) и восточной (43.75°–78.75° с.ш., 103.125°–189.375° в.д.) частей территории РФ здесь сведены в таблицу 1.7.1. В целом результаты согласуются с приведенными выше: число холодных дней и ночей убывает, теплых растет, скорости изменения для ночей заметно выше, чем для дней. Тренды индексов осадков значительно менее определенны (90%-й доверительный интервал содержит значения обоих знаков), однако можно говорить о возможном росте продолжительности влажных и убывании сухих периодов в западной части РФ.

В исследовании (Богданова и др., 2010) приводятся оценки многолетних тенденций числа дней с сильными осадками, полученные по данным о скорректированных (учтены основные систематические погрешности их измерения) суточных суммах осадков для 93 станций РФ. Отметим, что тренды получены на интервале 1936–2000 гг., тогда как большинство показателей экстремальности в настоящем отчете анализировалось на периоде с середины 70-х годов XX века. При определении “дня с сильными осадками” использовался пороговый критерий, когда суточная сумма осадков превышала утроенный средний многолетний суточный максимум осадков. Расчет порогового значения осуществлялся следующим образом: средние

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 181

Таблица 1.7.1. Изменения (линейный тренд 1960–2010 гг) некоторых индексов экстремальности МГЭИК по данным Hadley Centre (Climate, 2011) для западной и восточной части России

	TN10p (%/10 лет)	TX10p (%/10 лет)	TN90p (%/10 лет)	TX90p (%/10 лет)	CWD (дни/10 лет)	CDD (дни/10 лет)
WR	–1.07 (–1.50…–0.65)	–0.81 (–1.28…–0.33)	+1.75 (+1.27…+2.16)	+1.24 (+0.71…+1.76)	+0.11 (–0.03…+0.21)	–0.49 (–1.23…+0.15)
ER	–1.42 (–1.95…–0.94)	–1.13 (–1.59…–0.63)	+1.57 (+1.05…+2.05)	+0.99 (+0.41…+1.54)	+0.01 (–0.12…+0.14)	–0.29 (–0.98…+0.65)

многолетние значения суточных сумм осадков вычислялись за весь исследуемый период для каждого месяца. Затем из полученных 12 значений на каждой станции выбиралось максимальное и умножалось на 3. Обнаруживается рост числа дней с сильными осадками вдоль западной границы России и в Предуралье и уменьшение – на севере ЕЧР в районе Архангельска и прилегающей части Кольского полуострова, а также в северных частях Приморья и Сахалина, на побережье Чукотки (4 сут/65 лет и более).

Возможные изменения экстремальности термического режима и условий пожароопасности в середине XXI века на территории Сибири, выявленные на основе модели регионального климата ГГО, представлены в (Школьник и др., 2008). В качестве показателя экстремальности термического режима рассматривается индекс “наибольшая продолжительность непрерывных периодов с максимальной суточной температурой выше 90-го процентиля” (НПП). 90-й процентиль рассчитывался за период 1991–2000 гг. Ожидается увеличение НПП в Якутии (до 10 сут) и Забайкалье (на 5–7 сут) в среднем за 2041–2050 гг. по сравнению со средними значениями за 1991–2000 гг. К концу XXI в. наибольшие изменения по отношению к концу XX в. ожидаются на Дальнем Востоке и в Приуралье (рост на 15–20 сут)

Для крупных сезонных максимумов суточной аномалии температуры воздуха выявлена зависимость продолжительности аномалий температуры от значения экстремальной аномалии во все сезоны года, особенно заметная зимой (Оганесян, 2011). В исследовании использовались суточные данные 9 метеорологических станций России за период с 1961 по 2006 гг. На основании проведенного исследования можно сделать вывод о принципиальной возможности прогнозирования продолжительности аномалии температуры, если ее величина достигла некоторого критического значения.

1.7.2.2. Изменения экстремальных сезонных процентилей температуры и осадков

В разделе рассматриваются экстремумы внутри календарных сезонов. В качестве показателей экстремальности рассматриваются экстремальные, т. е., соответствующие близким к 0 или 1 вероятностям, процентили сезонных выборок суточных средней, минимальной и максимальной температуры и суточных сумм атмосферных осадков, и анализируются временные изменения этих процентилей. В литературе чаще рассматриваются изменения частот значений, превышающих заданные фиксированные пороги (Киктев и др., 2012; Платова, 2007; Bulygina et al., 2007; Alexander et al., 2006, и др.). Это во многом связано с активной деятельностью рабочей группы по экстремумам МГЭИК: значительная часть предложенных этой группой индексов экстремумов определяется именно таким образом; многие из этих индексов несомненно практически полезны (некоторые – после определенной адаптации к региональным климатическим условиям). Однако они не дают непосредственной характеристики изменения функции распределения климатической переменной на ее “хвостах”. Поэтому был использован подход, использующий величины экстремальных квантилей (Бардин, Платова 2013), который должен давать достаточно ясное и последовательное описание изменений экстремумов в терминах функции распределения и численные величины изменения экстремальных значений, которые могут быть непосредственно сопоставлены с изменениями статистик (например, среднего и дисперсии).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 182

Для анализа трендов экстремальных процентилей использовались данные архива суточных средней, минимальной и максимальной температуры и сумм осадков на 600 станциях РФ, подготовленного и периодически пополняемого во ВНИИГМИ-МЦД (http://meteo.ru/climate/d_temp.php). Реально, с учетом требований к полноте данных для расчета статистик и трендов представленные результаты основаны на данных более 300 станций (до 350 для большинства величин). Анализировались тренды за период, начинающийся 1976 годом; с этого времени не происходило существенных изменений в инструментах и регламенте наблюдений: таким образом, ряды не содержат неоднородностей, вызванных этими причинами. На отдельных станциях возможны неоднородности, вызванные переносом станции (документированы в каталоге архива) и/или изменениями окружающего ландшафта. Следует с осторожностью относиться к особенностям трендов на отдельных станциях, считая обоснованными лишь согласованные результаты по крайней мере на нескольких соседних станциях. В нескольких случаях были исключены станции, где имеющиеся пропуски были все сосредоточены в одной половине ряда, что, при наличии данных на концах интервала приводило к ложным трендам, резко выделяющимся на фоне соседних станций.

Аномалии (нормированные и нет) рассчитывались относительно полного периода, для которого выполнялся анализ, т. е., 1976–2009 гг. Годовой ход сглаживался фильтром, отсекающим колебания с периодом менее 30 дней. Аналогично рассчитываются стандартные отклонения (также сглаженные).

Для каждого сезона 1976–2009 гг. оценивались выборочные статистики по выборке длиной < 90 дней (с учетом пропусков, различных для разных переменных) для каждой из 4 переменных: T_e, T_{min}, T_{max} – суточная средняя, минимальная и максимальная температура, R – суточная сумма осадков. Статистики температуры: E – среднесезонное значение, S – стандартное отклонение, S_k – коэффициент асимметрии, ***P5*** – 5-й процентиль, ***P95*** – 95-й процентиль, Min, Max – сезонные минимум и максимум. Набор статистик для осадков несколько иной: E, S, S_k, P_o – доля дней без осадков (точнее, с нулевыми измеренными осадками), ***P95*** – 95-й процентиль полной сезонной выборки, ***PR95*** – 95-й процентиль выборки дней с осадками. Статистики рассчитывались для сезонов с наличием не менее 95% данных.

Для краткости процентили, близкие к левому "хвосту" распределения (в данном случае, ***P5***), будут называться "отрицательными экстремумами", а близкие к правому "хвосту" (***P95***) — "положительными экстремумами".

Для зимы и лета на каждой станции для каждой переменной рассчитывались оценки линейного тренда каждой статистики: коэффициент тренда, доля объясненной трендом дисперсии, а также оценка "значимости тренда": минимальный уровень из стандартного набора {1%, 2.5%, 5%}, при котором коэффициент значимо отличен от 0, или "∞", если тренд незначим на уровне 5% (используется двусторонний критерий, основанный на статистике $\mathbf{T^2} = (\boldsymbol{n} - 2)\mathbf{R^2} / (1 - \mathbf{R^2})$, имеющей при $\boldsymbol{b} = 0$ распределение Стьюдента с $\boldsymbol{n} - 2$ степенями свободы). Сам термин "значимость" используется, таким образом, довольно формально, поскольку не учитываются отклонения от "основных предположений": независимость и гауссовость остатков; тем не менее, если оценки вероятностей и неточны, все же "значимые" величины тренда указывают на достаточно большие значения отношения "сигнал–шум" для него. Это обычная практика; попытки улучшить оценки вероятностей с использованием различных техник статистического моделирования оказываются односторонними: либо учитывается негауссовость остатков (используется обычно "бутстрэп"), либо последовательная корреляция (моделируется авторегрессией). Поскольку принципиально вопрос о "правильных" вероятностях этим не решается и выводы остаются прежними (отношение сигнал–шум достаточно велико), по-видимому, для качественного анализа эти усложнения излишни: значительно важнее наличие крупномасштабных областей с когерентными изменениями.

Тренд оценивался за период 1976–2009 гг., т. е., с условного начала современного потепления. Оценки тренда рассчитывались, если в ряду сезонных статистик имелось не менее 80% данных и имелись данные в начальных и конечных 3-летиях периода.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 183

Температура воздуха

Функция плотности распределения суточной температуры близко напоминает классическую колоколообразную кривую нормального (Гауссова) распределения: она "почти" унимодальна и симметрична (хотя для отдельных географических локализаций возможны вторичные моды и отклонения от симметрии, связанные с наличием выраженных циркуляционных режимов) и примерно так же быстро спадает с удалением от центра распределения. Процентили нормального распределения однозначно определяются значениями первых 2 моментов: среднего и дисперсии. Можно ожидать, что изменения процентилей суточной температуры в основном определяются изменениями тех же моментов. Увеличение (уменьшение) среднего вызывает смещение распределения в целом и, соответственно, рост (убывание) экстремальных процентилей обоих знаков, а изменение дисперсии – того же знака изменение положительных экстремумов и противоположного знака – отрицательных. Одновременные изменения среднего и дисперсии может, таким образом, приводить к различным результатам в зависимости от соотношения знаков и величины этих изменений.

На рис. 1.7.9 показано географическое распределение коэффициентов линейного тренда 95-го процентиля (***P95***) и 5-го процентиля (***P5***) для зимы и лета ежегодных внутрисезонных нормированных аномалий средней суточной температуры воздуха. Рассматривались нормированные аномалии, чтобы исключить климатические внутрисезонные изменения как средних, так и дисперсии, весьма выраженные для температуры.

Сезонные различия изменений экстремальных процентилей очень велики. Наблюдается также и "асимметрия" в изменениях положительных и отрицательных экстремумов, значительно более явно выраженная для зимнего сезона.

Сравнение с изменениями среднесезонных значений нормированной аномалии (рис. 1.7.10) показывает, что география изменения пороговых значений экстремумов качественно в основных чертах определяется общим смещением распределения температуры. Летом это выраженный рост почти на всей территории РФ с максимумами на западе страны (в особенности – на юго-западе ЕЧР), вокруг Байкала и на дальнем Северо-Востоке (Камчатка, Чукотка); зимой – менее выраженный рост с максимумом на западе и обширная

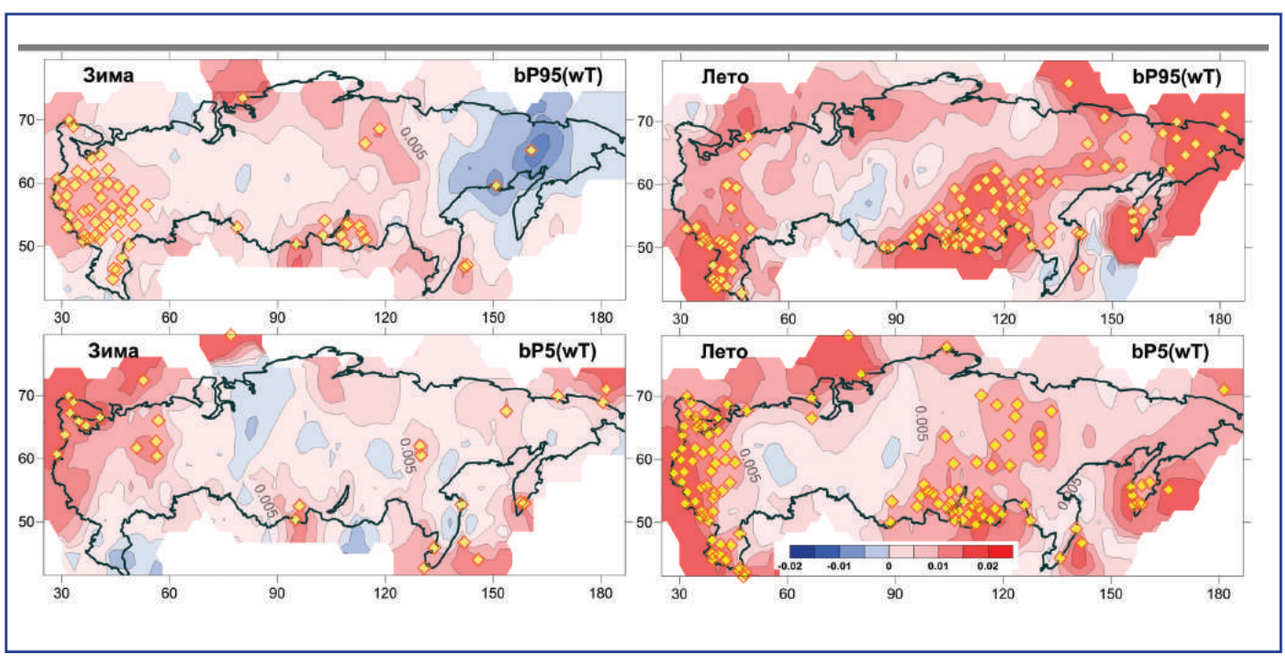


Рис. 1.7.9. Изменения процентилей ***P5*** (б, г) и ***P95*** (а, в) нормированной аномалии температуры (линейный тренд 1976–2009 гг.). Аномалии рассчитаны относительно "постоянного" годового хода за 1976–2009 гг. Шаг изолиний: 0.005°год$^{-1}$. Выделены станции, где тренд значим на уровне 5%.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 184

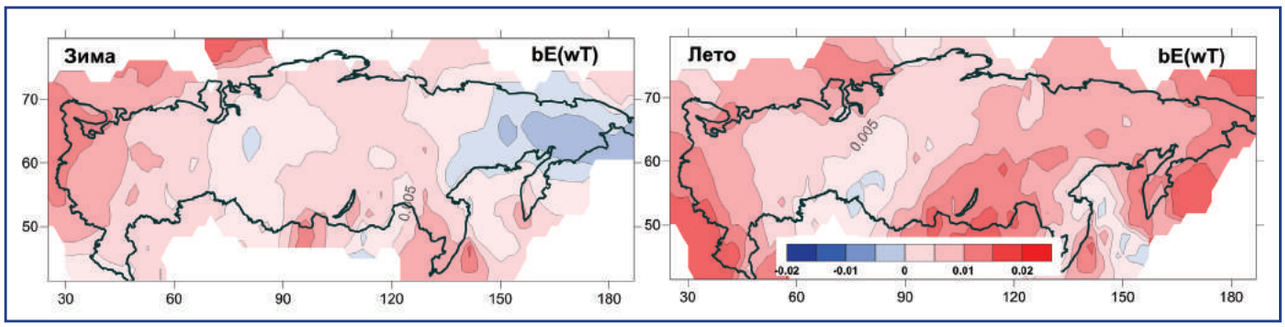


Рис. 1.7.10. Изменение среднесезонной нормированной аномалии температуры (линейный тренд 1976–2009 гг.). Шаг изолиний: 0.005°год$^{-1}$.

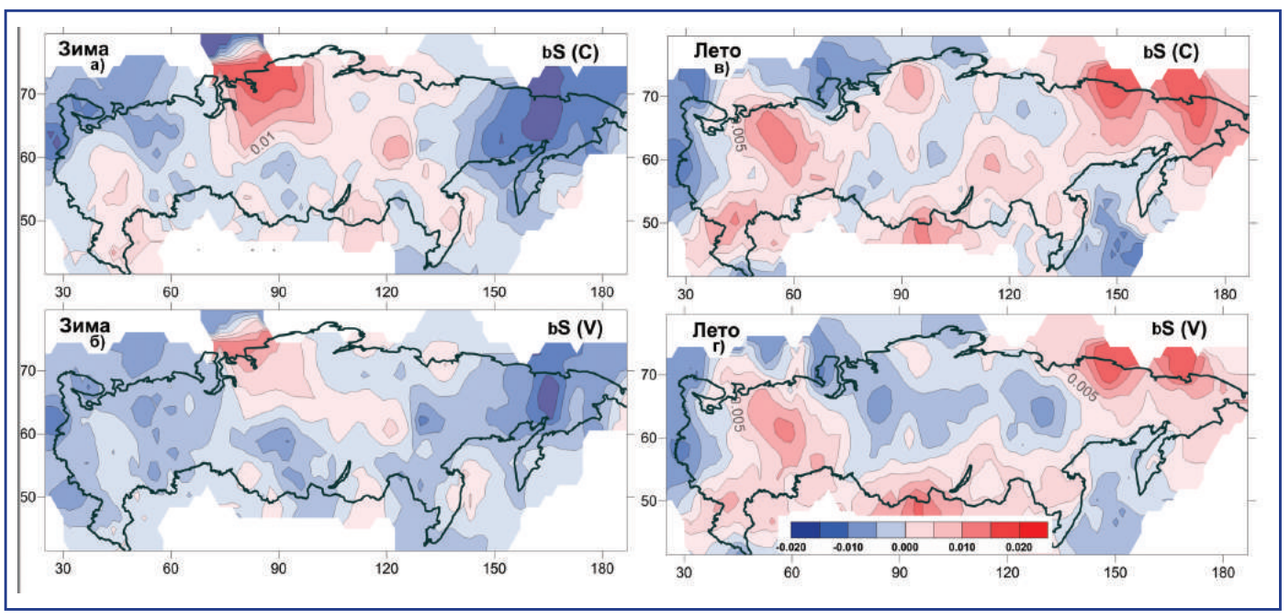


Рис. 1.7.11. Изменение стандартного отклонения аномалий температуры, рассчитанных относительно постоянного годового хода (за 1976–2009 гг.) – а, в, и "переменного" годового хода – б, г, для зимы (а, б) и лета (в, г). Шаг изолиний: 0.00125°год$^{-1}$.

область убывания температур на дальнем Северо-Востоке. Однако имеются отличия в величинах и даже знаках изменения для положительных и отрицательных экстремумов, которые следует анализировать с учетом изменения дисперсии.

При использовании для анализа аномалий относительно постоянного годового хода изменения дисперсии включают также изменения средних, связанные с изменениями амплитуды и формы (включая фазы гармоник) годового хода. Чтобы исключить эти межгодовые изменения годового хода, рассматривались аномалии относительно "переменного" годового хода: отклонения от сглаженного фильтром, отсекающим периоды менее 90 дней, исходного ряда – т. е., за годовой ход принимаются вариации внутри года с периодами от сезона и более (в годовом ходе остаются гармоники с периодами более четверти года). Сезонные статистики отклонений от такого "переменного годового хода" для каждого года можно интерпретировать, как описание собственно внутрисезонной изменчивости для этого года. На рис. 1.7.11 представлен тренд сезонных стандартных отклонений температуры относительно постоянного годового хода, рассчитанного по выборке за 1976–2009 гг., и относительно "переменного" годового хода. В первом случае изменения внутрисезонной дисперсии включают также изменения

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 185

средних, связанные с изменением формы и амплитуды годового хода (но не с изменением среднесезонных величин, поскольку последние исключаются при расчете внутрисезонной дисперсии). Во втором случае исключаются межгодовые изменения годового хода (т. е., полностью исключаются изменения *средних*): остаются "чистые" изменения *внутрисезонной изменчивости*.

Наиболее ярко выраженные отличия изменений экстремумов от изменения сезонных средних и асимметрия изменений положительных и отрицательных экстремумов наблюдаются для ***зимы***. Следует в первую очередь отметить отсутствие области отрицательного тренда на ***дальнем Северо-Востоке*** для величины 5-го процентиля: это значит, что общее выраженное зимнее похолодание в этой области не приводит к углублению экстремумов холода. Напротив, здесь наблюдается некоторое смягчение экстремальных холодов (рост ***P5***). С другой стороны, величины экстремумов тепла (***P95***) снижаются здесь значительно быстрее средних температур. Эти особенности объясняются значительным уменьшением дисперсии температуры в данном регионе.

Также уменьшением дисперсии, но на фоне выраженного роста среднесезонных температур, объясняется то обстоятельство, что максимум роста на ***северо-западе Европейской России*** между 60–70° с.ш. наблюдается только для ***P5***, а величины ***P95*** там хотя и растут, но намного медленнее (максимум роста положительных экстремумов южнее – на западе между 60–70° с.ш., причем тренды в этой области везде статистически значимые).

Важная особенность – усиление экстремумов холода на ***востоке Северного Кавказа***, не сопровождающееся уменьшением сезонных средних и снижением порога положительных экстремумов. Оно как будто объясняется ростом дисперсии в южной половине ЕЧР (рис. 1.7.11а): но здесь ситуация существенно отличается от рассмотренных выше. Рост дисперсии здесь (в отличие от Северо-Востока и Северо-Запада) исключается при рассмотрении аномалий относительно переменного годового хода (рис. 1.7.11б). Таким образом, это уменьшение ***P5*** связано не с изменением внутрисезонной изменчивости, а, по-видимому, с изменением формы годового хода (для уточнения этого вывода необходим, конечно, непосредственный анализ изменений годового хода, что выходит за рамки настоящей работы). Похожая ситуация для ***P5*** (усиление экстремумов холода) наблюдается на ***севере Западной Сибири***, но здесь все же изменения частично связаны с изменением внутрисезонной дисперсии и частично – годового хода.

Изменения границ экстремумов обоих знаков летом значительно более сходны между собой и с изменениями среднесезонных температур, нежели зимой. Ниже перечислены основные различия.

– Рост положительных экстремумов значительно превосходит рост отрицательных на юге ЕЧР, вокруг Байкала, на Северо-Востоке (объясняется ростом дисперсии в этих регионах).
– Наблюдается область усиления отрицательных экстремумов (убывание ***P5***) на Урале, также связанная с ростом дисперсии.
– Максимум роста ***P5*** наблюдается на западе ЕЧР (область убывания дисперсии), а не на юго-западе, как для ***P95*** и среднесезонной температуры.

Обращает на себя внимание очевидная противофаза летних и зимних изменений *собственно* внутрисезонной дисперсии (рис. 1.7.11б и 1.7.11г) на большей части территории РФ, особенно ярко выраженная на Северо-Востоке, на Урале и севере ЕЧР и на юге России (но на западе ЕЧР и зимой, и летом наблюдается убывание межсуточной изменчивости). Преобладающая тенденция зимнего сезона – *убывание* изменчивости, тогда как летом преобладает *рост*.

Обобщенные по крупным регионам (европейской и азиатской частям России – табл. 1.7.2) тенденции изменений ***P95*** и ***P5*** на большей части территории РФ соответствуют ожидаемым при потеплении. Большая часть изменения определяется изменением среднесезонных величин. Летние изменения значительно превосходят зимние, особенно в азиатской части. Летом верхние процентили растут несколько быстрее, а нижние — медленнее, чем средние, что согласуется с общим ростом дисперсии температур летнего сезона. Зимой же, как ***P95***, так и ***P5*** растут медленнее средних, что должно выражаться в изменении асимметрии распределения (в действительности она растет); при этом ***P5*** растет быстрее, чем ***P95***

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 186

Таблица 1.7.2. Оценки регионально осредненных линейных трендов сезонных (зима и лето) процентилей нормированных отклонений средних суточных температур воздуха от постоянного годового хода и среднесезонных температур (1/100 лет)

Регионы	Зима		Лето	
	P5	P95	P5	P95
Европейская часть России	0.90	0.69	1.11	1.39
изменения среднесезонных аномалий	1.01		1.28	
Азиатская часть России	0.36	0.32	0.86	1.21
изменения среднесезонных аномалий	0.42		1.08	

(особенно в ЕЧР): это выражается в уменьшении дисперсии зимних температур.

Итак, большая часть наблюдаемых изменений экстремальных квантилей температуры *качественно* объясняется изменениями средних (среднесезонных величин и формы годового хода) и внутрисезонной изменчивости. Возникает вопрос, насколько хорошо это описание *количественно*. Здесь, однако, уже нужна модель, связывающая значения рассматриваемых квантилей со средним и дисперсией. Мы рассмотрим простейшую модель, основанную на аппроксимации распределения суточных аномалий внутри сезона Гауссовым распределением. В этом случае изменения трендов процентилей линейно выражаются через изменения среднего и стандартного отклонения.

Оказывается, что для летнего сезона аппроксимация изменений обоих процентилей такой моделью вполне успешна: смещение можно считать пренебрежимым (около 5% стандартного отклонения аппроксимируемых величин трендов на станциях), а дисперсия остатков (“ошибок аппроксимации”) в 19 (17) раз меньше разброса самих величин. Для зимы аппроксимация гораздо хуже. Можно считать ее приблизительно несмещенной. Величина же разброса ошибок аппроксимации лишь незначительно меньше разброса самих величин тренда: менее чем в 2 раза для ***P5***, и лишь на 20% для ***P95***. Такое различие качества аппроксимации для зимы и лета возможно связано со значительно большей интенсивностью зимних режимов циркуляции и, соответственно, их вклада в функции распределения температуры: в результате последние, представляющие собой смеси распределений для различных режимов, значительно больше отклоняются от гауссовости, чем это имеет место летом.

Изменения порогов экстремальных значений для минимальных и максимальных суточных температур представляют зачастую больший практический интерес, чем изменения среднесуточных температур. В особенности это относится к летним температурам (рис. 1.7.12).

Как и для среднесуточных температур, основной характер изменений экстремальных процентилей T_{min} и T_{max} летнего сезона определяется изменением среднесезонных температур. Ему соответствуют основные максимумы роста (на западе ЕЧР, в регионе вокруг Байкала, на дальнем Северо-Востоке) и область убывания в Западной Сибири.

В отличие от среднесезонных температур имеется область убывания на востоке ЕЧР для отрицательных экстремумов как максимальных, так и минимальных суточных температур (и, соответственно, среднесуточной температуры).

Отрицательные экстремумы максимальной температуры в восточной части страны растут незначительно; в частности, практически отсутствуют области роста вокруг Байкала и на дальнем Северо-Востоке. Напротив, экстремумы обоих знаков минимальной температуры значительно растут практически по всей восточной части РФ (восточнее 90° в.д.).

На севере ЕЧР наблюдается максимум роста порогов экстремумов обоих знаков минимальной суточной температуры: т. е. общее положительное смещение распределения минимальной температуры. Именно с этим (и отчасти с ростом порогов отрицательных экстремумов максимальной температуры) связан максимум роста положительных экстремумов среднесуточных температур в этом регионе, в то время как абсолютные экстремумы тепла (положительные экстремумы максимальной температуры) здесь не растут.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 187

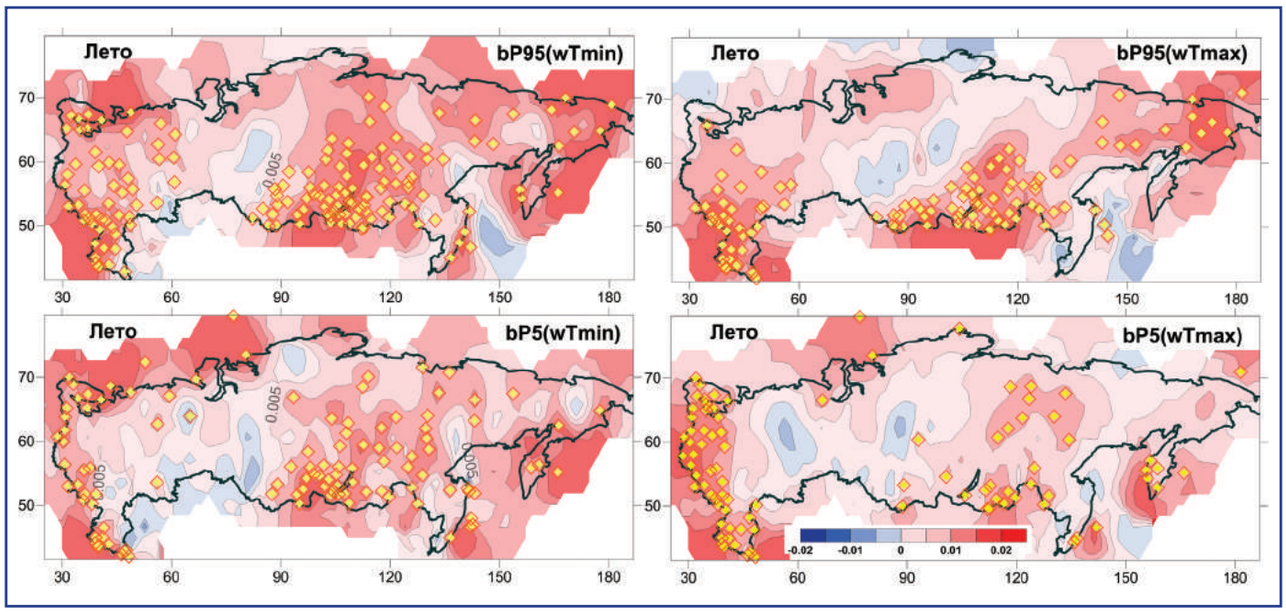


Рис. 1.7.12. Изменения процентилей ***P5*** и ***P95*** нормированной аномалии максимальной и минимальной суточной температуры. Обозначения см. рис. 1.7.2.

Атмосферные осадки

Как указывалось во Введении, функция распределения осадков $F(r)$ является смесью непрерывного распределения $\Phi(r)$ на полуоси $r > 0$ (т. е. при их наличии) и дискретного распределения с вероятностью P_o, сосредоточенной в 0 (отсутствие осадков).

На рис. 1.7.13 представлены изменения 95-го процентиля "полной" сезонной функции $F(r)$ и величины $P_r = 1 - P_o$ (для большей наглядности анализа изменений 95-го процентиля $F(r)$ показано изменение доли числа дней с осадками P_r вместо P_o, т. к. рост процентиля соответствует *росту* P_r). Следует, однако, иметь в виду, что в использованном архиве не различаются отсутствие и "следы" осадков (< 0.1 мм). Осадки представлены относительными аномалиями (в долях суточной нормы).

Зимой 95-й сезонный процентиль суточных осадков *растет* на большей части территории РФ, причем максимум роста наблюдается в северной половине ЕЧР (здесь тренд значим на многих станциях, особенно, вокруг Белого моря), на севере Сибири, вокруг Байкала и в районе Сахалина. Большая область убывания – на дальнем северо-востоке, и меньшая – в южной части ЕЧР (исключая Северо-Кавказский ФО). *Число зимних дней с осадками* (P_r), напротив, *убывает* на большей части страны (т. е., растет число дней без осадков). Максимумы – на Дальнем Востоке (особенно на севере), Западной и Средней Сибири, северо-востоке ЕЧР.

Максимумы роста 95-го процентиля сезонной функции распределения связаны в основном непосредственно с ростом сильных осадков (95-й процентиль функции $\Phi(r)$). В то же время его убывание на Северо-Востоке объясняется преимущественно убыванием числа дней с осадками (на юге ЕЧР действуют оба фактора). Заметим, что рост сильных осадков на большей части территории перекрывает эффект, связанный с ростом числа дней без осадков (особенно явно – на северо-востоке ЕЧР).

Летом также преобладает *рост сильных осадков* с максимумами так же, как зимой, в регионе вокруг Байкала и на севере ЕЧР (но исключая Кольский п-ов), и кроме того, на западе ЕЧР (граница с Белоруссией), на Урале, в Магаданской области. Убывание сильных осадков наблюдается на Южном Урале и в Нижнем Поволжье, на севере Западной Сибири, в Забайкалье и Приамурье. В отличие от зимы, летом на большей части территории РФ число дней с осадками *растет* (в особенности в Западной и Средней Сибири). Имеют-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 188

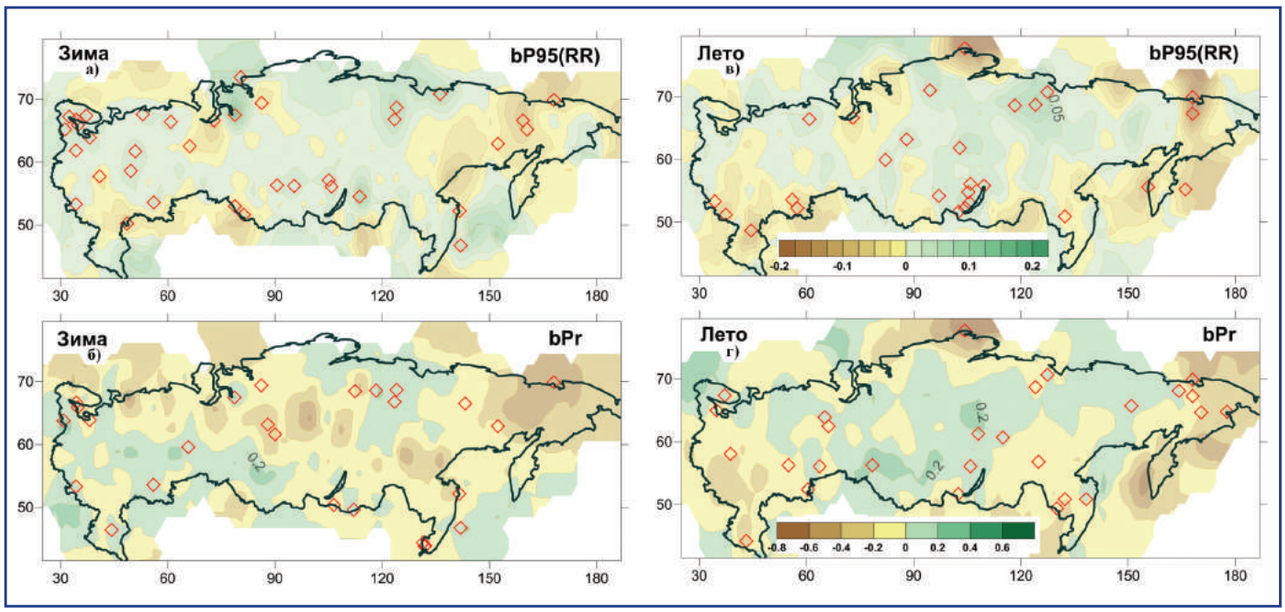


Рис. 1.7.13. Изменения (линейный тренд 1976–2009 гг.) 95-го процентиля полной сезонной функции распределения относительной аномалии (доли суточной нормы) суточных сумм осадков (год$^{-1}$: а, в); изменения доли числа дней с дождем в сезоне (% * год$^{-1}$: б, г). Зима (а, б), лето (в, г).

ся три выраженные области роста числа дней *без* осадков: большая часть ЕЧР (особенно – южная половина; здесь результирующий эффект для ***P95*** суточных осадков всего сезона – убывание), Чукотка-Камчатка и Забайкалье – юг Якутии.

Волны тепла и холода

В работе (Клещенко, 2010) анализировались статистики волн тепла и холода в западной части РФ. Под волной тепла (холода) в некоторой географической точке понимался достаточно продолжительный период осуществления крупной аномалии среднесуточной температуры (иначе говоря, выброс временного ряда температуры за заданный уровень). Рассматривались статистики сезонного числа волн (повторяемости), их продолжительности и интенсивности (суммарной, средней и максимальной величины превышения заданного порога на протяжении отдельной волны).

Статистики получены за период 1948–2006 гг. на 14 станциях, расположенных в широтном поясе 55°–57° с.ш. европейской части России и Западной Сибири (от 21° до 93° в.д.), для каждого из четырех календарных сезонов года. В качестве порога продолжительности принимались 3 суток, порога интенсивности – величина стандартного отклонения.

Рассмотрены оценки, осредненные по всем станциям, а также двум группам станций: 6 станций европейской части России и 6 станций Западной Сибири.

Сформулированы следующие выводы. Суммарное число волн каждого знака меняется с сезоном несущественно. Непродолжительные волны тепла имеют наименьшую повторяемость в летний сезон, а наиболее продолжительные – отмечаются как летом, так и зимой. Наибольшая продолжительность волн холода приходится на весну. Температурный режим летнего сезона характеризуется повышенной повторяемостью волн тепла и наибольшими значениями их суммарной продолжительности и интенсивности. Повторяемость волн холода в меньшей степени зависит от сезона, но наибольшие значения их среднесезонной суммарной продолжительности и интенсивности наблюдаются зимой.

Характеристики волн тепла во все сезоны имеют тенденцию к росту, а волн холода – к убыванию. При этом оказалось, что потепление на рассматриваемой территории сопровождается не столько увеличением продолжительности волн тепла (вклад тренда в суммарную дисперсию для рядов средней продолжительности волн за сезон не достигает 8%), сколько ростом их числа (так,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 189

в Сибирском регионе доля дисперсии, объясненной трендом, для рядов числа волн тепла в зимнем и весеннем сезонах превышает 14%).

В (Груза, Ранькова, 2011) проанализирована мощнейшая волна тепла, наблюдавшаяся на территории России в 2010 г. Район максимальной жары охватывал Европейскую часть России. Здесь сезонные аномалии температуры превысили +6.0°С, а в июле (самый жаркий месяц сезона) среднемесячная аномалия температуры на отдельных станциях достигла +8.1°С. На половине станций Европейской России, по которым велся мониторинг температуры, были зафиксированы новые максимумы сезонных температур. Максимальные температуры в дневные часы достигали 40°С и более. Основной причиной формирования рекордно жаркой погоды на европейской территории России, в 2010 году был мощный малоподвижный антициклон, блокирующий западный перенос. Частично величина аномалии может быть объяснена общим ростом температуры последних десятилетий ("глобальное потепление"): его вклад в аномалию летней температуры 2010 г. можно оценить в ~ 2.5–3.0 градуса.

Засушливые условия

Во ВНИИСХМ ведется регулярный мониторинг агроклиматических условий на территории России, по данным которого получены оценки трендов ряда параметров, характеризующих засушливость (Сиротенко и др., 2013). В целом по России и для всех Федеральных округов, кроме Северо-Кавказского, в период 1976–2012 гг. влагозапасы пахотного слоя почвы, оцененные на дату возобновления вегетации и в июле (Wвоз. вег., Wиюль), уменьшаются (табл. 1.7.3), растет величина индекса сухости (ИС) М. И. Будыко (отношение испаряемости к годовой сумме осадков: характеризует степень засушливости климата в масштабе года). Растет число дней вегетационного периода, когда влажность пахотного слоя почвы не превышает 10 мм (Nw10) (рис. 1.7.14)

Характерные особенности обширных атмосферных засух выявлены в (Садоков и др., 2008а). Анализ засух 1972, 1975, 1984, 2002 гг., первые три из которых отнесены к ряду жестоких, обширных и продолжительных, выявил общие черты их формирования. К ним в первую очередь относятся нарушение зональной циркуляции атмосферы и появление гребня высокого атмосферного давления над ЕТР. У поверхности Земли в это время преобладает антициклоническое поле, при котором наблюдается бездождье и иссушение почвы. Главное различие состоит во времени наступления засухи – ранняя смена циркуляции атмосферы весной, как правило, ведет к возникновению засух в апреле и мае. Она наиболее опасна для развития растений, которые в этот период нуждаются в тепле и влаге; поздняя засуха бывает в июне–августе, она губит растения до их созревания.

Анализ показателей погодных условий зимой (Wi) и летом (Sa), выполненный для семи регионов европейской территории России (Садоков и др., 2008б) позволяет судить о повторяемости теплых и холодных периодов зимой и летних условий засух и избыточного увлажнения и их сопря-

Таблица 1.7.3. Оценки трендов показателей влажностного режима на территории земледельческой зоны России за 1976–2012 гг. (ед./10 лет)

Федеральный округ	**Характеристики влажностного режима**			
	ИС, б/р	**$W_{воз.вег.}$, мм**	**$W_{июль}$, мм**	**N_{w10}, сут**
Северо-Западный	0.02	–0.7	–2.6	0.9
Центральный	0.06	–1.2	–2.8	4.5
Приволжский	0.06	–0.9	–1.6	4.7
Южный	0.01	–0.4	–0.6	0.5
Северо-Кавказский	–0.03	–0.6	0.1	–1.7
Уральский	0.04	–0.2	–1.4	2.2
Сибирский	0.01	–0.1	–0.5	1.2
Дальневосточный	0.01	–0.6	–1.2	1.1
Россия	**0.03**	**–0.5**	**–1.4**	**2.4**

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 190

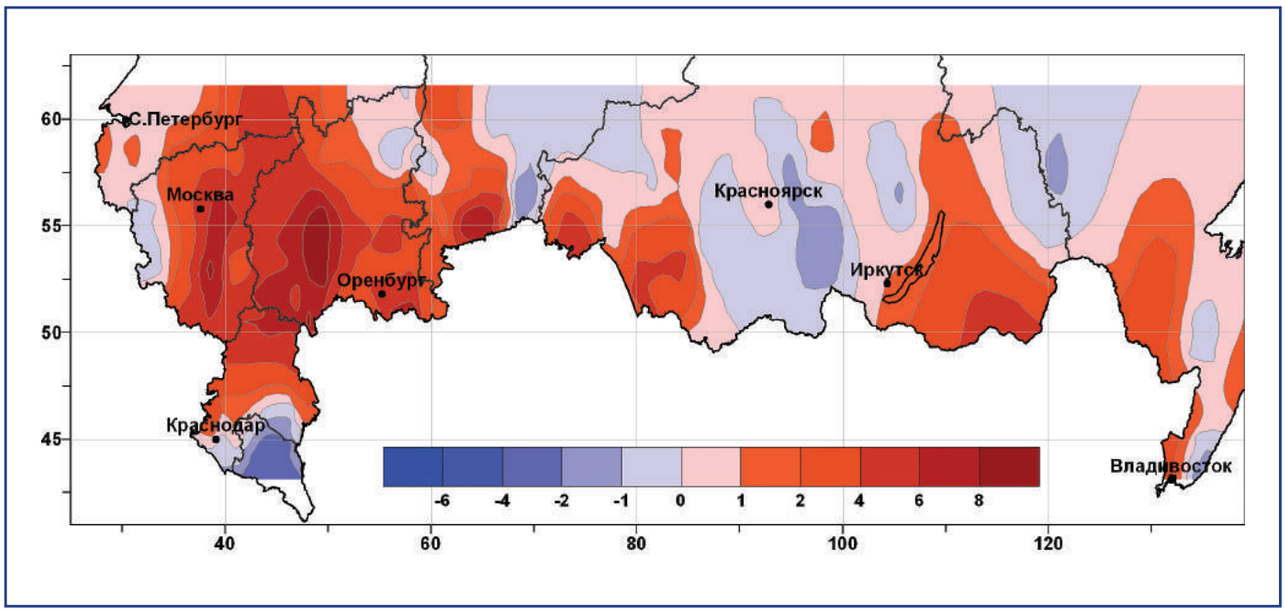


Рис. 1.7.14. Тренд числа дней за вегетационный период (сут/10 лет) с влагозапасами пахотного слоя почвы ниже 10 мм (период 1976–2012 гг.).

женности. Оценки сопряженности теплых и холодных зимних условий с условиями увлажнения в последующий вегетационный период совместно с данными об изменении температурного режима дают информацию о потенциальном изменении засушливости.

Полученные результаты указывают на постепенное потепление зим в 1950–2002 гг. Если в 1950–1980 гг. отмечено 100 холодных зим, а в 1981–2002 гг. – только 40, то теплых зим в первом периоде оказалось 66, а во втором – 107.

Анализ сопряженности свидетельствует о преобладании засух после теплых зим в Северо-Западном регионе ЕТР (75% случаев), в Северном (67% случаев), а также в Волго-Вятском и Северо-Кавказском регионах (65% случаев). В Центрально-Черноземном и Поволжском регионах засуха чаще наступала после холодной зимы, и сопряженность оценивается соответственно 57 и 58%, а в Центральном – 50%.

Оценки по месяцам на всей территории позволяют сделать вывод, что после теплой зимы засуха чаще была в апреле (76%) и июле (62%), а после холодной – в мае (59%) и августе (58%).

Избыточное увлажнение после теплой зимы отмечено в Центрально-Черноземном и Северо-Кавказском регионах (71 и 64% соответственно), после холодной зимы – в Волго-Вятском и Поволжском регионах (59 и 71% соответственно). Оценка сопряженности по месяцам на всей территории показывает, что чаще всего после холодной зимы избыточное увлажнение бывает в июле (74%) и августе (62%). После теплой зимы избыточное увлажнение наступает в 38–56% случаев.

1.7.3. Крупномасштабные атмосферные вихри

С циклонами и антициклонами (в том числе блокирующими) связаны различные погодные экстремумы (волны тепла и холода, сильные дожди и засуха, сильные ветры и т. д.). Анализ распределений и изменений характеристик атмосферных вихрей важен для оценки гидрометеорологических рисков (Голицын и др., 2007б). Изменения региональной циклонической/антициклонической активности тесно связаны с ведущими модами климатической изменчивости, такими, как САК (Lau, 1988; Бардин, Полонский, 2005; Polonsky et al., 2012), Тихоокеанская декадная осцилляция (Trenberth, Hurrell, 1994). Общий теоретический анализ возможных изменений вихревой активности в связи с глобальным потеплением (Held, 1993; Мохов и др.,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 191

1992) приводит к неоднозначным результатам: изменения различных свойств устойчивости атмосферы, возможные при потеплении, приводят к разного направления изменениям скорости генерации вихрей в целом; то обстоятельство, что основные области циклогенеза весьма ограничены географически, еще осложняет ситуацию. Понимание региональных изменений явно недостаточно; в связи с этим важны эмпирические оценки.

Циклоны и антициклоны

Результаты моделирования указывают на общее уменьшение числа циклонов и антициклонов при потеплении (Голицын и др., 2007а, б, Акперов и др., 2007). Однако в работе (Held, 1993) указывается на возможность увеличения числа глубоких циклонов при потеплении; это подтверждается для областей основных штормтреков результатами (Ulbrich et al., 2013).

На рис. 1.7.15 показаны функции распределения сезонной повторяемости циклонических центров над областью 25–60° в.д., 40–75° с.ш. в зависимости от глубины циклона δZ (разность значений высоты изобарической поверхности 1000 гПа в центре и внешней замкнутой изогипсы) за два последовательных 30-летних периода по данным реанализа NCEP/NCAR (Голицын и др., 2007а, б). В цитированной статье функции распределения строились в зависимости от величины $(\delta \boldsymbol{p})^2$, имеющей смысл энергии вихря, и использовалась нормировка; в данном случае это не очень важно для анализа, так что использована непосредственно глубина, что более привычно.

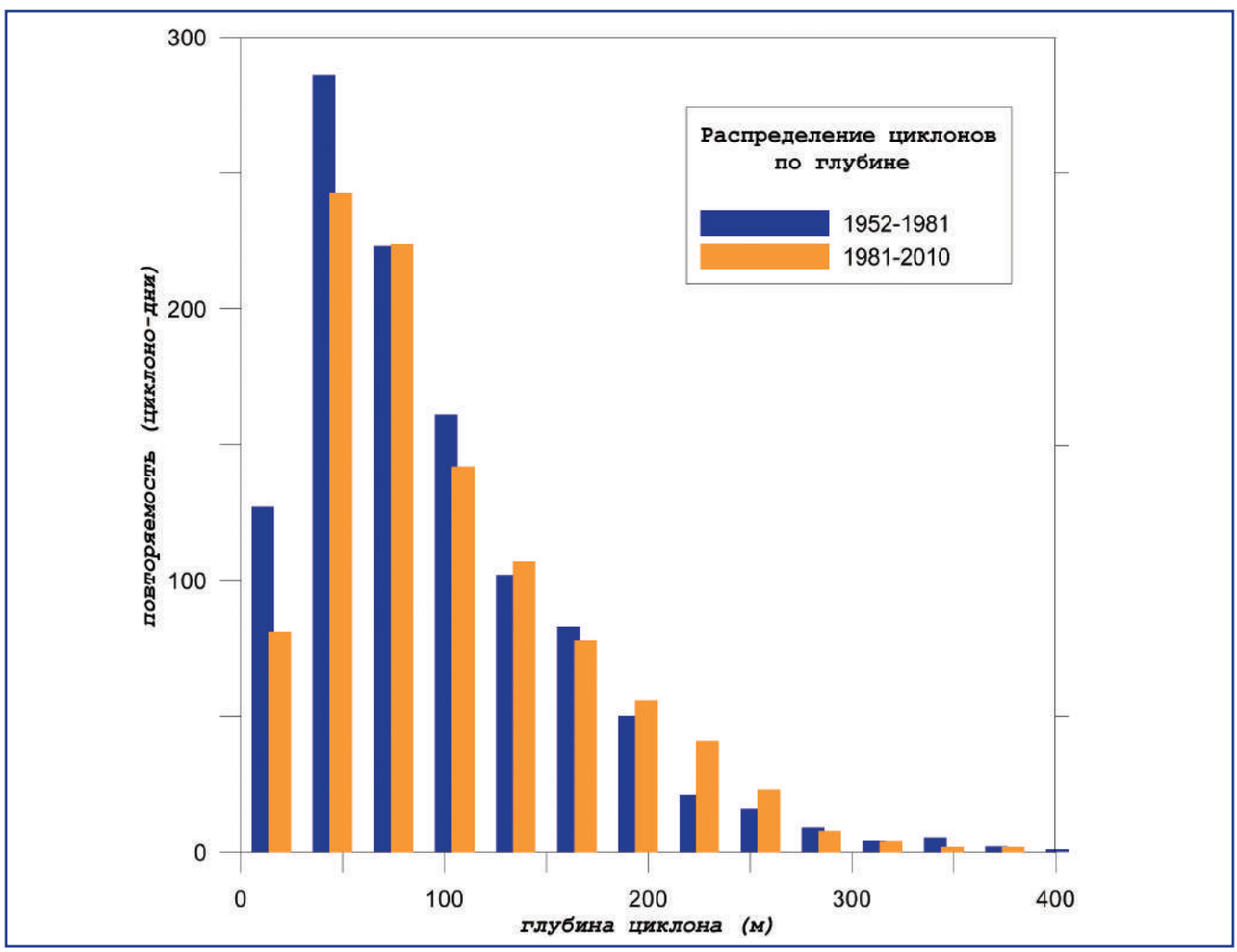


Рис. 1.7.15. Функции распределения числа циклоно-дней в зависимости от интенсивности (глубины) циклона зимой над регионом 25–60° в.д., 40–75° с.ш. для двух периодов: 1965–1980 гг. и 1996–2010 гг. (метод см. – Голицын и др., 2007а).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 192

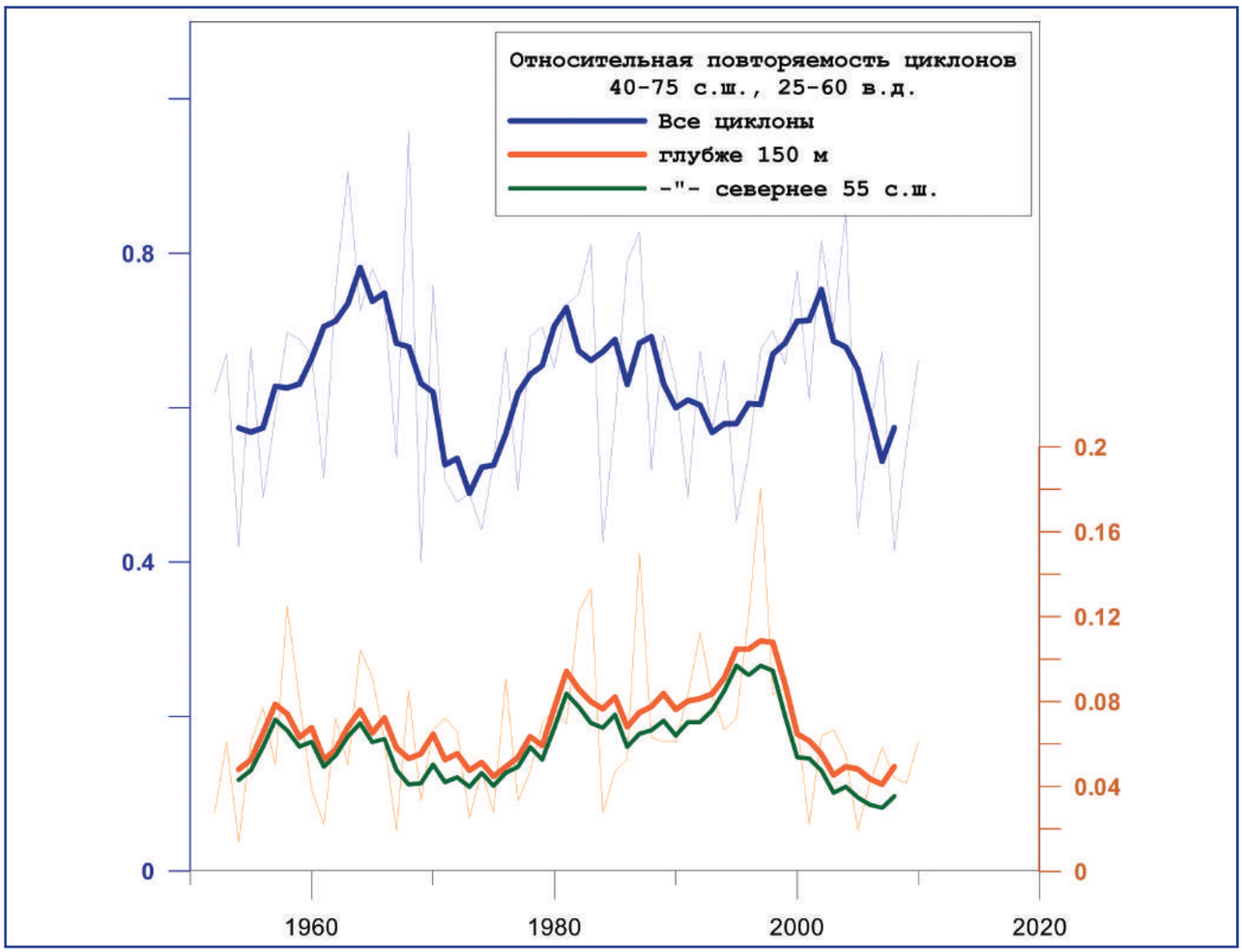


Рис. 1.7.16. Временные ряды относительной повторяемости зимних циклонов над регионом 25–60° в.д., 40–75° с.ш. (среднее за сутки в течение сезона число циклонических центров над регионом: циклоно-дни) для всех циклонов (синяя линия) и циклонов глубиной более 150 м: для всего региона (оранжевая линия), части региона севернее 55° с.ш. (зеленая линия). Показаны сезонные значения и 5-летние скользящие средние (для глубоких циклонов в северной части региона – только сглаженная кривая).

Общее число наблюдавшихся в регионе циклонических центров в первом периоде примерно на 8% больше, чем во втором. Как видно из диаграммы, это объясняется в основном уменьшением количества слабых (мелких) циклонов (отметим, что рассматривались лишь циклоны со временем жизни от полутора суток, поэтому совсем мелких циклонов глубиной < 50 м сравнительно немного: это в основном короткоживущие циклоны). С другой стороны, число глубоких циклонов во втором периоде заметно больше (но самых глубоких, > 300 м – примерно поровну и очень мало).

Однако рис. 1.7.16 показывает, что уменьшение общего числа циклонов происходит на фоне очень большой межгодовой и междесятилетней изменчивости. Изменение же числа глубоких циклонов (> 150 м) в основном следует изменениям САК: рост до конца 1990-х гг. с последующим убыванием. При этом следует иметь в виду, что такие глубокие циклоны преимущественно (87%) наблюдаются к северу от 55°, где колебания повторяемости циклонов находятся в фазе с колебаниями САК (Бардин, Полонский, 2005; Polonsky et al., 2012) (в Средиземноморско-Черноморском регионе – в противофазе), так что наблюдаемые изменения повторяемости глубоких циклонов связаны с естественными колебаниями климата.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 193

Индексы блокирования

Важные региональные циркуляционные режимы умеренных широт – эпизоды блокирования зонального переноса, тесно связаны с экстремумами температуры: летом – с высокими температурами непосредственно в области блокирующего антициклона и отрицательными аномалиями в смежных областях выше и ниже вдоль зонального потока, зимой – с различными структурами чередующихся областей аномалии противоположных знаков в зависимости от географической локализации блокинга (Rex, 1951; Trigo et al., 2004; Бардин, 2007). Наиболее интенсивные засухи связаны с продолжительными эпизодами блокирования (Обухов и др., 1984). В некоторых случаях статистика экстремумов температуры в основном определяется эпизодами блокирования: например, для летних температур на востоке европейской России, Урале и в Западной Сибири до 70–80° с.ш. большая часть (> 70%) экстремально жарких (выше 95-го процентиля) дней ассоциируется с блокированием в районе Уральских гор (Бардин, 2007). Таким образом, для анализа региональных изменений экстремумов температуры весьма важны тенденции изменения частот и продолжительности блокирований.

На рис. 1.7.17 представлены для летнего сезона тренды суммарной продолжительности эпизодов антициклонической квазистационарной циркуляции (АКЦ) в европейской России и Уральской области высокой повторяемости АКЦ. Эпизоды определялись как периоды продолжительностью более 5 дней “стационирования” антициклона или гребня в средней тропосфере; под “стационированием” понимается достаточно медленное перемещение, при котором последовательные экземпляры антициклонического образования в течение всего эпизода имеют общую область (Бардин, 2007). Для европейской России в целом за весь период 1952–2010 гг. тренд практически от-

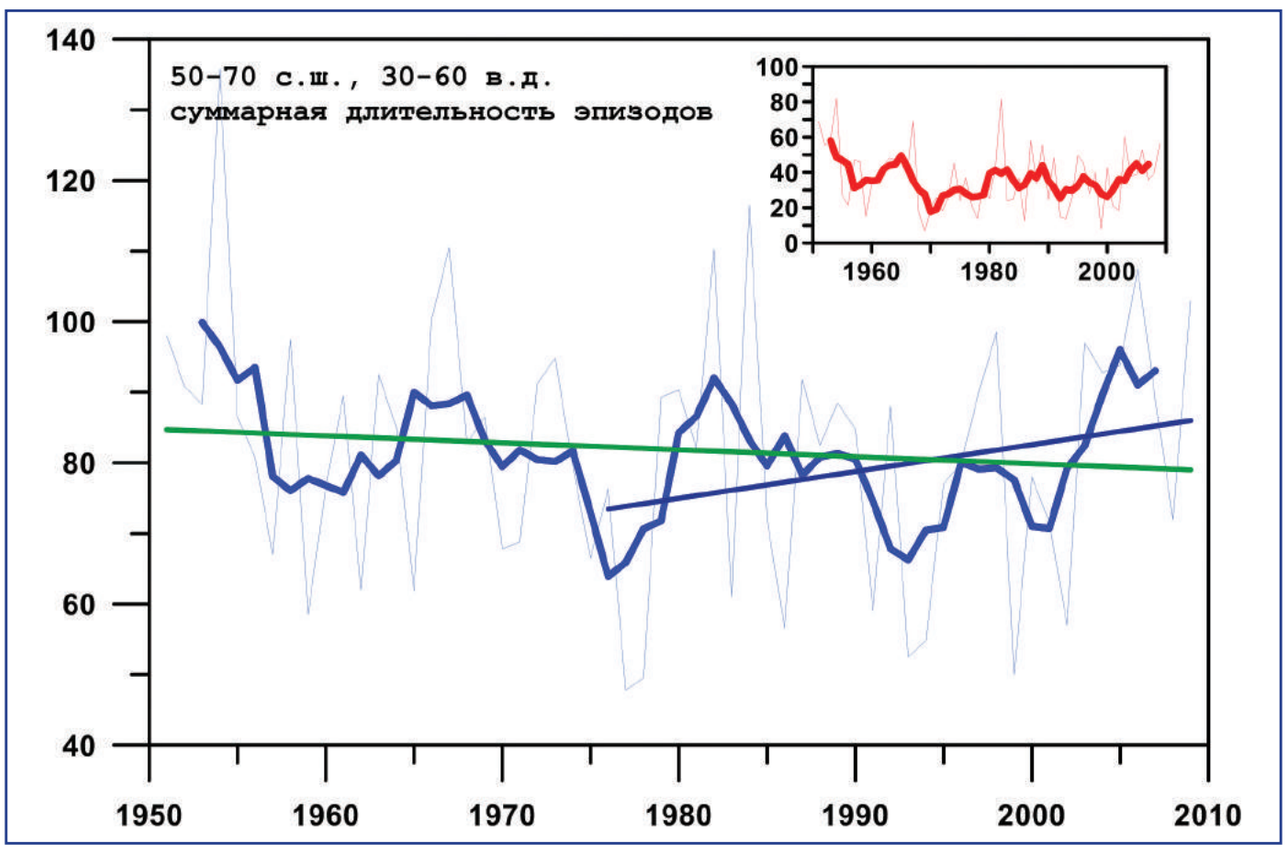


Рис. 1.7.17. Временные ряды суммарной продолжительности летних эпизодов квазистационарной антициклонической циркуляции в центральных и северных областях ЕЧР (50–70° с.ш., 30–60° в.д.) и (врезка) в районе Северного Урала (55–65° с.ш., 55–65° в.д.).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:20 PM Page 194

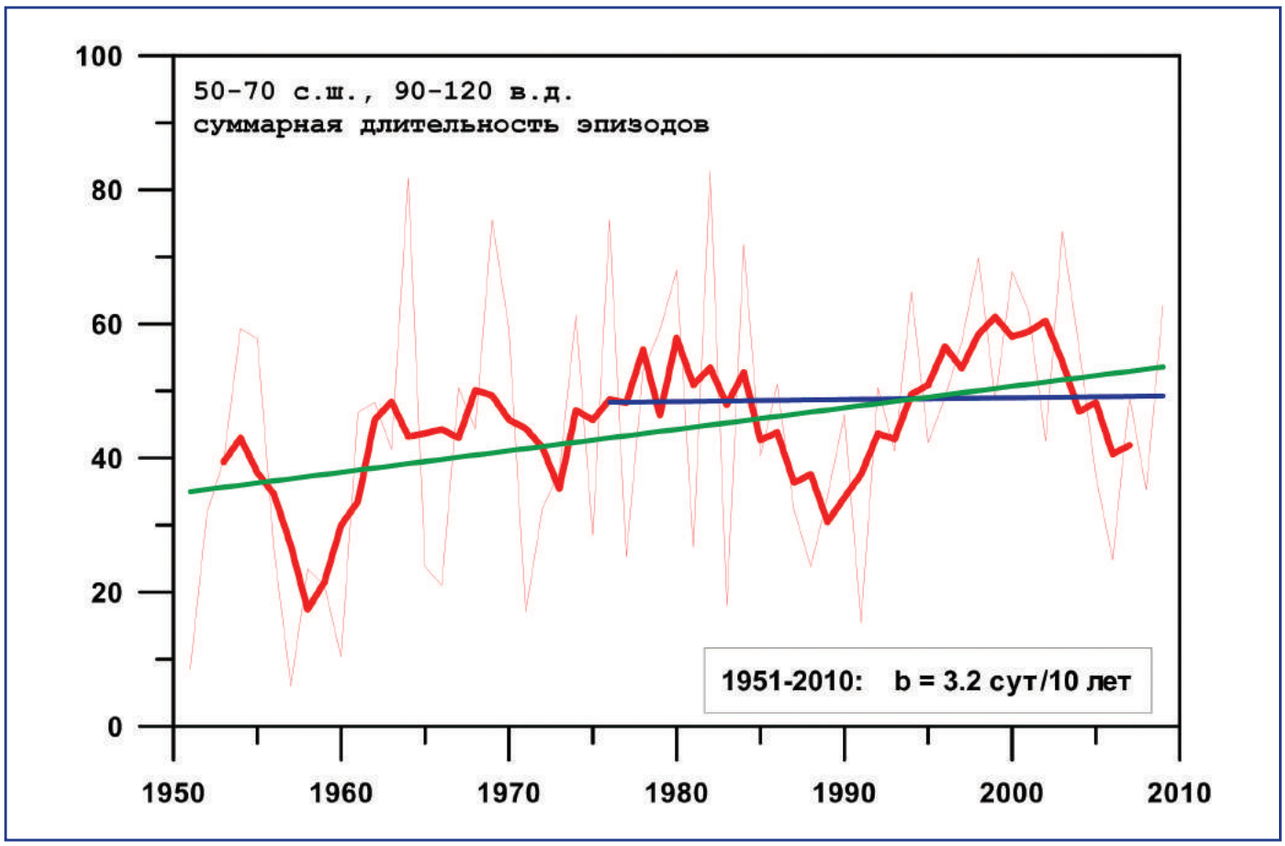


Рис. 1.7.18. Временные ряды суммарной продолжительности летних эпизодов квазистационарной антициклонической циркуляции в Средней Сибири (50–70° с.ш., 90–120° в.д.) и (врезка) в районе Северного Урала (55–65° с.ш., 55–65° в.д.).

сутствует, но с середины 1970-х гг. наблюдается определенный рост (незначимый на фоне межгодовых колебаний), в основном за счет последнего десятилетия. Аналогично ведет себя сезонная повторяемость АКЦ в Уральской области: незначительный рост с 1970-х гг. в основном связан с первым десятилетием XXI века, в то время как за период до 2000 г., как указывалось в цитированной статье, тенденции практически отсутствуют. С трендом 1976–2010 гг. возможно связано различие изменений положительных и отрицательных экстремумов температуры в районе Урала (рис. 1.7.9): рост 95-го процентиля (экстремумы тепла) при убывании 5-го.

В ОД_РФ-1 были приведены оценки трендов индекса блокирования (Груза, Коровкина, 1991), основанного на сохранении знака вихревой компоненты (отклонения от зонального среднего) геопотенциала H500 в точках на широте 60 градусов. Отмечен значительный положительный тренд индекса за 1951–2006 гг. летом в Средней Сибири (90–120° в.д.). На рис. 1.7.18 для периода 1952–2010 гг. приведен временной ряд сезонной продолжительности эпизодов АКЦ в этой области. Следует отметить, что для периода в целом положительный тренд сохраняется и имеет такой же порядок (~ 3 сут/10 лет). Однако в основной период потепления (после 1976 г.) тенденция отсутствует. Наблюдаются очень сильные междесятилетние колебания с периодом порядка 15–17 лет.

1.7.4. Опасные гидрометеорологические явления

На рис. 1.7.19 приведены данные о динамике количества гидрометеорологических опасных явлений (ОЯ) за 1996–2012 гг., относящихся лишь к опасным явлениям и комплексам гидрометеорологических явлений (включая гидрологические и агрометеорологические явления) на территории РФ,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 195

которые нанесли значительный ущерб отраслям экономики и жизнедеятельности населения (Голубев и др., 2013). За рассмотренный период наблюдался значительный рост числа таких ОЯ. 2012 г. стал рекордным по количеству ОЯ за прошедшие 17 лет. В 2012 г. отмечалось 469 гидрометеорологических ОЯ, нанесших ущерб, а в 2010 г. – 467 ОЯ. Линейный тренд за 1996–2012 гг. составил 188/10 лет (коэффициент детерминации – 79%). Данные за более ранние годы (с 1991 г.) приводятся в (Бедрицкий и др., 2007); среднее годовое число ОЯ за период 1991–2012 гг. – 180, т. е., примерно на уровне 1996–2000 гг.

В (Бедрицкий и др., 2007) приводятся данные об экономических потерях в Российской Федерации от опасных гидрометеорологических явлений и неблагоприятных погодных условий: 60 млрд руб. за 1995–2003 гг. Данные за 1991–2005 гг. указывают устойчивый рост потерь сельского хозяйства от гидрометеорологических ОЯ и неблагоприятных условий погоды (НУП). Из секторов экономики наиболее чувствительны к различным гидрометеорологическим ОЯ и НУП ЖКХ (~ 1700 ОЯ и НУП нанесли ущерб ЖКХ за 1991–2005 гг.), ТЭК (~ 1300), транспорт (~ 1000) и сельское хозяйство (~ 1000). Другие отрасли экономики (строительство, лесное хозяйство, авиация, морской и речной транспорт) и население страдают от значительно меньшего числа гидрометеорологических ОЯ и НУП: < 200 случаев для каждого за тот же период.

Статистика отдельно только метеорологических опасных явлений (независимо от нанесенного ущерба), приведенная на рис. 1.7.20 для года в целом и для лета и зимы (в годовом ходе числа метеорологических ОЯ наблюдается два максимума: основной летом и вторичный зимой), показывает, что значительный рост числа ОЯ наблюдается как для года в целом, так и для обоих сезонов.

Причины столь явного роста количества разнородных гидрометеорологических экстремумов неясны. Одна из возможностей состоит в том, что

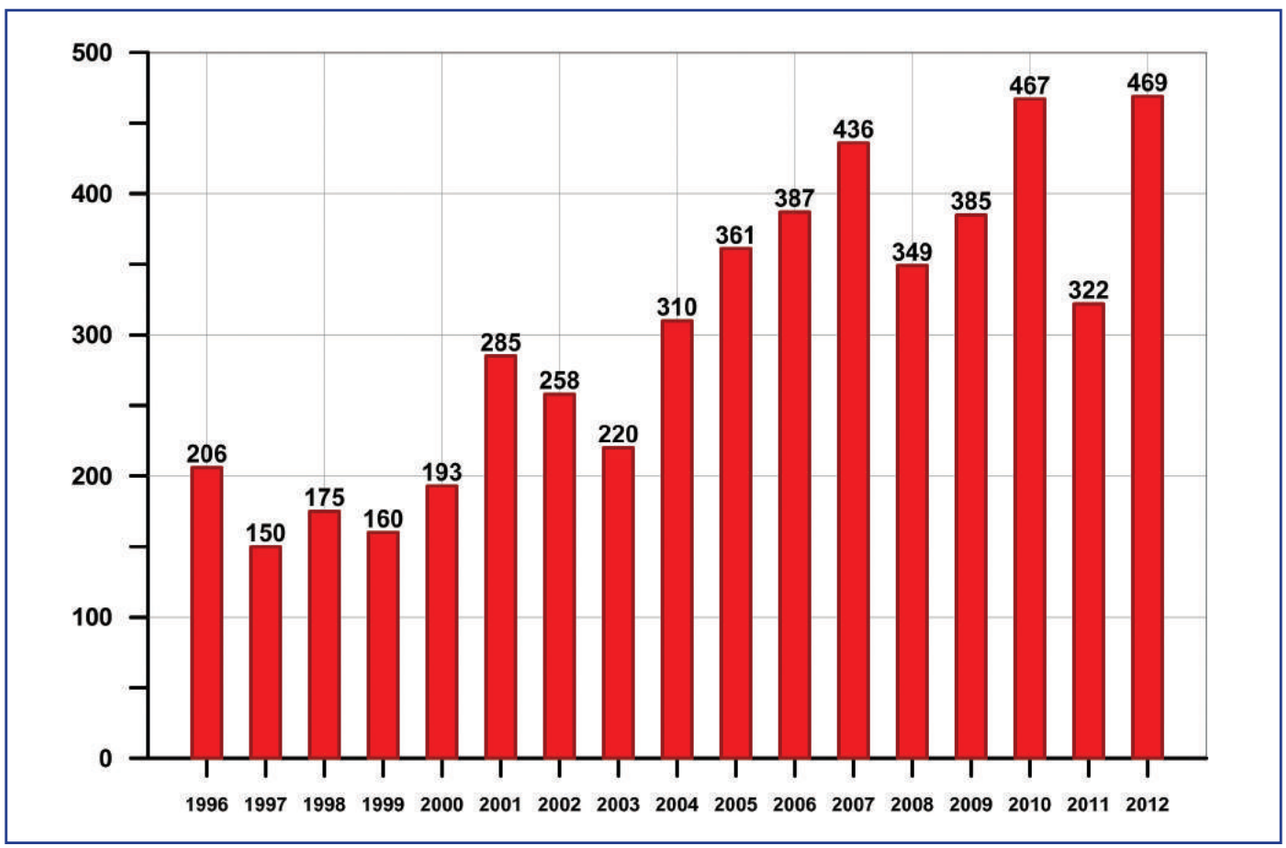


Рис. 1.7.19. Распределение числа гидрометеорологических ОЯ, нанесших значительный ущерб, по годам с 1996 по 2012 г.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 196

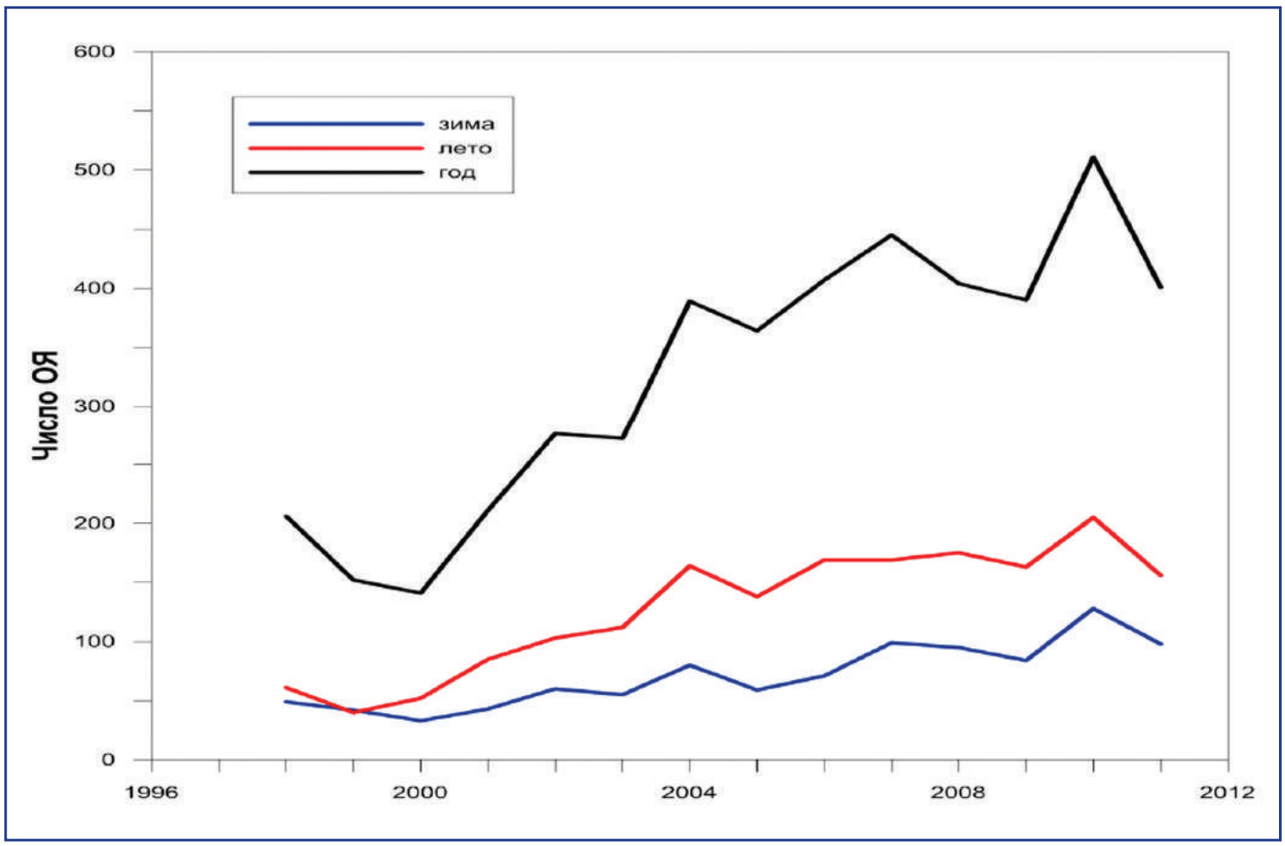


Рис. 1.7.20. Динамика количества метеорологических ОЯ за период с 1998 по 2011 годы.

эти изменения – артефакт, связанный с увеличением общего числа гидрометеорологических сводок при постепенном восстановлении сети гидрометеорологических наблюдений в 2000-е годы после ее катастрофического обрушения в начале 1990-х гг., поскольку рассматривались суммарные количества без всякой нормировки на число поступивших сводок. По крайней мере, частично это несомненно верно. Однако имеется (отчасти косвенное) подтверждение того, что все же значительная часть наблюдаемого тренда не связана с изменениями сети. Именно, в качестве индекса изменений сети было использовано общее число пришедших за год телеграмм CLIMAT с сети станций РФ (310 станций), используемых в регулярном мониторинге климата. Их число растет в среднем за год от 223 в 1996 г. до 256–258 в 2010-е годы. Тем не менее, нормированный на этот индекс ряд числа гидрометеорологических ОЯ, нанесших значительный ущерб, по-прежнему содержит очевидный значимый тренд (коэффициент детерминации 0.74).

Можно предполагать, что значительная часть изменений числа ОЯ связана с теми из них, которые связаны с рассмотренными выше изменениями экстремумов осадков и в особенности температуры, для которых наблюдается общий рост, особенно выраженный в теплый период; однако требуется специальный анализ, чтобы определить общий вклад таких ОЯ в суммарный тренд.

Атмосферное электричество и грозы

Грозы представляют серьезную опасность для разных отраслей хозяйства (авиация, сельское хозяйство, лесное хозяйство, связь, электроэнергетика и др.), а также угрозу для жизни человека. Этим обусловлена важность изучения генезиса, пространственно-временного распределения, повторяемости, интенсивности таких явлений и тенденций их изменений. В 2012 г. в Главной геофизической обсерватории прошла VII Всероссийская конференция по атмосферному электричеству, в рамках которой работала секция “Атмосферное электричество, метеоро-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 197

логия и климат", где рассматривались вопросы этого ряда.

Работ, где непосредственно анализировались изменения грозовой активности, представлено немного. В (Горбатенко, Константинова, 2012) приводятся результаты исследования многолетних рядов числа дней с грозой над территориями, различными по своему географическому положению: юго-восток Западной Сибири и Алтай, Европа. Для исследований использованы данные метеорологических станций за период 1880–2011 гг. В 20 веке максимальные значения грозовой активности (над северным полушарием) отмечались в 1950–1960-е гг. После этого, почти до середины 1980-х, наблюдалось повсеместное уменьшение грозовой активности. В последние десятилетия на юго-востоке Западной Сибири (средние значения по 6 станциям) и на территории горного Алтая направленных тенденций грозовой активности не наблюдается.

Формирование гроз – сложный атмосферный процесс, зависящий от метеорологических условий и характеристик атмосферного электричества. В (Анисимов, 2012) представлены результаты мониторинга аэроэлектрического поля по данным наблюдений обсерватории "Борок" в 1998–2011 гг. Автор делает заключение об отсутствии в ряду линейного тренда; однако приведенный график позволяет заключить, что после 2001 г. наблюдается рост годовых максимумов (летом) напряженности электрического поля в приземной атмосфере. В ряде работ приводятся результаты анализа метеорологических условий формирования гроз. К сожалению, не делается попыток анализа тенденций изменения частоты условий, благоприятных для формирования гроз.

1.7.5. Заключение

Анализ изменений экстремальных температур летнего и зимнего сезонов с середины 1970-х гг. (условное начало современного потепления) показывает, что на большей части территории страны изменения индексов экстремумов происходят в соответствии с общим потеплением: повторяемость экстремально теплых эпизодов растет, холодных – уменьшается; растут пороги как положительных, так и отрицательных экстремумов (т. е., как самые холодные, так и наиболее теплые эпизоды становятся теплее). Однако имеются важные региональные особенности. Изменения температуры на хвостах распределений в ряде регионов происходят быстрее или медленнее относительно изменений средних, а в ряде случаев и разнонаправлено, т. е. с течением времени меняется форма распределения. На заметные различия в изменениях климатических характеристик в разных частях их вероятностных распределений обращается внимание в работах (Школьник и др., 2007; Ferro et al., 2005; Hegerl et al., 2006; Shkolnik et al., 2010), в частности отмечается, что изменения региональной атмосферной циркуляции могут приводить к эволюции формы распределений, их расширению или сжатию, уменьшению или увеличению асимметрии. Часть этих особенностей является проявлением географической неоднородности изменений среднесезонных температур, наиболее выраженной зимой и связанной преимущественно с долгопериодными изменениями крупномасштабной атмосферной циркуляции (Wallace et al., 1996; Thompson, Wallace, 1998; Corti, et al., 1999; для территории РФ: Оценочный доклад, 2008; Попова, Шмакин, 2006; Бардин, 2011; Крыжов, 2004; и т. д.), которые в свою очередь являются проявлениями низкочастотной изменчивости в климатической системе. Такова, в частности, природа зимнего максимума потепления в западной части ЕЧР, связанного с долгопериодной изменчивостью Североатлантического колебания (САК; Hurrell, Vanloon, 1997; Hurrell et al., 2003; Оцеочный доклад, 2008): это избыточное потепление, связанное с увеличенной адвекцией тепла из региона Северной Атлантики в положительной фазе САК, было особенно велико в период с 1960-х до середины 1990-х гг., когда наблюдался значительный положительный тренд САК. Трудно судить, какова антропогенная составляющая этих изменений. По-видимому, основная часть долгопериодных изменений САК связана с естественной изменчивостью в системе океан–атмосфера. Часть климатических моделей демонстрируют тренд (положительный) САК в экспериментах с изменением концентрации парниковых газов (Stephenson et al., 2006), но лишь немногие – значимый, а некоторые – отрицательный (Бардин, 2011).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 198

Другая устойчивая особенность зимних изменений температуры – похолодание на дальнем северо-востоке РФ – проявляется только в убывании положительных экстремумов температуры, что качественно объясняется значительным уменьшением внутрисезонной изменчивости в этом регионе. Причина этого явления неясна: можно предположить, что, оно связано с изменениями фазы Тихоокеанской декадной осцилляции (Mantua et al., 1997, Mantua, Hare, 2002; Trenberth, Hurrel, 1994), возможно, как части Арктического колебания (Wallace et al., 1996). Изменения внутрисезонной изменчивости температуры достаточно значительны и ответственны за существенные региональные отличия в величине скорости и даже знаке изменений экстремумов от изменений средних сезонных величин (например, усиление экстремумов холода зимой – на Северном Кавказе и летом – на востоке ЕЧР).

Изменения пороговых значений экстремальных температур летнего сезона в основном объясняются, в том числе – количественно, изменениями средних (в основном изменениями среднесезонных температур, но имеются и особенности, связанные с изменениями формы годового хода) и внутрисезонной дисперсии в рамках Гауссовой модели для функции распределения. Что касается зимы, то здесь отклонения изменений экстремальных процентилей находятся в качественном согласии с изменениями внутрисезонной изменчивости. Количественно модель, связывающая изменения экстремальных квантилей с изменениями среднего и дисперсии в предположении гауссовости, оказывается неадекватной. Причины этого явления неясны и требуют дальнейшего изучения. Возможно, значительные отклонения от гауссовости в зимний сезон связаны со значительно большей выраженностью отдельных зимних режимов циркуляции, вносящих вклад в формирование функции распределения температур. Региональные особенности изменений межсуточной внутрисезонной изменчивости температуры и тем более их причины изучены еще хуже, чем региональные особенности изменений средних сезонных величин и их причины.

В отличие от температуры, изменения осадков нельзя связать непосредственно с антропогенными изменениями концентрации таких парниковых газов, как двуокись углерода или метан. В первую очередь они могут быть следствиями региональных изменений циклонической и антициклонической активности, как проявлений естественной внутренней изменчивости климатической системы. Однако нельзя исключить, и влияние глобального потепления: изменение влагосодержания атмосферы совместно с изменениями циклонической активности вследствие изменения ряда параметров климатической системы, таких, как общая бароклинность, радиус дефомации Россби и др. (Held 1993; Trenberth, 1999; Голицын и др., 2007а, б). Во всяком случае, даже для той части изменения режима осадков, которая связана с потеплением, следует ожидать значительно более выраженных региональных различий, чем для температуры. Изменения экстремумов осадков значительно сложнее анализировать также из-за необычного характера их распределения, являющегося смесью дискретного для случаев отсутствия осадков и непрерывного при их наличии; в результате возникают сложности уже при определении порогов экстремальных значений. Поэтому результаты для осадков имеют в основном описательный характер: мы можем при принятом подходе как правило делать лишь качественные заключения о том, что осадки, входящие в k наибольших за сезон (либо число дней без осадков – или с неизмеримо малыми осадками), демонстрируют ту или иную тенденцию в определенном регионе.

Основной вывод относительно зимних осадков состоит в том, что экстремально сильные осадки растут на большей части территории страны; область, где они убывают – это в первую очередь дальний северо-восток. С другой стороны, также на большей части страны растет число дней без осадков. Летом также на большей части РФ наблюдается рост экстремально сильных осадков, хотя это и не так явно выражено, как зимой. В южных, центральных и западных районах ЕЧР, в Забайкалье, на Камчатке и Чукотке растет число дней без осадков.

Очень важны такие сложные экстремумы, зависящие от сочетания температуры и осадков, как засухи. Основной результат здесь – рост засушливости на большей части земледельческой зоны России. В большинстве регионов растет

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 199

число дней с экстремально низкими величинами влагосодержания пахотного слоя почвы.

Для понимания наблюдаемых региональных изменений погодных экстремумов очень важны исследования, связывающие статистики экстремумов с региональными изменениями циркуляции – в особенности, циклонической и антициклонической активности и блокирования зонального переноса, далее с ведущими крупномасштабными модами климатической изменчивости (такими, как САК, АО и др.) и наконец, с глобальными изменениями антропогенного происхождения. К сожалению, имеется не так много работ, посвященных эмпирическому или модельному анализу связей в этой цепочке. Если имеется очень большое число работ, посвященных общей характеристике и анализу изменений климатических мод, то значительно меньше работ, характеризующих изменения региональной циркуляции, еще меньше – связывающих эти изменения с климатическими модами или со статистиками экстремумов, и совсем единицы – связывающих изменения климатических мод и региональной циркуляции с глобальными антропогенными изменениями.

1.7.6. Литература

Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., Голицын Г. С., Мохов И. И., 2007. Функции распределения вероятностей циклонов и антициклонов по данным реанализа и модели климата ИВМ РАН, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 6, с. 764–772.

Анисимов С. В., 2012. Динамика электричества невозмущенной атмосферы средних широт. В кн.: Сборник трудов VII Всероссийской конференции по атмосферному электричеству (24–28 сентября 2012 г.), т. 1, с. 18–22.

Бардин М. Ю., 2007. Антициклоническая квазистационарная циркуляция и ее влияние на аномалии и экстремумы температуры воздуха в западных областях России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–17.

Бардин М. Ю., 2011. Сценарные прогнозы изменения температуры воздуха для регионов РФ до 2030 г. с использованием эмпирических стохастических моделей климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 5–20.

Бардин М. Ю., Платова Т. В., 2013. Изменения экстремальных сезонных процентилей суточной температуры воздуха на территории РФ, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXV, с. 71–93.

Бардин М. Ю., Полонский А. Б., 2005. Северо-атлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, том 41, № 2, с. 147–157.

Бедрицкий А. И., Коршунов А. А., Хандожко Л. А., Шаймарданов М. З., 2007. Гидрометеорологическая уязвимость и устойчивое развитие России. – Прогнозирование и адаптация общества к экстремальным климатическим изменениям, в кн.: Международная конференция по проблемам гидрометеорологической безопасности, Пленарные доклады, Москва, 2007 г., с. 39–52.

Богданова Э. Г., Гаврилова С. Ю., Ильин Б. М., 2010. Изменение числа дней с сильными осадками на территории России за период 1936–2000 гг., Метеорология и гидрология, № 5, с. 75–81.

Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н., Разуваев В. Н., Шаймарданов М. З., Швец Н. В., 2000. Изменчивость экстремальных климатических явлений на территории России., Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 167, с. 16–32.

Голицын Г. С., Мохов И. И., Акперов М. Г., Бардин М. Ю., 2007а. Функции распределения вероятности для циклонов и антициклонов в период 1952–2000 гг.: инструмент для определения изменений глобального климата, Доклады АН, т. 413, № 2, с. 254–256.

Голицын Г. С., Мохов И. И., Акперов М. Г., Бардин М. Ю., Володин Е. М., 2007б. Оценки гидрометеорологических рисков и функций распределения вероятности атмосферных вихрей по данным реанализа и моделям климата. В кн.: Проблемы анализа риска, т. 4, № 1, с. 27–37.

Голубев А. Д., Жемчугова Т. Р., Сидоренков Н. С., 2013. Опасные гидрометеорологические явления. В кн.: “Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год”, Федеральная служба по гидрометеоро-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 200

логии и мониторингу окружающей среды (РОСГИДРОМЕТ), Москва, ISBN 978-5-901579-38-1, с. 63–67.

Горбатенко В. П., Константинова Д. А., 2012. Временная структура грозовой активности над Западной Сибирью и Алтаем. В кн.: Сборник трудов VII Всероссийской конференции по атмосферному электричеству (24–28 сентября 2012 г.), т. 1, с. 53–54.

Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991. Сезонные особенности пространственного рапределения индексов блокирования в Северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 3, с. 108–110.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2011. Оценка возможного вклада глобального потепления в генезис экстремально жарких летних сезонов на европейской территории РФ, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 1–4.

Киктев Д. Б., Секстон Д. М., Александер Л. В., Фолланд К. К., 2012. Тренды в полях годовых экстремумов осадков и приземной температуры во второй половине XX века, Метеорология и гидрология, № 11 с. 13–24.

Клещенко Л. К., 2010. Волны тепла и холода на территории России, Труды ГУ "ВНИИГМИ-МЦД", вып. 175, с. 76–91.

Крыжов В. Н., 2004. Связь средней годовой температуры воздуха в Северо-Западной Евразии с арктическим колебанием, Метеорология и гидрология, № 1, с. 5–14.

Мирвис В. М., Гусева И. П., 2006. Оценка изменения продолжительности безморозного периода вегетации на территории России и сопредельных государств в XX веке, Метеорология и гидрология, № 1, с. 106–113.

Мирвис В. М., Гусева И. П., 2007. Изменения в режиме оттепелей на территории России, Труды ГГО, вып. 556, с. 101–115.

Мохов И. И., Мохов О. И., Петухов В. К., Хайруллин Р. Р., 1992. Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 28, № 1, с. 11–26.

Обухов А. М., Курганский М. В., Татарская М. С., 1984. Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–14.

Оганесян В. В., 2011. О соотношении между продолжительностью аномалий температуры и величиной ее экстремумов, Метеорология и гидрология, № 9, с. 41–45.

ОД_РФ-1. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. I. Изменения климата, М., Росгидромет, с. 31–87.

Платова Т. В., 2007. Климатическая характеристика некоторых показателей экстремальности температуры приземного воздуха и атмосферных осадков на территории России, Бюллетень "Использование и охрана природных ресурсов в России", № 1, с. 38–47.

Попова В. В., Шмакин А. Б., 2006. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий зимней температуры воздуха в Северной Евразии в конце XX столетия, Метеорология и гидрология, № 12, с. 15–24.

Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2008а. Анализ летних засух 1972, 1975, 1984 и 2002 гг., Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, № 342, с. 23–36.

Садоков В. П., Неушкин А. И., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2008б. Сопряженность холодных и теплых зим с засушливостью и увлажнением летом по семи регионам ЕТР., Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, № 342, с. 37–44.

Сиротенко О. Д., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2013. Агроклиматические условия. В кн.: Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год, М.: Росгидромет, с. 56–63.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н., 2012. Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине XXI века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–23.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М., 2007. Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–18.

Школьник И. М., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Хлебникова Е. И., Салль И. А.,

OD-2-1-3n 12/5/14 2:21 PM Page 201

2008. Экстремальность термического режима в Сибири и динамика пожароопасной обстановки в XXI веке: оценки с помощью региональной климатической модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 3, с. 5–15.

Alexander L., Zhang X., Peterson T.C., Caesar J., Gleason B., Klein Tank A., Haylock M., Collins D., Trewin B., Rahimzadeh F., Tagipour A., Kumar Kolli R., Revadekar J. V., Griffiths G., Vincent L., Stephenson D. B., Burn J., Aguilar E., Brunet M., Taylor M., New M., Zhai P., Rusticucci M., Vazquez Aguirre J. L., 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, vol. 111: D05109

Bulygina O. N., Razuvaev V. N., Korshunova N. N., Groisman P. Ya., 2007. Climate variations and changes in extreme climate events in Russia, Environ. Res. Lett., vol. 2, no. 4, 045020, 7 pp.

Climate: Observations, Projections and Impacts. Russia, 2011. A report written by a range of climate researchers from UK Met Office Hadley Centre, University of Nottingham, Walker Institute, Centre for Ecology and Hydrology, University of Leeds, Tyndall Centre for Climate Change Research. http://www.metoffice.gov.uk/climate-change/policy-relevant/obs-projections-impacts.

Corti S., Molteni F., Palmer T. N., 1999. Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, Nature, vol. 398, pp. 799–802.

Ferro C. A. T., Hannachi A., Stephenson D. B., 2005. Simple non-parametric techniques for exploring changing probability distributions of weather, J. Climate, vol. 18, pp. 4344–4354.

Groisman P. Ya., Karl T. R., Easterling D. R., Knight R. W., Jamason P. B., Hennessy K. J., Suppiah R., Page C. M., Wibig J., Fortuniak K., Razuvaev V. N., Douglas A., Forland E., Zhai P. M., 1999. Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change, Clim. Change, vol. 42, pp. 243–283.

Hegerl G. C, Karl T. R., Allen M., et al., 2006. Climate change detection and attribution: Beyond mean temperature signals, Journal of Climate, vol. 19, pp. 5058–5077.

Held I. M., 1993. Large-scale dynamics and global warming, Bull. Am. meteorol. Soc., vol. 74, pp. 228–241.

Hurrell J. W., Kushnir Y., Ottersen G., 2003. An overview of the North Atlantic oscillation. In: The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact, J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck, M. H. Visbeck, (eds.), Geophysical Monograph Series, vol. 134, American Geophysical Union, pp. 1–35, DOI: 10.1029/134GM01.

Hurrell J. W., Vanloon H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North-Atlantic Oscillation, Clim. Change, vol. 36, pp. 301–326.

IPCC, 2007. Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.

Lau N.-C., 1988. Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency circulation pattern, J. Atmos. Sci., vol. 45, pp. 2718–2743.

Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M., Francis R. C., 1997. A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 78, pp. 1069–1079.

Mantua N., Hare S. J., 2002. The Pacific Decadal Oscillation, J. Oceanogr., 58, pp. 35–44.

Polonsky A., Bardin M., Voskresenskaya E., 2012. Variability of extratropical cyclonic activity in the Northern Hemisphere associated with global processes in the ocean-atmosphere system. In book: Cyclones: Formation, Triggers and Control (Editors: Kazuyoshi Oouchi and Hironori Fudeyasu), Nova Science Publishers, Inc., USA–Canada, Chapter 8, pp. 161–196.

Rex D. F., 1951. The effect of Atlantic blocking action upon European climate, Tellus, vol. 3, pp. 1–16.

Shkolnik I. M., Nadyozhina E. D., Pavlova T. V., et al., 2010. Snow cover and permafrost evolution in Siberia as simulated by the MGO regional climate model in the 20th and 21st centuries, Environ. Res. Lett., vol. 5, no. 1, pp. 1–8.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 202

Stephenson D. B., Pavan V., Collins M., Junge M. M., Quadrelli R., Participating CMIP2 Modelling Groups, 2006. North Atlantic Oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate: a CMIP2 multi-model assessment, Climate Dynamics, vol. 27, pp. 401–420.

Thompson D. W. J., Wallace J. M., 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, Geophys. Res. Lett., vol. 25, pp. 1297–1300.

Trenberth K. E., Hurrell J. W., 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific, Climate Dynamics, no. 9, pp. 303–319.

Trenberth, K. E., 1999. Conceptual Framework for Changes of Extremes of the Hydrological Cycle with Climate Change, Climatic Change, 42(1), pp. 327–339.

Trigo R. M., Trigo I. F., DaCamara C. C., Osborn T. J., 2004. Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses, Climate Dynamics, vol. 23, no. 1, pp. 17–28. ISSN 0930-7575.

Ulbrich U., Leckebusch G. C., Grieger J., Schuster M. et al., 2013. Are Greenhouse Gas Signals of Northern Hemisphere winter extra-tropical cyclone activity dependent on the identification and tracking algorithm, Meteorologische Zeitschrift, vol. 22, no. 1, pp. 61–68.

Vautard R., 1990. Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors, Mon. Wea. Rev., vol. 118, pp. 2056–2081.

Wallace J. M., Zhang Y., Bajuk L. 1996. Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature, J. Climate, vol. 9, pp. 249–259.

Zhang X., Hegerl. G., Zwiers F. W., Kenyon J., 2005. Avoiding inhomogeneity in percentile-based indices of temperature extremes, Journal of Climate, vol. 18, pp. 1641–1651.

ГЛАВА 1.8. КЛИМАТ АРКТИКИ

Г. В. Алексеев

1.8.1. Введение

Арктика составляет северную полярную часть глобальной климатической системы, но ее граница не везде совпадает с полярным кругом. Наиболее характерные климатические особенностями Арктики составляют полярная ночь (день) зимой (летом) и постоянное присутствие криосферы в виде ледяных щитов, ледников, многолетних морских льдов и сплошной вечной мерзлоты. Поэтому за границу арктической климатической зоны можно принять южный предел распространения сплошной вечной мерзлоты на суше, морских льдов в океане и северный полярный круг в тех районах, где к северу от него отсутствуют оба характерных признака арктического климата.

В предыдущих главах раздела 1 рассмотрены и представлены оценки изменений характеристик климата на всей территории России включая сухопутную часть Арктической зоны РФ (АЗРФ). В этой главе основное внимание уделено изменениям климата в морской Арктике, включающей морскую часть АЗРФ (арктические моря от Баренцева на западе до Чукотского на востоке и прилегающая часть Арктического бассейна в пределах 200 мильной экономической зоны) и остальные акватории Северного Ледовитого океана (СЛО), покрываемые льдом в зимний период. Именно присутствие океана и морского льда в центре Арктики в сильной степени влияет на формирование арктического климата и определяет важную роль Арктики в изменениях глобального климата.

Климат Арктики формируется в условиях значительно меньшего притока тепла от Солнца, чем климат неполярных областей. В значительной части этот дефицит восполняется внутренними термодинамическими процессами, протекающими как в климатической системе в целом, так и в морской Арктике (рис. 1.8.1). Наибольший вклад в потепление арктического климата по сравнению с гипотетическим климатом при неподвижной и прозрачной атмосфере, вносит адвекция тепла по направлению к полюсу в результате циркуляции атмосферы. Благодаря этому процессу климат Арктики в районе Северного полюса “теплеет” на несколько десятков градусов

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 203

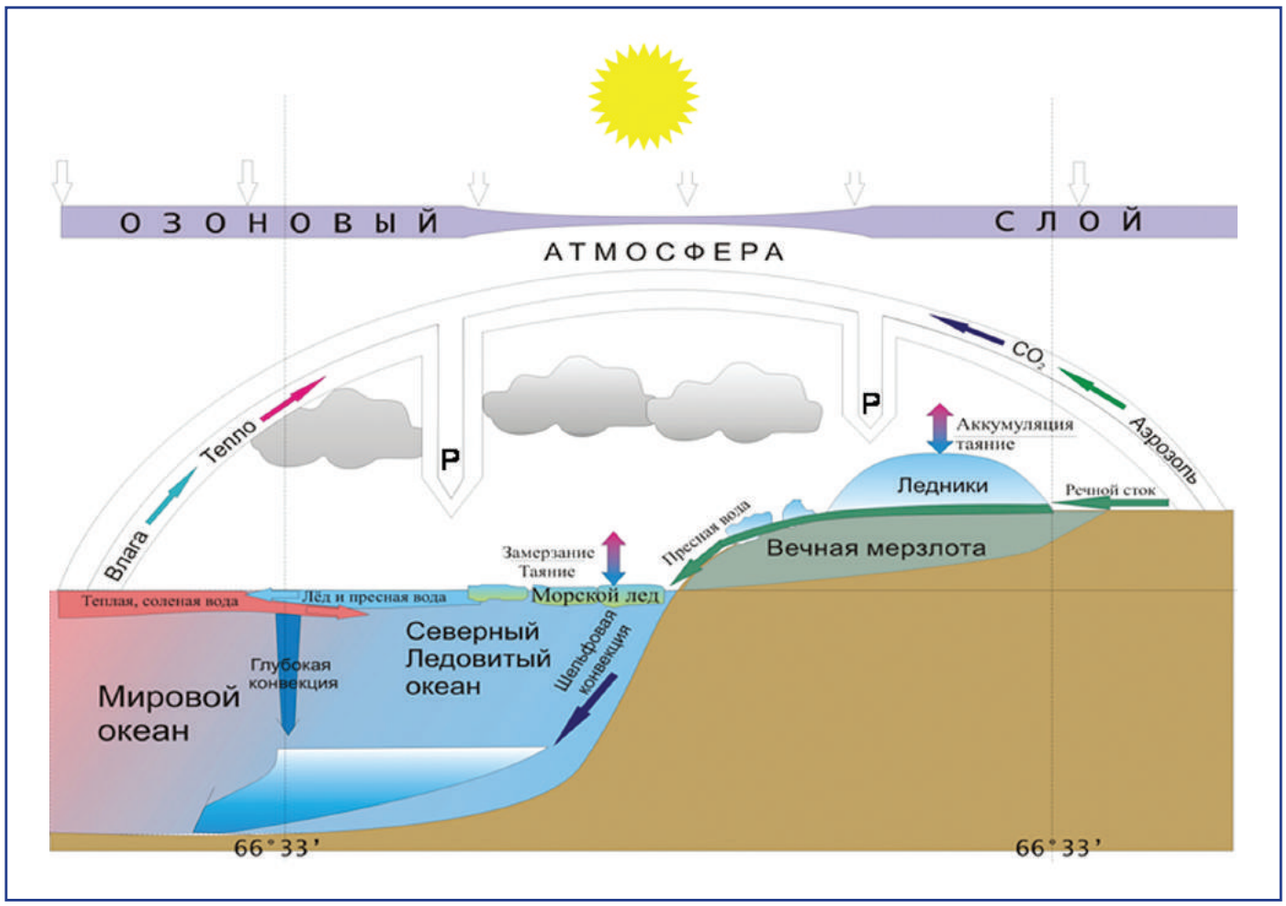


Рис. 1.8.1. Арктическая часть глобальной климатической системы (Алексеев, 2003).

по сравнению с климатом при отсутствии адвекции, в то время как парниковый эффект атмосферы повышает приповерхностную температуру воздуха здесь на меньшую величину (Алексеев, Священников, 1991).

В морской Арктике изменения климата усиливаются обратными связями, среди которых особое внимание привлекает деградация морских льдов в Северном Ледовитом океане (СЛО), остро реагирующих на изменения климата. Вынос пресной воды из СЛО влияет на распространение морских льдов, термохалинную циркуляцию в прилегающей акватории Северной Атлантики и через них на региональный и глобальный климат.

Одновременно морская Арктика является одним из районов, для которых пока не удается получить хорошего согласия между глобальными моделями и наблюдениями в воспроизведении происходящих изменений климата (Walsh et at., 2002; Chapman, Walsh, 2007; Алексеев и др., 2009б; Frolov, Kattsov, 2009).

Если глобальное воздействие на арктическую климатическую систему передается, прежде всего, через атмосферу, то обратное влияние Арктики на глобальный климат реализуется через океан и, в частности, через его наиболее активную часть, верхний распресненный слой и морские льды. Прямое тепловое воздействие океана на климат морской Арктики крайне неравномерно из-за пространственной неоднородности вертикальной структуры деятельного слоя, решающая роль, в формировании которой принадлежит притоку пресной воды. Большая часть СЛО зимой покрыта морским льдом, который в огромной степени снижает приток тепла из океана. В то же время на свободной ото льда северо-восточной части Гренландского моря приток тепла из океана в атмосферу достигает в среднем за год 200 Вт/м^2 (Хрол, 1992).

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 204

Если в Гренландском море потери тепла океаном восполняются адвекцией из его умеренных и низких широт, то в Арктическом бассейне вклад океанической адвекции в суммарный поток тепла из океана оценивается примерно в 2 Вт/м^2. Остальную часть среднегодового океанического потока тепла в атмосферу составляют тепло фазового перехода избытка пресной воды в морской лед, выносимый из Арктического бассейна. Источники океанического притока тепла в Арктике формируется, в основном, в результате летних процессов таяния снега и морского льда, прогрева верхнего слоя воды, притока пресной воды с окружающей суши и жидких осадков. Зимой это тепло поступает в атмосферу, главным образом, через процесс фазового перехода "вода–морской лед", причем его положительный баланс в среднем за год обеспечивается выносом морских льдов за пределы Арктического океана (Alekseev et al., 2000).

Вынос пресной воды и морских льдов из Арктического бассейна, подвержен значительным межгодовым колебаниям, которые влияют на распространение морских льдов в Гренландском море и на акватории Северной Атлантики (Dickson et al., 1988; Hakkinen, 1993; Mysak et al., 1990; Vinje, 2000). Максимальная протяженность морских льдов в зимний период контролируется распространением распресненного верхнего слоя (Захаров, 1996). Известно, что аномальному росту протяженности морских льдов в Северной Атлантике и Гренландском море зимой 1968–1973 гг. и последующим холодным зимам предшествовало падение солености воды на поверхности океана (Dickson et al., 1988), связанное с усилением выноса пресной воды из Арктики.

Другой источник обратного воздействия Арктики на глобальный климат находится в районах образования и трансформации глубинных и придонных водных масс, составляющих возвратную ветвь глобальной вертикальной циркуляции океана. Условия развития этих процессов контролируются конкурирующими притоками соленых вод атлантического происхождения и распресненных арктических вод и зимними стоками тепла и пресной воды под воздействием атмосферной циркуляции.

Таким образом, глобальные воздействия на арктический климат передаются, прежде всего, через атмосферную циркуляцию, контролирующую переносы тепла и влаги в высокие широты и их колебания в диапазоне межгодовой изменчивости. Кроме того, колебания крупномасштабной циркуляции атмосферы влияют на приток теплых и соленых вод в Северо-Европейский бассейн и далее в Арктический бассейн и проявляются в изменениях протяженности морских арктических льдов.

Обратное воздействие арктического климата на глобальные изменения связано с колебаниями выноса морского льда и пресной воды из Арктического бассейна в Северную Атлантику, которые влияют на изменения общей площади морских льдов и на развитие конвективного опускания вод в субарктических и арктических регионах Мирового океана.

1.8.2. Энергетический баланс Арктики и Северной полярной области

Адвекция составляет основную часть энергетического баланса для климатической системы "Земля–атмосфера в высоких широтах Северного полушария" (таблица 1.8.1). В таблице U – поток уходящей длинноволновой радиации (УДР) на верхней границе атмосферы; $S = S_0 / 4(1 - A)\Psi$ – плотность потока приходящей (поглощенной) коротковолновой радиации от Солнца на верхнюю границу атмосферы; A – альбедо системы; Ψ –

Таблица 1.8.1. Среднеширотные составляющие энергетического баланса системы Земля–атмосфера в среднем за год, Вт/м^2 (Хрол, 1992)

Широта северная	***A***	***S***	***U***	***M***
до 85°	0.62	68	184	117
85°–80°	0.60	72	187	115
80°–75°	0.57	80	188	109
75°–70°	0.52	94	192	98
70°–65°	0.49	106	195	89
90°–65°	0.53	93	193	100

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 205

Таблица 1.8.2. Оценки составляющих энергетического баланса СПО по результатам измерений компонент радиационного баланса со спутников, Вт/м² (Марчук и др., 1988)

Широта северная	Год			Январь			Июль		
	A	***U***	***M***	***A***	***U***	***M***	***A***	***U***	***M***
90°–80°	0.67	177	118	–	165	165	0.69	207	61
80°–70°	0.57	179	97	–	157	157	0.50	212	–18
70°–60°	0.46	191	72	0.78	165	158	0.39	224	–52

Таблица 1.8.3. Составляющие энергетического баланса атмосферы к северу от 70° с.ш., рассчитанные по данным реанализов ERA-40 (NCEP/NCAR). (Serreze et al., 2007)

Месяц	Потоки энергии и изменение полной энергии, Вт/м²					
	Изменение	***U***	M_a	M_o	Альбедо	Невязка
Январь	–2	–175	108(117)	56	–	–9
Июль	1	11	94(81)	–85	0.85	19
Ср. год	0	–110	100(103)	11	–	–1

функция времени и координат, отражающая астрономические изменения инсоляции; M – адвективный приток энергии, причем $M = M_a + M_o$, где M_a – адвекция в атмосфере, M_o – в океане.

Из приведенной таблицы следует, что в среднем за год более половины энергии в СПО поступает в результате адвекции из более низких широт. Зимой вклад адвекции возрастает до 100% в области полярной ночи (таблица 1.8.2).

В таблице 1.8.2 обращает на себя внимание отрицательная адвекция летом, которая является результатом поглощения тепла полярным океаном на таяние льда и снега и на прогрев верхнего опресненного слоя. В зимний период это тепло составит одну из составляющих притока из океана. Однако в среднем за год по всей Северной полярной области приток из океана составляет не более 5% от общего адвективного притока тепла.

Недавние оценки составляющих энергетического баланса с использованием массивов реанализа атмосферных данных ERA-40 и NCEP/NCAR для области севернее 70° с.ш. (Serreze et al., 2007) показали несколько меньший вклад адвекции в атмосфере и больший приток из океана (таблица 1.8.3). Заметим, что средний за год поток из океана по расчетам в работе (Nakamura, Oort, 1988), получен равным 2.4 Вт/м².

Основной вывод из приведенных оценок составляющих энергетического баланса Арктики состоит в определяющем вкладе притока из прилегающих широт. Увеличение притока тепла из океана по данным (Serreze et al., 2007) отчасти связано с более поздним периодом (1979–2001 гг.), по сравнению с первыми двумя (до 1970-х гг.), использованными для расчетов. Значительная часть периода 1979–2001 гг. пришлась на потепление и сокращение морских льдов в Арктике, что способствовало летнему прогреву поверхностного слоя СЛО и росту потока тепла из океана.

1.8.3. Наблюдаемые изменения в арктической климатической системе

Современный этап глобального потепления климата, развивающегося с начала XX столетия, начался в конце 1970-х годов. На это указывают данные наблюдений за приповерхностной температурой воздуха (ПТВ) и температурой воды на поверхности океана (ТПО), собранные в нескольких климатических центрах (CRU (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/), Hadley Centre (http://www.metoffice.gov.uk/), NASA GISS (http://data.giss.nasa.gov/) и др.). Эти данные широко используются, как при анализе развития потепления, так и для валидации расчетов изменений климата на глобальных моделях.

Уже в первых обобщениях данных о ПТВ, покрывающих период с конца XIX столетия до

OD-2-1-3n 12/8/14 3:00 PM Page 206

1980-х годов (Jones et al., 1986; Hansen, Lebedeff, 1987) заметны два периода повышения полушарной и глобальной ПТВ: с 1910 по 1940-е гг. и начиная с 1970-х гг. С 1940-х и по 1970-е гг. температура в целом понижалась. Сравнение изменений в разных широтных зонах Северного полушария (Hansen, Lebedeff, 1987) показывает усиление потеплений в высоких широтах и более значительное понижение температуры здесь по сравнению с низкими широтами.

По мере увеличения продолжительности наблюдений, отмеченные периоды в изменении глобальной и полушарной температуры воздуха сохраняются. Вплоть до конца XX столетия рост температуры на первой стадии потепления превышает ее увеличение на втором этапе потепления. В работе (Jones et al., 1999) получено, что за 20-ти летние периоды потеплений в 1925–1944 гг. и в 1978–1997 гг. глобальная температура выросла на 0.37 и 0.32°С, соответственно. Продление анализа до 2006 года (Smith et al., 2008) показало подъем глобальной температуры с 1975 по 2005 год примерно на 0.6°С, а с 1910 по 1940 г. примерно 0.5°С.

Глобальный анализ температуры воды на поверхности океана (ТПО) с 1860 по 2000 год, выполненный в работе (Rayner et al., 2003), также показывает два периода роста ТПО, разделенные ее понижением. Причем повышение средней за год глобальной и средней по северному полушарию ТПО в периоды роста с 1910 по 1940 и с 1979 по 2000 гг. было одинаковым. В каждый из периодов роста глобальная ТПО выросла на ~ 0.4°С, а ТПО в Северном полушарии на ~ 0.5°С (Rayner et al., 2003). Пополненные и уточненные оценки, представленные в работе (Rayner et al., 2006), подтверждают одинаковое повышения глобальной и средней по Северному полушарию ТПО в оба периода потепления (примерно на 0.5 и 0.6°С, соответственно).

Hansen et al. (2010) выполнили новое обобщение данных о ПТВ и ТПО за 1880–2010 гг. с использованием разных наборов данных. Они подтвердили прежние результаты анализа за более короткие периоды и установили особенности изменений с учетом данных за последние годы. По новым данным повышение глобальной ПТВ с 1975 по 2005 г. превысило на 0.1–0.2°С ее повышение с 1910 по 1945 г. В то же время, повышение глобальной ТПО в оба периода было одинаковым. По данным на метеорологических станциях глобальная средняя ПТВ повысилась за последний период в 2 раза больше, чем в первое потепление. Однако согласно (Bronniman, 2009) такое соотношение характерно для ПТВ, определенной по станциям вне Арктики и Северной Америки. Кроме того, выделяется ускоренное повышение глобальной ПТВ с 1992 по 2005 г. и последующее ее понижение, приостановленное повышением ПТВ в 2010 г.

В высоких широтах Северного полушария развитие потепления в 1910–1940 гг. прервано глубоким понижением ПТВ до 1970-х гг., после которого началось современное потепление. Эти три стадии эволюции ПТВ образуют колебание с периодом 60–70 лет (Schlesinger, Ramankutty, 1994), которое наиболее заметно в области Северной Атлантики и прилегающей суши. По этой причине его часто называют Атлантической многолетней осцилляцией (АМО) (Enfield et al., 2001). В многолетних изменениях ПТВ в Арктике АМО хорошо заметно на фоне столетнего тренда (Polyakov, Johnson, 2000; Polyakov et al., 2003).

Понижение температуры воздуха в Арктике после 1940 г. намного превзошло понижение в более низких широтах, где потепление приостановилось без существенного спада температуры (Hansen et al., 2010). Последующий подъем ПТВ начался практически одновременно во всех широтных зонах, включая Арктику. Развитие этого потепления рассматривалось во многих работах (например, Johannessen et al., 2004; Przybylak, 2007; Overland et al., 2008). Было показано, что в расчетах на глобальных моделях климата не удается воспроизвести современное потепление без учета антропогенного влияния (IPCC, 2007).

В работах (Алексеев и др., 2010; 2011) для оценки изменений приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) в Арктике использованы данные о среднемесячной температуре за период 1901–2012 гг. на 32 станциях, расположенных севернее 60° с.ш. (рис. 1.8.2). В области морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Северного Ледовитого океана, для оценки изменений ПТВ использованы данные 41 станции, расположенных на островах и

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 207

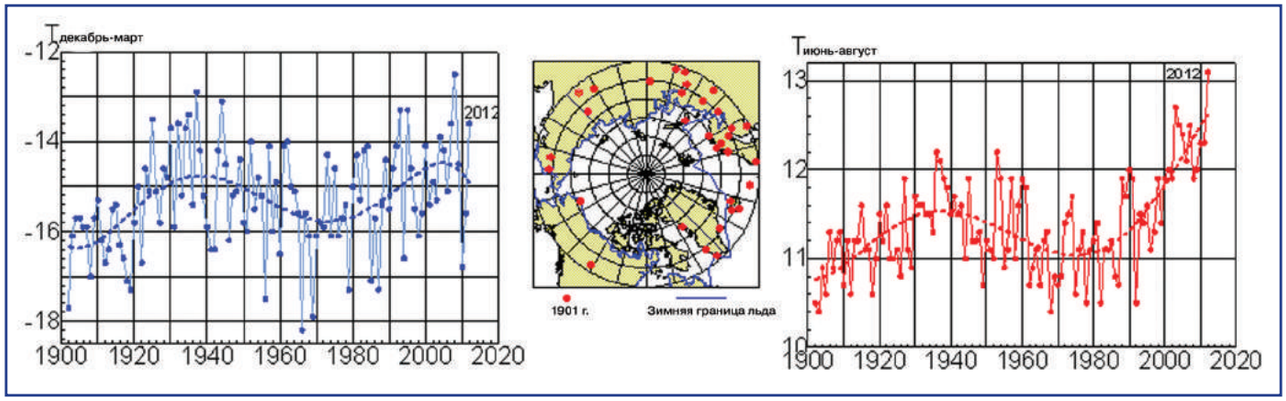


Рис. 1.8.2. Средняя по 32 станциям к северу от 60° с.ш. ПТВ зимой (ДЯФ) и летом (ИИА). В центре – положение станций (адаптирован из Алексеев и др., 2011).

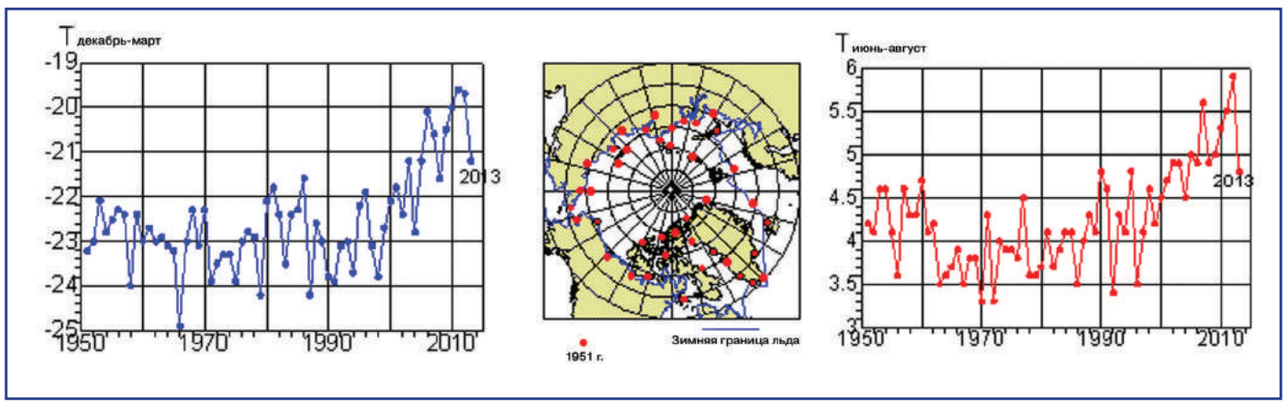


Рис. 1.8.3. Изменение средней температуры воздуха в морской Арктике за 1951–2013 гг. Слева – зимой (ДЯФ), справа – летом (ИИА). В центре – положение станций (адаптирован из Алексеев и др., 2011).

побережье Северного Ледовитого океана (рис. 1.8.3.). Такие данные в полном объеме имеются с 1951 года (Александров и др., 2007).

Выбор средней по арктическим станциям ПТВ в качестве индикатора изменений температуры воздуха связан с тем, что существующие сеточные массивы данных о температуре с начала 20-го столетия основаны на изначально небольшом и постепенно увеличивающемся во времени количестве станций, что влияет на качество интерполяции в узлы сетки. Сравнения данных из сеточных массивов с данными на отдельных арктических станциях показали существенные различия в средних значениях и в коэффициентах линейного тренда даже для современных массивов NCEP и ERA-40 (Кораблев и др., 2007). Сравнение средних, рассчитанных по станциям и по сеточным данным NCEP (Kalnay et al., 1996), показало, что коэффициенты корреляции между рядами среднемесячных значений ПТВ находятся в пределах 0.81–0.90.

На рисунке хорошо выражено упомянутое выше долгопериодное колебание с периодом 60–70 лет, на долю которого приходится 37% изменчивости среднегодовой ПТВ, в то время как на долю линейного тренда 11% и на долю остатка, соответственно, 52%. (Алексеев и др., 2010). Наибольший вклад (от 22 до 45%) отмечается на станциях в Гренландско-Исландском районе, который и формирует в значительной степени вклад АМО в изменения средней температуры в Арктике. Время наступления первого максимума АМО здесь приходится на 1940-е гг.

Изменения температуры воздуха над областью морской Арктики, включающей покрытую льдами в зимний период акваторию Север-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 208

ного Ледовитого океана (СЛО) представляют особый интерес, поскольку, в первую очередь влияют на летнее таяние и зимнее разрастание ледяного покрова в СЛО. На рисунке 1.8.3 видно быстрое убывание отрицательных температур после 1991 года и быстрый рост положительных температур после 1996 г. с абсолютным рекордом в 2012 г. При этом зимние температуры до 1991 г. и летние до 1996 г. имели слабые отрицательные тренды, которые сменились на значимые положительные тренды. Таким образом, потепление в морской Арктике развивалось неравномерно и, в основном, с середины 1990-х гг. Предшествующие относительно теплые летние сезоны отмечались в 1960-е гг.

1.8. 4. Атмосферная циркуляция

Атмосферная циркуляция является одним из основных внутренних механизмов формирования климата, изменяется вместе с ним под воздействием внешних факторов и, в свою очередь, участвует в формировании этих изменений в региональном, а также и глобальном масштабах (Walker, Bliss, 1932; Визе, 1937; Rossby, 1939; Van Loon, Williams, 1976; Алексеев и др., 1991; Мохов и др., 1992; Wallace et al., 1995, 1996; Proshutinsky, Johnson, 1997; Maslanik et al., 2007; IPCC 2007; Overland, Wang, 2010 и др.).

Влияние атмосферной циркуляции на изменения климата в Арктике несомненно виду большого вклада атмосферных переносов в формирование энергетического баланса Северной полярной области. Выше отмечались работы В. Ю. Визе и других авторов, в которых отмечались изменения в циркуляции атмосферы в период развития потепления Арктики в 1920–1940-е годы. Исследования циркуляции атмосферы в Арктике усилилось в период активной хозяйственной и научно-экспедиционной деятельности в арктическом регионе в 1960–1980-е гг. Полученные результатам обобщены в ряде монографий А. А. Гирса (1971), А. А. Дмитриева (1994), представлены в атласах (Атлас СЛО, 1980; Атлас Арктики, 1986).

Одной из основных особенностей атмосферной циркуляции, установленными в этих обобщениях, являлось преобладание антициклонической циркуляции над Арктическим бассейном в зимний период, нарушаемое вторжением циклонов. Это дало основание выделить два основных режима атмосферной циркуляции – антициклонический и циклонический. Первым ввел понятия циклонического и антициклонического режимов циркуляции атмосферы над Арктическим бассейном, с которыми связано уменьшение или увеличение ледовитости арктических морей, В. Ю. Визе, (1944). Позднее это положение было распространено и на дрейф льдов в Арктическом бассейне З. М. Гудковичем (1961).

Это дало основание выделить два основных режима атмосферной циркуляции – антициклонический и циклонический. (Proshutinsky, Johnson, 1997; Thompson, Wallace, 1998; Walsh, Portis, 1999; Dickson et al., 2000; Przybyak, 2000; Rigor et al., 2000). Выяснилось что циркуляционные моды, представляемые индексом Северо-Атантического колебания и Арктической осцилляции, повлиявшие в начале 1990-х гг. на потепление потеплением в Арктике, в дальнейшем перестали отражать влияние циркуляции (Bengtsson et al., 2004; Overland, Wang, 2005).

Рассогласование между ослаблением АО и продолжением сокращения площади льда в Арктике объясняется изменением частоты появления режимов циркуляции (Maslanik et al., 2007). Перестройка циркуляционной системы в Арктике проявилась в формировании дипольной структуры (Wu et al., 2006; Wang et al., 2009) в поле давления воздуха на уровне моря (ДУМ). В положительной фазе арктический диполь (АД) характеризуется пониженным давлением над Карским морем и морем Лаптевых и повышенным над Канадским архипелагом, распространяющимся на юго-восток Гренландии. В отрицательной фазе АД аномалии давления расположены противоположным образом, но с центром отрицательной аномалии давления над Северными морями.

В летние сезоны 2007–2012 гг. АД характеризуется низким ДУМ на сибирской Арктикой и высоким над морем Бофорта, распространившимся через Северную Америку на

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 209

Гренландию. Максимальная разность давления приходится на июнь, создавая усиленный меридиональный перенос через Арктику. Это увеличивает летнее таяние льда, положительные аномалии ПТВ над центральной Арктикой и усиленное таяние Гренландского ледяного щита.

Изменение в структуре атмосферной циркуляции над Арктикой с преобладанием циклонического режима повлияло на формирование климатических аномалий над прилегающими умеренными широтами, в частности аномально холодных зим в Европе и в восточной Азии. Первая такая зима с аномальными холодами в Европе отмечена в 2005–2006 гг. в результате смещения путей циклонов из Атлантики на север и усиления циклоничности над Баренцевым и Карским морями (Petoukhov, Semenov, 2010).

Отмечая оппозицию аномалий положительных ПТВ над Арктикой и отрицательных над восточной Азией, авторы работы (Inoue et al., 2012), нашли, что циклоничность над Баренцевым морем сопровождается усилением и западным смещением антициклона над сибирским побережьем и затоками холодного воздуха вдоль его восточной периферии в восточную и среднюю Азию.

Francis, Vavrus (2012) связывают с усилением потепления в Арктике замедление распространения волн Россби в восточном направлении, ослабление зональной составляющей ветра и рост амплитуды волн, что ведет к большей устойчивости погодных структур и увеличению вероятности экстремальных погодных условий в умеренных широтах. Следует заметить, что ранее в работе Алексеев и др. (2000) показано по данным за 1947–1966 гг., что между среднезональными температурными аномалиями в высоких широтах и в прилегающих умеренных существует значимая отрицательная корреляция на масштабах менее 6 лет.

Изменения в атмосферной циркуляции в летний период характеризуются увеличением повторяемости летнего антициклона над морем Бофорта с начала 1990-х гг., что способствует усилению таяния льда и аномальному сокращению его площади к концу летнего сезона (Moore, 2012).

1.8.5. Солнечная радиация

Потепление в Арктике связано также с изменениями в режиме приходящей солнечной радиации. Наблюдения за приходящей солнечной радиацией на арктических станциях обнаруживают значимые тренды ее составляющих за последние 50 лет. Полувековой тренд суммарной и прямой солнечной радиации на канадских арктических станциях Алерт, Резолют Бей и Нунавут показывает уменьшение прямой радиации на 2.25% и 2.50% на первых двух станциях, согласующийся с уменьшением числа безоблачных дней. Суммарная радиация выросла на 26.7% и 17.9% за десятилетие, главным образом, в мае и июне (Weston et al., 2007). Причиной является увеличение нисходящей ДВР, которая уменьшает альбедо и способствует более раннему началу таяния.

Летнее таяние арктического морского льда в сильной степени зависит от распределения приходящей солнечной радиации между отраженной и поглощенной льдом и океаном частями. Это разделение испытывает сезонные колебания и значительную межгодовую изменчивость. Среднее количество поглощенной солнечной радиации системой лед–океан с апреля по сентябрь по данным измерении в 1997–2004 гг. составило 900 МДж/м$^{-2}$ со значительными колебаниями в пределах от 826 до 1044 МДж/м$^{-2}$, которые зависят от начала таяния и слабо связаны с продолжительностью таяния или окончанием таяния. Начало таяния столь сильно влияет на таяние морского льда потому, что на это время приходится максимум в притоке солнечной радиации и отклонения этого момента сказываются на всем периоде таяния через влияние на альбедо (Perovich et al., 2007a). С 1979 по 2005 год количество поглощенной солнечной радиации, запасенной летом в верхнем слое Арктического бассейна, увеличилось за последние несколько десятилетий на 89% его акватории (Perovich et al., 2007b).

О влиянии облачности на радиационный режим в Арктике можно судить по оценкам трендов ПТВ при различных условиях облачности. Такие оценки были выполнены по спутниковым данным об облачности и скин-температуре в работе (Liu et al., 2008). Облака повышают ПТВ почти круглый год за исключением середины лета. Тренды

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 210

ПТВ при ясном и облачном небе распределены также как при общих условиях облачности, но величина трендов при ясном небе больше, чем при облачном и они положительны весной, летом и осенью. Тренды при общих условиях облачности показывают потепление в большинстве районов весной и летом. Зимой отрицательный тренд значим над восточной Арктикой и большей частью Арктического океана. Положителен тренд над западной Арктикой.

1.8.6. Арктическое усиление

При сравнении потепления в Арктике с глобальным потеплением или потеплением в Северном полушарии, отмечают его максимальное развитие в Арктике. Этот феномен назван Арктическим усилением и выяснению его причинам посвящено много исследований. Обсуждение причин потепления в Арктике и его усиления по сравнению с другими областями началось еще в период первого потепления 1920–1940-х гг.

В. Ю. Визе (1937) по-видимому, был первым, кто указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину потепления. Он писал, что потепление Арктики в 1920–1930 гг. является наиболее сильным по своим размерам климатическим колебанием, зарегистрированным на тот момент метеорологическими летописями. Визе пришел к заключению, что потепление явилось следствием усиления общей циркуляции атмосферы на земном шаре, с которым связана акцентация всех центров действия атмосферы, в том числе, исландского минимума и сибирского максимума, сопровождавшаяся усилением западных и юго-западных ветров над Северной Атлантикой и Норвежским морем и притока атлантических вод в Арктический океан с одновременным усилением обратного потока вод и льдов из Арктического бассейна в Гренландское море. Рассматривая развитие потепления, Визе отметил его максимальное проявление во всей приатлантической Арктике от западной Гренландии до Карского моря в зимний сезон. Вслед за Визе Дзердзеевский (1943) и Виттельс (1946) также рассматривали усиление атмосферной циркуляции и переносов тепла в Арктику как первопричину потепления арктического климата в 1920–1930-е годы. В работе (Bengtsson et al., 2004) на основе экспериментов с глобальной моделью климата подтверждено развитие потепления с усилением западных ветров и притока атлантической воды.

Положение о решающей роли усиления циркуляции атмосферы и океана и связанного с ними притока тепла в Арктику подтверждается расчетами составляющих энергетического баланса (см. предыдущий раздел), из которых виден основной вклад адвекции тепла в атмосфере и возрастающая роль океанического тепла для энергетического баланса Арктики в холодную половину года. Исходя из этого показано (Алексеев и др., 1991; Алексеев, 2004), что изменчивость приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) зимой в период полярной ночи зависит от изменчивости притоков энергии с циркуляцией атмосферы и океана:

$$\sigma_T = (T_0 / 4)*(\sigma_\Theta / Q_0),$$

где T_0 и Q_0 – климатические значения температуры и притока энергии в полярную область, σ – среднеквадратичные отклонения соответствующих величин от климатических норм. Поскольку в многолетнюю изменчивость ТПО основной вклад вносят долгопериодные изменения, включая тренд, то он также зависит от изменений циркуляции атмосферы в первую очередь. В этом случае усиление изменений ТПО в высоких широтах по сравнению с прилегающими широтами определятся в первом приближении соотношением их площадей (Алексеев, Священников, 1991), зависящим от широты, например,

$$\frac{\sigma_{67-68}}{\sigma_{50-67}} \equiv \frac{(\sin 87.5 - \sin 67.5)}{(\sin 67.5 - \sin 50.5)} = 1.98.$$

Реальное отношение $\sigma_{67-68} / \sigma_{50-67} = 1.91$, среднее по данным NCEP за 1949–2010 гг. для холодной половины года (октябрь–март) близко к теоретическому значению.

Оценки влияния адвекции тепла в атмосфере, а также интегральной прозрачности и альбедо на изменения климата высоких широт, выполненные с помощью энергобалансовой модели среднезонального климата подтвердили (Алексеев, Священников, 1991; Алексеев, 2004), что при усилении колебаний переноса изменчивость температу-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 211

ры возрастает, а при увеличении или уменьшении альбедо в полярной области изменчивость температуры, соответственно, возрастает или уменьшается.

При переходе в модели от режима лучистого равновесия в неподвижной "прозрачной" атмосфере к термическому режиму современного климата средняя температура полушария увеличивается на 30 K; из этого значения на долю парникового эффекта приходится около 90%, остальное повышение произошло за счет адвективно-радиационного разогрева атмосферы. У полюса адвективный вклад в формирование современного термического режима составляет 77%, а на долю парникового эффекта приходится 23% при суммарном повышении температуры у полюса на 86.28 K относительно режима лучистого равновесия. При этом парниковый эффект усиливает вклад адвекции в суммарный разогрев атмосферы.

В дальнейшем выводы об определяющей роли адвекции тепла атмосферной циркуляцией в усилении потепления в Арктике были подтверждены в ряде работ (Alexeev et al., 2005; Cai, 2005; 2006) с использованием энергобалансовых моделей и модели общей циркуляции атмосферы. Несколько ранее Holland and Bitz (2003) нашли по результатам глобальных моделей из CMIP3, что увеличение океанического переноса в высокие широты и увеличение облачности также значимо коррелированны арктическим усилением.

Хотя многие исследователи разделяют толчку зрения о решающей роли адвективного переноса тепла и влаги в высокие широты в развитие арктического потепления, исследования в этом направлении продолжаются. В работе (Holland, Bitz, 2003) утверждается, что основные причины усиления остаются неизвестными. Тем не менее, авторы предполагают, что причинами такого феномена могут быть изменения в циркуляции океана и атмосферы.

Основная причина остающихся расхождений в оценке причин усиления связана с тем, что усиление циркуляции и переносов ведет к появлению положительных обратных связей, которые принимаются за главные факторы усиления. К этим обратным связям относится, прежде всего, сокращение площади и сплоченности морского льда и увеличение пространств открытой воды в конце летнего периода. Другая важная обратная связь появляется с увеличением поступления влаги при усилении адвективного переноса, увеличивая приток длинноволновой радиации (ДВР) к поверхности

Например, авторы работ (Screen, Simmonds, 2010; Screen et al., 2012) приписывают главную роль в усилении потепления в Арктике сокращению площади морского льда, признавая, что увеличение содержания водяного пара в атмосфере в результате сокращения ледяного покрова может усилить потепление летом и в начале осени. Однако, тренды среднемесячной температуры воздуха в Арктике, оцененные в работе (Алексеев и др., 2011) не подтверждают усиления в эти месяцы, а показывают максимальное усиление поздней осенью и в начале зимы.

Miller et al. (2007) использовали глобальную модель климата для оценки изменений обратных связей в арктической климатической системе и нашли, что рост температуры сопровождается увеличением содержания водяного пара, ростом облачности и оптической толщины облаков и, соответственно, увеличением потока направленной вниз длинноволновой радиации. Данные наблюдений (Francis et al., 2005) подтверждают значительный вклад ДВР в отступление ледяного покрова от побережья в летний сезон. В то же время авторы работы (Langen et al., 2012) считают, что обратная связь с водяным паром сама по себе не ведет к полярному усилению, но удваивает чувствительность климата, как в высоких, так и в низких широтах. Однако, Holland, Bitz (2003) нашли, что увеличение облачности в глобальной модели положительно коррелирует с арктическим усилением. Ранее Winton (2006) пришел к выводу на основе результатов 12 глобальных моделей климата, что альбедная обратная связь влияет, но не является основной причиной усиления.

Таким образом, можно заключить, что основная роль атмосферной циркуляции в развитии и усилении потепления в Арктике несомненна. Развитие наблюдаемого в настоящее время потепления климата Арктики также связано с изменениями в режиме циркуляции атмосферы, которые происходят под влиянием как естественных, так и антропогенных глобальных воздействий.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 212

1.8.7. Морской лед: площадь и сплоченность

Сокращение площади морского льда является наиболее обсуждаемым проявлением современного потепления в Арктике. В первом оценочном докладе (ОД_РФ-1) обзор изменений морского льда в Арктике заканчивался 2007 годом, когда был отмечен абсолютный на тот момент минимум площади, занятой морским льдом (протяженность морского льда (ПМЛ)) в сентябре. На конец последующего пятилетнего периода 2007–2012 гг., завершающегося подготовкой ОД_РФ-2, пришелся новый еще более глубокий минимум ПМЛ в сентябре 2012 года. Подобного сокращения площади льдов не наблюдалось никогда ранее за период не только инструментальных, но любых случайных и попутных наблюдений со времен появления современного человека в высоких широтах.

Имеющиеся наиболее ранние оценки распространения льдов относятся к акватории Северных морей (Гренландское, Норвежское и Баренцево моря) и прилегающих районов (Vinje, 2001; Brinck et al., 2003). Из них видно, что в период с 1920-х по 1940-е годы происходило сокращение летней площади льда в области от 30° з.д до 70° в.д. и к югу от 80° с.ш. Данные о летней площади льда в Сибирских арктических морях, где таяние льдов летом наиболее велико, имеются в виде ледовых карт с 1933 года (Mahoney et al., 2008). Ряды средней в летние месяцы площади льда восстановлены с 1924 года (Захаров, 2004; Фролов и др., 2005; 2007; 2011). Они показывают (Фролов и др., 2007; Алексеев и др., 2009а) тренд на сокращение летней площади льда в 1924–1954 гг. в Сибирских морях -20.3×10^3 км^2 в год, а в 1977–2007 гг. -25.2×10^3 км^2 в год. При этом в Карском море сокращение в первый период в два раза превысило сокращение во второй.

Современный период сокращения площади арктического морского льда хорошо документирован по данным измерений со спутников. Произведенные на их основе комплекты ледовых карт и временные ряды различных характеристик морского ледяного покрова анализировались во многих работах (Смоляницкий, 2003; Johannessen et al., 2004; Stroeve et al., 2007; Comiso et al., 2008; Kwok, Rothrock, 2009; Фролов и др., 2011). В работе (Алексеев и др., 2011) были показаны изменения площади, занятой льдами в сентябре в Арктике и в Сибирских арктических морях по 2010 год. Соответствующий рисунок из этой работы дополнен данными 2011–2013 гг. (рис. 1.8.4).

Имеющиеся на сегодня данные о протяженности морских льдов в Северном полушарии (Chapman, Walsh, 1993; Johannessen et al., 2000; Rayner et al., 2003; http://nsidc.org/data/seaice_index/, http://wdc.aari.ru/datasets/), в Северном Ледовитом океане и арктических морях (Захаров, 2004; Фролов и др., 2007) покрывают период с начала XX столетия, но лишь с 1979 г. они основаны на регулярных наблюдениях со спутников. Сравнение рядов ПМЛ, полученных из разных источников и для раз-

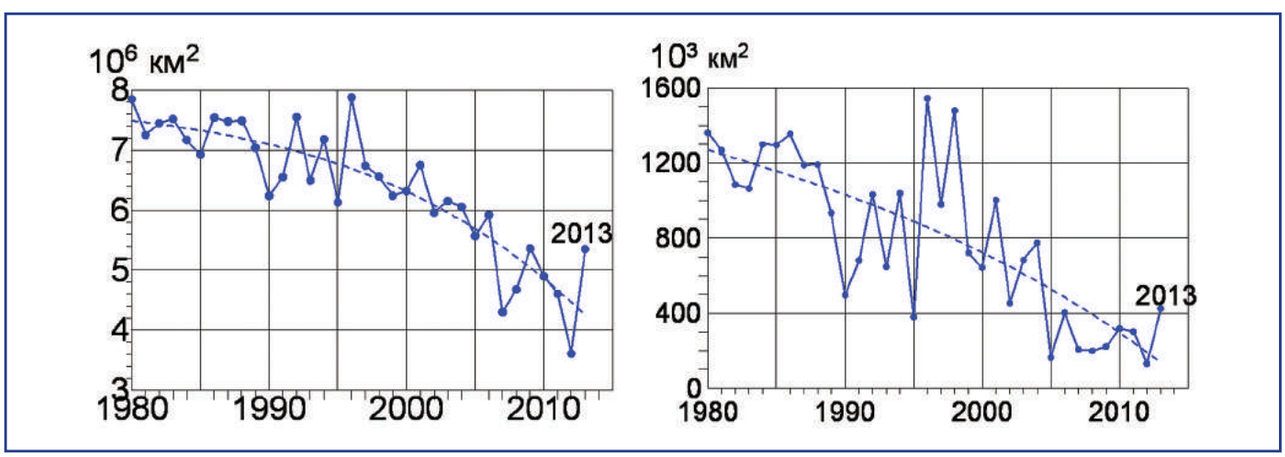


Рис. 1.8.4. Средняя площадь морского льда в сентябре в Арктике (слева, по данным NSIDC http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html) и в Сибирских арктических морях (справа, по данным ААНИИ http://www.aari.nw.ru/) в 1980–2013 гг. Пунктирная кривая – аппроксимация полиномом 3 степени.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 213

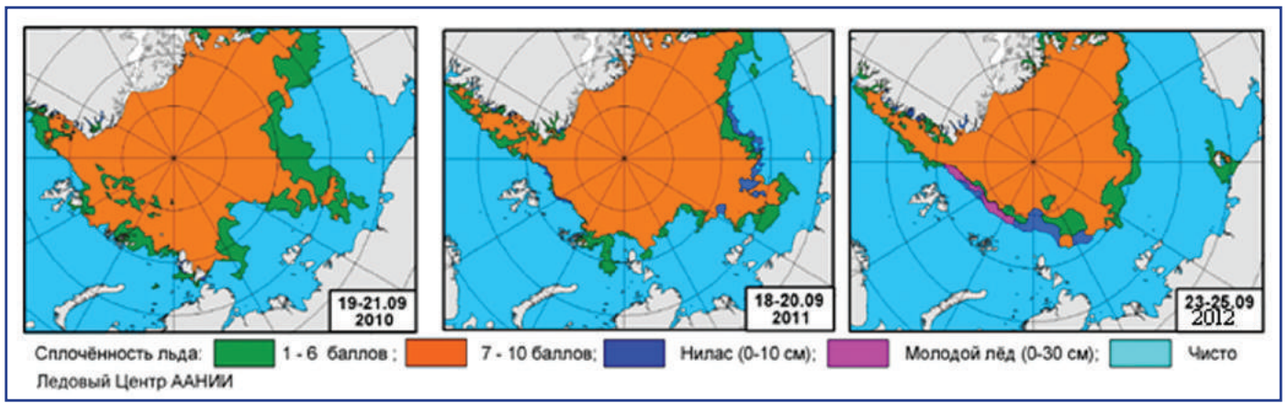


Рис. 1.8.5. Распределение сплоченности льда во второй половине сентября в 2010, 2011 и 2012 гг. (Данные сайта ААНИИ http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php).

ных районов Северного полушария показывает значительные расхождения между ними в отдельные месяцы, особенно до 1958 г. (Alekseev et al., 2007). После 1979 г. ряды становятся близкими между собой, поскольку все они основаны на спутниковых наблюдениях.

В зимний период морские льды покрывают большую часть Северного Ледовитого океана и распространяются к югу на опресненные акватории морей на континентальном шельфе (Захаров, 1996). Летом льды сохраняются в Арктике на акватории Арктического бассейна и в прилегающих районах арктических морей. Многолетние изменения ПМЛ в Северном полушарии характеризуются отрицательными линейными трендами во все месяцы и в среднем за год, с максимальными по абсолютной величине коэффициентами в июле–августе (Алексеев и др., 2009а).

Зимой в Сибирских арктических морях (моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) лед занимает практически всю акваторию. В сентябре он отступает на наибольшее расстояние от побережья. Многолетние изменения в этот период дают наиболее полное представление о воздействии потепления на ПМЛ. Сопоставление трендов ПМЛ в арктических морях за полный период наблюдений, за 30-летние периоды потеплений в Арктике и за последние десять лет указывают на однозначную тенденцию к сокращению ПМЛ во все рассматриваемые периоды с ее усилением к последнему десятилетию для Сибирских морей в целом (Алексеев и др., 2009а). Отдельные моря также показывают ускорение сокращения ПМЛ в последнее десятилетие. В 30-летие 1924–1954 гг. ПМЛ сокращалась сильнее по сравнению с 30-летием 1977–2007 гг. в Карском море и, в меньшей степени, в Чукотском море. Особенно значительное сокращение ПМЛ в Сибирских морях, также как и всего ледяного покрова в Арктике, происходило за последнее десятилетие. За 10 лет с 1997 по 2007 год ПМЛ в сентябре сократилась в соответствии с линейными трендами на 26% во всей Арктике и на 79% в Сибирских морях. В то время как за весь период спутниковых наблюдений с 1979 по 2007 год сокращение составило 26.6% или 9.5% за 10 лет для всей Арктики и 63% или 16.6% за 10 лет для Сибирских морей. Таким образом, в десятилетие 1997–2007 гг. произошло резкое сокращение ПМЛ в сентябре как в Арктике в целом, так и в Сибирских арктических морях.

В последнее десятилетие отмечался ряд последовательно углубляющихся сентябрьских минимумов площади льда: в 2002, 2005, 2007 гг., завершившийся самым глубоким минимумом в сентябре 2012 г. В сентябре 2012 г. средняя площадь льда составила 3.61 млн км^2 с минимальным значением 3.37 млн км^2 22–25 сентября (рис. 1.8.5).

В Сибирских арктических морях (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря) сентябрьская ПМЛ после 1998 года сокращалась еще более быстрыми темпами до 2005 года. В последующие годы сентябрьская площадь льда колеблется около 250 тыс. км^2 в пределах от 400 до 132 тыс. км^2 .

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 214

1.8.8. Толщина льда

Толщина льда является наиболее трудным для массовых измерений параметром морского ледяного покрова. Основное внимание сейчас уделяется развитию дистанционных неконтактных методов ее измерений, как с летательных аппаратов, так и с подводных судов и заякоренных подледных установок. В обобщении данных 12 рейсов ПЛ в 1958–1992 гг. (McLaren et al., 1994) не обнаружено значимого изменения толщины льда в околополюсной области, а в работе (Winsor, 2001) не найдено изменений толщины льда с 1991 по 1996 год по данным 6 плаваний ПЛ в районе меридиана 150° з.д. Позднее в работе (Laxon et al., 2003) не обнаружено уменьшения толщины льдов в Арктическом бассейне за 1993–2001 гг. по данным спутниковых измерений с помощью альтиметра.

Однако на основе более полного обобщения данных, собранных ПЛ в Арктическом бассейне, в статье (Rothrock et al., 1999) найдено уменьшение средней по бассейну толщины льда на 42% к середине 1990-х годов относительно средней за 1958–1977 гг. В работе (Tucker et al., 2001) также обнаружено уменьшение толщины льда по данным весенних рейсов ПЛ с 1976 по 1994 г., которое пришлось на промежуток с середины 1980-х по начало 1990-х гг. Предположено, что уменьшение связано с уменьшением доли многолетних льдов и увеличением доли более тонких льдов.

В работе (Belchansky et al., 2008) приведены оценки изменений толщины льда в Арктическом бассейне по данным спутниковых наблюдений с 1982 по 2003 г. Получено, что с 1982 по 1988 г. средняя толщина льда в январе увеличивалась, а с 1986 по 1996 г. – уменьшалась и с 1986 по 2003 г. вновь возрастала, главным образом, в центральной части бассейна.

В работах (Фролов и др.. 2009; Фролов, 2011) показана возможность и приведены результаты использования для мониторинга толщины морских льдов попутных измерений с борта ледоколов и других судов, способных совершать плавание во льдах. Применение телевизионного комплекса для фиксации измерений позволяет соби-

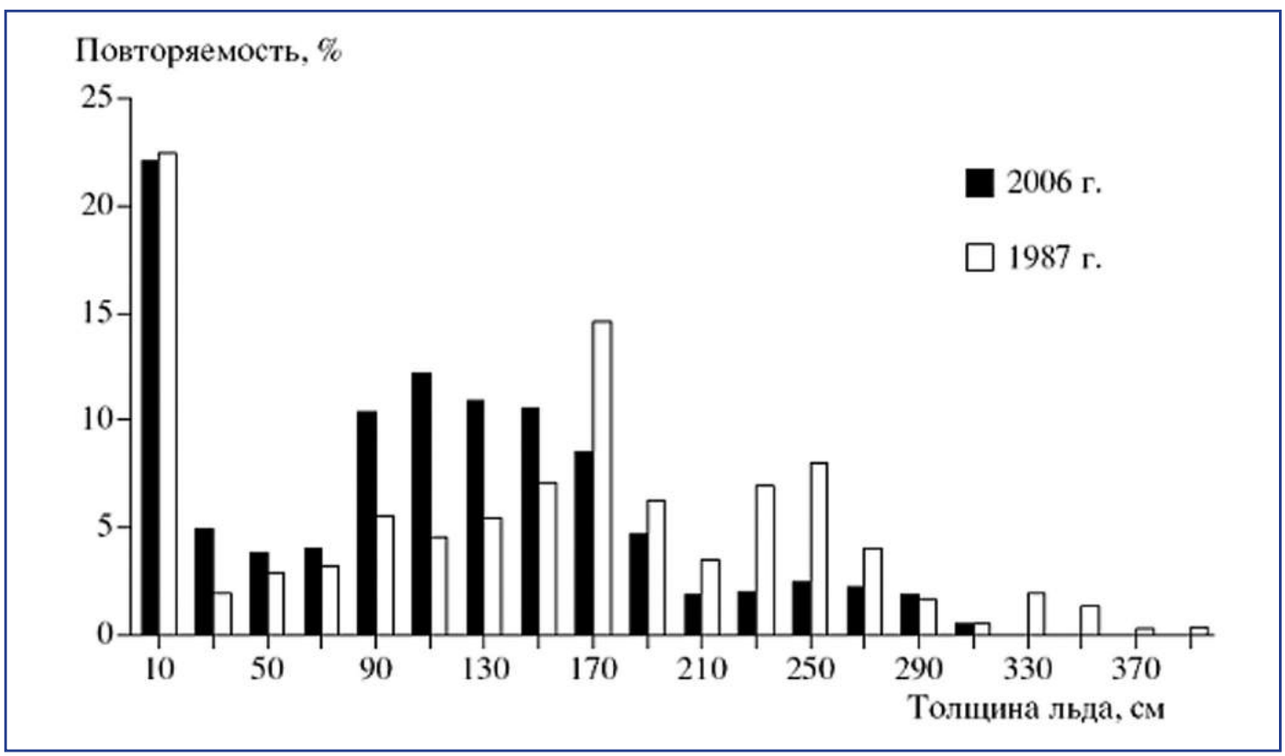


Рис. 1.8.6. Распределение толщины ровного льда в мае на пути плавания атомного ледокола “Ямал” в 2006 г. и атомного ледокола “Сибирь” в 1987 г.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 215

рать обширные массивы данных о толщинах льда на маршрутах, пересекающих Арктический бассейн в разных направлениях. На основе сравнительного анализа данных 1977, 1987 и 2000-х гг. было показано сокращение доли многолетних льдов в 2–3 раза и, соответственно, уменьшение средней их толщины в Арктическом бассейне к 2005–2006 гг. на 23% (рис. 1.8.6). Причем эти изменения произошли после 1987 г.

Анализ распределения многолетнего льда в январе по 26-летнему (1979–2004 гг.) ряду спутниковых данных в работе (Belchansky et al., 2005) обнаружил плотный и сохраняющийся постоянно в центральной части Арктического бассейна ледовый покров, окруженный расширяющимся областями флуктуирующего от года году ледяного покрова. После десятилетия квазиравновесия резкое уменьшение площади многолетнего льда началось в 1989 году, когда арктическая осцилляция сдвинулась к положительной фазе. Хотя обширный оставшийся после осени 1996 года однолетний лед полностью заменил область многолетнего льда, последующее и ускорившееся уменьшение вернуло сокращение к рекордно низкому уровню. Наиболее драматичное сокращение многолетнего покрова произошло в Восточно-Сибирском, Чукотском морях и в море Бофорта.

В статье (Yu et al., 2004) сравниваются функции распределения толщины льда в 1958–1970 гг. и 1993–1997 гг. по данным измерений ПЛ. Результаты показывают, что относительная часть открытой воды и однолетнего льда увеличилась с 0.19 до 0.30. Это балансируется 11% сокращением многолетнего и всторошенного льда. Существенные потери произошли в толщинах более 2 метров при увеличении количества 1–2 м льда. Объем льда толщиной меньше чем 4 м остается почти без изменений, а общий объем сокращается почти на 32%.

На основе наблюдений за толщиной припая на о. Хопен в Баренцевом море получена оценка тренда аномалий толщины льда –0.11 м/10 лет. Это согласуется с уменьшением максимальной толщины припая, повышением температуры воды и температуры воздуха, сокращением площади льдов (Gerland et al., 2008). Однако ранее в работах (Polyakov et al., 2002; Alekseev et al., 2007) не обнаружено значимого тренда толщины припая в Сибирских арктических морях.

Недавно Laxon et al. (2013) используя новые данные о толщине льда, полученные со спутника CryoSat-2, оценили объем льда для зимы 2010/11 и 2011/12 гг. Сравнение с ранней (2003–2008 гг.) оценкой по данным спутника ICESat, показало, что осенью объем льда уменьшился на 4292 км^3, а зимой на 1479 км^3. Оценка по модели с ассимиляцией (PIOMAS) показала меньшее сокращение объема осенью (2644 км^3), но большее зимой (2091 км^3).

1.8.9. Влияющие факторы

Очевидно, что причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата. Чтобы количественно оценить эту связь, в работах (Алексеев и др., 2009а; 2010) рассчитана корреляция между изменениями летней приповерхностной температурой воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре. Коэффициент корреляции по данным за 1979–2010 гг. составил –0.90, а по данным по 2012 г. включительно –0.94. Оценки, выполненные в работе (Кулаков и др., 2012) на основе моделирования изменений летней ПМЛ под влиянием потепления и атмосферной циркуляции подтвердили, что сокращение ПМЛ в последние десять лет обусловлено, главным образом, повышением температуры воздуха.

Тем не менее, сокращение ПМЛ часто связывают с изменениями циркуляции атмосферы (Bengtsson et al., 2004; Maslanik et al., 2007; Ogi et al., 2008; Wang et al., 2009; Stroeve et al., 2011) под влиянием естественной изменчивости и антропогенного форсинга (Overland et al., 2008; Min et al., 2008). Часть изменений в распределении толщин льда также связывают с циркуляцией, повлиявшей на увеличение экспорта льда через пролив Фрама в конце 1980-х – в начале 1990-х гг. Однако существенный сдвиг пика в распределении толщин предполагает, что изменения в термическом форсинге были также важным фактором в наблюдавшемся утоньшении льда (Yu et al., 2004).

С другой стороны, Overland et al. (2008) считают, что наблюдаемое сокращение арктического морского льда представляется результатом совместного влияния глобального потепления и случайного фазового совпадения собственной клима-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 216

тической моды во внутренней изменчивости в климатической системы. Livina, Lenton (2012) попытались представить сокращение ПМЛ в 2007 и в последующие годы как бифуркацию в климатической системе. Они заключили, что сокращение может быть временной (переходной) особенностью и впереди ждут либо возвращение к нормальному состоянию либо еще большее сокращение. Однако МЛП не является консервативной потенциальной системой, а зависит полностью от внешнего воздействия, что подтверждается его сильной связью с температурой воздуха.

Летнее таяние арктического морского льда в сильной степени зависит от распределения приходящей солнечной радиации между отраженной и поглощенной льдом и океаном частями. Это разделение испытывает сезонные колебания и значительную межгодовую изменчивость. Данные экспериментов SHEBA 1997–1998 гг. и данные скаттерометра QuikSCAT из того же региона за 1999–2004 гг. показывают (Perovich et al., 2007a), что среднее количество поглощенной солнечной радиации системой лед–океан с апреля по сентябрь составило 900 МДж/м$^{-2}$ со значительными колебаниями в пределах от 826 до 1044 МДж/м$^{-2}$, которые зависят от начала таяния и слабо связаны с продолжительностью таяния или окончанием таяния. Markus et al. (2009) оценили изменения сроков начала таяния замерзания и продолжительность сезона таяния по данным наблюдений со спутников. Рассматривались 10 районов. Во всех кроме Охотского моря таяние начинается раньше (тренд отрицателен от –1 до –7.3 дней за 10 лет) а замерзание позже (тренд до 7 дней за 10 лет). Для всей Арктики длина сезона таяния возросла за 30 лет примерно на 20 дней.

Начало таяния столь сильно влияет, потому что на это время приходится максимум в притоке солнечной радиации и отклонения этого момента сказываются на всем периоде таяния через влияние на альбедо. Именно на этот период приходится увеличение притока солнечной радиации. Полувековой тренд суммарной солнечной радиации на канадских арктических станциях Алерт, Резолют Бей и Нунавут показывает рост на 26.7% и 17.9% за декаду главным образом в мае и июне (Weston et al., 2007). Как следствие в районе Северного полюса начало весеннего таяния в 2002–2007 гг. отмечалось на 7 дней раньше, чем по данным дрейфующих станций “Северный полюс” в 1951–1987 гг. (Overland et al., 2008), а положительные тренды ПТВ весной, летом и осенью при ясном небе больше, чем при облачном (Liu et al., 2008).

Эти факты придают особое значение исследованию причин отмеченных изменений в притоке тепла солнечной радиации и их последствий для ледяного покрова Арктики. В работе (Francis et al., 2005) большая часть межгодовой изменчивости (40%) летней площади льда приписывается влиянию аномалий приходящей длинноволновой радиации. Nicolaus et al. (2012) представили результаты широкомасштабных спектральных измерений проникающей под лед солнечной радиации в Арктическом бассейне, подтверждающие важную роль изменений в режиме солнечной радиации. Они нашли, что проникновение под однолетний лет почти в три раза больше, чем под многолетний лед (0.11 против 0.04) в результате 50% покрытия снежницами однолетнего льда против 23% покрытия многолетнего льда.

Perovich, Polashenski (2012) отметили, что происходящий сдвиг от многолетнего к однолетнему сезонному льду в морской Арктике ведет к изменениям в альбедо поверхности льда. Сезонный лед по данным наблюдений проходит 7 стадий изменения альбедо: холодный снег, тающий снег, образование снежниц, углублении снежниц, рост снежниц, открытая вода и замерзание. В начале таяния альбедо сезонного льда меньше чем многолетнего. Это ведет к увеличению таяния льда и ее проникновения под лед. Поэтому сдвиг в сторону однолетнего льда имеет важное значение для бюджета тепла и массы льда и первичной продуктивности в верхнем слое океана. Nussbaumer, Pinker (2012) показали на основе анализа данных о приходящей коротковолновой радиации на поверхности Арктического океана, что наибольший ее вклад в сокращение площади льда отмечен в июне 2005 г. В 2007 г. область наибольшей аккумуляции не совпадала с областью наибольшего сокращением льда.

Вопрос о влиянии на деградацию морского ледяного покрова в Арктике повышения температуры в подповерхностном слое воды в Арктическом океане остается предметом обсуждения (Goosse

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 217

et al., 2003; Timmermans et al., 2008; Shaw et al., 2009; Lenn et al., 2009). Тем не менее, примечательна синхронность в развитии потеплений в Арктике и повышений температуры атлантической воды в Арктическом бассейне (Polyakov et al., 2004).

Jackson et al. (2012) отмечают роль летнего прогрева в формировании подповерхностного температурного максимума в Канадском бассейне, который зимой может быть источником поступления тепла в подледный слой и замедлять нарастание льда. Штормовые условия способствуют появлению температурного максимума. При таких условиях обнаружено потепление до 0.06 град.

В работе (Zhang et al., 2004) по результатам расчетов на глобальной совместной модели циркуляции океана и льда получено, что увеличение притока АВ с 1965 г. способствует продолжению утоньшения арктических льдов с 1966 года. В Северных морях ПМЛ действительно контролируется изменениями температуры воды (Schlichtholz, 2011). В частности, изменчивость летней температуры АВ на входе в Баренцево море контролирует около 75% зимних аномалий ПМЛ. При этом на аномалии ПМЛ зимой влияют аномалии ТПО весной и летом, возникшие под влиянием атмосферного форсинга.

Среди последствий сокращения площади льда в Арктике следует отметить влияние на баланс CO_2 в арктической атмосфере. Увеличение пространства открытой воды летом в арктических морях способствует поглощению CO_2 из атмосферы (Semiletov et al., 2004). Зимой этот процесс продолжается посредством стока рассола, содержащего CO_2 из атмосферы, в подледный слой воды при образовании морского льда (Anderson et al., 2004). Недавно был зафиксирован противоположный поток CO_2 с поверхности нарастающего морского льда в атмосферу в результате реакции в рассоле при определенной температуре, которая сопровождается выделением CO_2 (Недашковский, Макштас, 2010; Miller et al., 2011). Эти результаты подтверждают предположение о причине роста амплитуды сезонных колебаний концентрации CO_2 в атмосфере над Арктическим океаном в результате увеличении объема формирования морского льда зимой (Алексеев, Нагурный, 2007).

1.8.10. Морская среда

Первые океанографические измерения в Арктическом бассейне были выполнены участниками Норвежской полярной экспедиции на “Фраме” под руководством Ф. Нансена в 1893–1896 гг. (Nansen, 1902). Эти измерения были продолжены спустя четыре десятилетия на дрейфующей станции “Северный полюс” в 1937–1938 гг., затем с борта ледокольного парохода “Седов” в 1937–1940 гг. и в экспедиции на Полюс относительной недоступности на самолете Н-169 весной 1941 г. (Ширшов, 1944; Либин, 1946; Буйницкий, 1951). Вторая мировая война прервала исследования в центральной Арктике, но уже в конце 1940-х гг. они были возобновлены в беспрецедентных масштабах Высокоширотными воздушными экспедициями “Север”, российскими и американскими дрейфующими станциями. Большим достижением на этом этапе исследования явилась океанографическая съемка всего Арктического бассейна, выполненная с помощью авиации в продолжение двух весенних сезонов 1955 и 1956 гг. В 1973–1979 гг. были выполнены семь таких съемок, следующих друг за другом с годовым интервалом с общим числом 1229 океанографических станций. Полученные океанографические данные были использованы при составлении карт в Атласе Северного Ледовитого океана (1980) и Атласе Арктики (1985). Океанографические наблюдения с российских дрейфующих станций продолжались до 1991 г. и за 1937–1991 гг. на них были выполнены наблюдения на 1800 зондированиях. В ходе зимних океанографических съемок с помощью авиации проводились наблюдения на 7200 станциях. В летний период 1950–1993 гг. выполнялись океанографические съемки сибирских арктических морей, в которых были получены данные наблюдений на 31000 станций. После 1987 года океанографические наблюдения в Арктическом океане проводились, главным образом, с борта судов ледокольного типа СТД-зондами с высоким разрешением измерений по вертикали и высокой точностью. Океанографические данные, собранные за период наблюдений в арктических водах, объединены в базе океанографических данных ААНИИ. В ней содержатся данные 392 188 станций. Общая информация об этой базе океанографических данных помещена на

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 218

http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMOt/ocean/. В 1997–1998 годах собранная к тому времени в базе данных ААНИИ информация (279076 станций) была использована для составления климатических океанографических атласов Северного Ледовитого океана для зимнего (EWG, 1997) и летнего (EWG, 1998) сезонов.

1.8.10.1. Верхний слой в Арктическом бассейне

Особенности горизонтального и вертикального распределения температуры, солености и химических свойств воды в верхнем слое Арктического океана определяется его формированием в результате смешивания пресной и морской воды при активном участии процессов зимнего ледообразования и летнего таяния. Распределение солености воды в верхнем слое Арктического бассейна впервые представлено А. Ф. Трешниковым (1959) по данным зимних наблюдений во время дрейфов судов "Фрам" (1894–1896) и "Г. Седов" (1936–1938), станций "Северный полюс-1", (1937–1938) и "Северный полюс-3" (1954–1955) и наблюдений, выполненных экспедициями "Север" (1948–1950). А. Ф. Трешников обратил внимание, во-первых, на отсутствие явных следов речных вод в Арктическом бассейне, что указывает на их полное перемешивание с морскими водами в пределах арктических морей, во-вторых, на более высокие значения солености вблизи материкового склона морей Баренцева, Карского и Лаптевых, чем к северу от них. На эту особенность распределения солености воды в верхнем слое Арктического бассейна указал ранее Н. Н. Зубов (1944) и объяснил ее происхождение зимним перемешиванием с нижележащими атлантическими водами. В-третьих, распределение солености, представленное А. Ф. Трешниковым, подтвердило вслед за Н. Н. Зубовым, наличие над центром Канадской котловины Арктического бассейна более распресненной воды, чем на ее периферии. Все эти особенности в поле солености верхнего слоя Арктического бассейна воспроизводились позднее на ее распределениях, полученных по более полным и детальным данным наблюдений.

Зимнее ледообразование вносит существенный вклад в формирование водных масс верхнего слоя Арктического бассейна, удаляя из него избыток пресной воды и способствуя формированию холодных зимних вод на его нижней границе. Области формирования таких вод были обнаружены по данным океанографических наблюдений в высокоширотных воздушных экспедициях 1969–1976 гг. (Никифоров и др., 1977; Никифоров, Шпайхер, 1980; Фролов, ред., 2011). Они располагаются на периферии Арктического бассейна к северу от островов Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Гренландия и Канадского арктического архипелага. Эти промежуточные воды с пониженной температурой и более высокой соленостью, чем в верхнем слое, образуется зимой при интенсивном ледообразовании сопровождающимся конвективным перемешиванием, глубина которого достигает верхней границы воды атлантического происхождения. Однако свидетельства о проникновении холодных зимних вод в более глубокие слои весьма немногочисленны (Quadfasel et al, 1988; Головин, 1993; Aagaard, 1996). Как правило, холодные промежуточные воды не перемешиваются с водой атлантического происхождения, а распространяется над ней на север от районов образования, сохраняя свои характеристики. В 1990-е годы отмечено исчезновение этого холодного промежуточного слоя в Евразийском бассейне (Steel, Boyd, 1998).

1.8.10.2. Пресная вода в верхнем слое

Приток пресной воды в Арктику и ее сток из Арктического океана составляют лишь часть избытка пресной воды в его верхнем слое, благодаря которому сохраняются морские льды. Чтобы оценить весь избыток пресной воды необходимо рассчитать ее содержание относительно некоторой априори заданной солености. В качестве такой отсчетной солености Aagaard and Carmack (1989) предложили использовать соленость 34.80‰. Такой выбор имеет глубокий физический смысл, поскольку эта величина близка к критическому значению солености (примерно 34.82‰ (Алексеев, Кораблев, 1994; Алексеев и др., 1995), которое разделяет режимы глубокой и мелкой конвекции в центральной части Гренландского моря, структура вод которой ниже верхнего слоя близка к структуре вод Арктического бассейна.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 219

При солености воды в верхнем слое, близкой к критическому значению, может действовать механизм низкотемпературной сжимаемости морской воды, обеспечивающий проваливание конвективных плюмов до больших глубин (Aagaard, Carmack, 1989). С этой точки зрения содержание пресной воды в слое с соленостью менее 34.80‰ составляет избыток пресной воды, после удаления которого станет возможным глубокое конвективное перемешивание и, следовательно, безледный режим в Арктическом океане.

Рассчитанное за 1955–1979 гг. среднее содержание пресной воды (СПВ) в слое над изогалиной 34.80‰ показывает (Alekseev et al., 2000) максимум в круговороте моря Бофорта и постепенное уменьшения по направлению к Баренцеву морю и проливу Фрама. Максимальная величина СПВ формируется совместным вкладом сильного распреснения в верхнем 30–50 метровом слое и притоком тихоокеанских вод, влияние которых здесь заметно до большой глубины. Слой, в котором оценивалось содержание пресной воды, имеет толщину от 120 м в приатлантической части Арктического бассейна до 800 м над Канадской котловиной. Распределение СПВ по вертикали также неоднородно в этих частях Арктического океана: в приатлантической части основная его часть (60%) содержится в верхнем 50 м слое, а над Канадской котловиной в этом слое находится только 40% общего количества пресной воды. В целом в этой области сконцентрировано под воздействием антициклонической циркуляции наибольшее количество пресной воды, а распреснение здесь проникает до глубины 800 м, что, по-видимому, связано с ее опусканием в центре антициклонического круговорота (Трешников, Баранов, 1972).

Анализ СПВ за 1955–1979 гг. показывает не только его пространственную неоднородность, но и значительную изменчивость от года к году. Межгодовые изменения СПВ в отдельных точках в Канадском круговороте достигали 10 м. Осреднение по акватории Арктического океана оценки СПВ показывают его уменьшение от первой ко второй половине 1970-х годов. Это изменение наиболее отчетливо выражено в верхнем 50 метровом слое, в котором сосредоточена “активная часть” СПВ, участвующая в межсезонных фазовых переходах “вода–морской лед”, поскольку этот слой находится в пределах глубины зимнего конвективного перемешивания. В частности, в области к северу от Гренландии, откуда берет начало Восточно-Гренладское течение, произошло заметное повышение солености от первой половины периода (1955–1975 гг.) ко второй (1976–1979 гг.), равное в среднем 0.84‰.

Изменения в распределении содержания пресной воды (СПВ) в верхнем слое Арктического бассейна также показывают колебание между двумя максимумами – в 1920–1930-е гг. и в современный период после 1990 г., которые разделены пониженным СПВ в 1940–1970-е годы (Polyakov et al., 2008; Фролов, ред., 2011). Авторы считают, что ключевым фактором этих изменений является атмосферная циркуляция, вызывающая колебания экспорта пресной воды и льда из Арктического бассейна. Это положение ранее выдвигали авторы работы (Karcher et al., 2005). Другая точка зрения на причину колебаний СПВ в верхнем слое Арктического бассейна содержится в работах (Hakkinen, Proshutinsky, 2004; Alekseev et al., 2009). В них предполагается, что увеличение притока атлантической воды в Арктический бассейн, вызывает усиление стока ПВ из него.

Как отмечалось выше, наибольшее потепление в слое АВ в рассматриваемый период произошло в основном потоке АВ вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м.) в центральной части в центральной части Арктического бассейна. Вследствие этих изменений в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опресненного слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъема верхней границы слоя АВ и, как следствие, здесь уменьшилось содержание пресной воды в слое над изохалиной 34.80‰ (Алексеев и др., 2009б; 2010). Произошло перераспределение “избытка” пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна, в результате которого увеличилось ее количество в акватории, прилегающей к островам Канадского архипелага и Аляски (рис. 1.6 из (Алексеев и др., 2010)), что ведет к увеличению стока пресной воды через проливы в Канадском архипелаге. Причем отмеченные изменения усиливались от 1990-х к 2000-м годам.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 220

В зимний период (с октября по май) основная масса пресной воды от летнего таяния вымерзает, главным образом, за счет формирования молодых льдов, которые большей частью выторашиваются при интенсивных движениях дрейфующих льдов. Измерения нарастания многолетних льдов в зимний период вместе с оценками осолонения верхнего слоя показывают, что процесс вымерзания пресной воды в большей степени связан с нарастанием молодых льдов, чем с увеличением толщины старых льдов. Нарастание льдов на нижней поверхности многолетних льдов по данным подводных наблюдений на дрейфующей станции “Северный Полюс-22” в течение зимы составило 20–30 см (Грищенко, 1981).

Средняя величина нарастания на остаточных льдах Арктического бассейна оценивается в 50 см за зимний период (Трешников, Баранов, 1972). В то же время по данным наблюдений за зимним осолонением воды в верхнем слое Арктического бассейна суммарное нарастание льда зимой оценивается величиной 180–200 см (Трешников, 1959; Алексеев, Бузуев, 1973). Расчеты среднего объема морского льда, находящегося на поверхности Арктического океана в течение года (Лебедев, Уралов, 1981; Alekseev et al., 2000) дают объем стаявшего льда около 7000 км^3., а зимнего нарастания около 9800 км^3. Разность в 2800 км^3 соответствует среднему выносу льда через пролив Фрама (Vinje, 2000). Сток пресной воды в жидком виде оценивается средней величиной около 500 км^3 (Aagaard, Carmack, 1989). Однако, эта величина подвержена значительным межгодовым колебаниям вследствие переменных условий летнего таяния в Арктике.

Наиболее ярким следствием увеличения стока пресной воды из Арктического океана было сильное распреснение в верхнем слое Северной Атлантики, в 1963–1973 гг., названное великой соленостной аномалией (Dickson et. al., 1988). Исследователи, рассматривавшие этот феномен, указывают на истоки аномалии в Арктическом океане (например, (Mysak et. al., 1990; Hakkinen, 1993). Однако процессы, ответственные за формирование аномалий, они определяют по-разному – от изменений в циркуляции атмосферы над Арктикой и, соответственно, дрейфа морских льдов и скорости течений в верхнем слое до увеличения стока реки Маккензи в 1960-е годы. Все эти факторы на самом деле участвовали в формировании изменений в арктической климатической системе в 1960-е годы. Однако, они были проявлением летнего, потепления в Арктике в период с конца 1950-х по середину 1960-х годов, которое сопровождалось усилением таяния снега и льда, увеличением стока с окружающих материков, изменениями в атмосферной циркуляции над Арктическим океаном. Особенностями развития соленостной аномалии в 1960-х годах было, во-первых, ее первое проявление в понижении солености воды в верхнем слое воды к северу от Исландии летом 1963 г. (Steffansson, 1969). Во-вторых, по данным, приведенным в работе (Malmberg, Blindhem, 1994), наибольшее понижение солености на горизонте 50 м было отмечено здесь в 1969 г. В это же время, согласно данным работы (Drinkwater, 1994), отмечались наиболее низкие значения солености и температуры воды у западного побережья Гренландии в районе Fylla Bank в области Западно-Гренландского течения. Это обстоятельство указывает на практически одновременное развитие распреснения в обоих районах и наводит на мысль о двух путях поступления пресной воды из Арктики в Северную Атлантику: через проливы Фрама и Датской с востока и через море Баффина и Дэвисов пролив с запада.

Анализ изменений температуры воздуха в Арктике за 1948–1996 гг. показывает, что в 1957–1962 гг. отмечалось необычно высокие температуры воздуха летом вблизи побережья Арктического океана и, особенно, высокие температуры в районе Западной Гренландии, моря Баффина и прилегающей части Канадского архипелага. Средняя многолетняя температура воздуха в этой области летом наиболее низкая во всей Арктике, и здесь скапливается наибольшее количество снега и льда в зимний период. Большие положительные аномалии температуры воздуха здесь способствовали интенсивному летнему таянию и стоку пресной воды в Арктический океан, Канадские проливы, море Баффина и Гудзонов залив. В 1990-е гг. средняя температура воздуха летом в Арктике вновь значительно повысилась, и это привело к формированию в Арктике нового распресняющего импульса для Северной Атлантики.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 221

1.8.10.3. Атлантическая вода в Арктическом бассейне

Приток атлантической воды (АВ) в Арктику составляет необходимую составляющую в формировании глобального океанического конвейера. Эта вода распространяется по акватории Северных морей и проникает в Арктический бассейн, где занимает подповерхностный слой на глубинах от 50 до 800 метров (Тимофеев, 1960; Атлас Северного..., 1980; EWG, 1997; 1998). Атлантическая вода является важным источником тепла в приатлантическом секторе Арктики и источником соли для арктических вод, подвергающихся постоянному распресняющему воздействию. Ее присутствие стимулирует развитие перемешивания, включая глубокую конвекцию, формирование новых водных масс и рост биопродуктивности верхнего перемешанного слоя на акватории северных морей. Слабый, но постоянный приток тепла от слоя атлантической воды в верхний слой Арктического бассейна ограничивает зимнее нарастание льда. В этой связи приток атлантической воды является важным климатообразующим процессом в арктической климатической системе, а его изменения оказывают влияние не только на климат в Арктике, но и за ее пределами.

Атлантическая вода поступает в Северные моря через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы. В северо-восточной части Норвежского моря поток атлантических вод разделяется на две ветви. Западная ветвь, формирующая теплые и соленые воды Западно-Шпицбергенского течения, входит в АБ через пролив Фрама и движется вдоль континентального склона на восток, формируя циклонические круговороты над глубоководными котловинами центрального Арктического бассейна. Именно этот поток переносит основное тепло в подповерхностный слой Арктического бассейна в силу его изоляции от атмосферы и ослабленного перемешивания с окружающими водами.

Анализ океанологических данных, получаемых экспедициями в Арктическом бассейне вплоть до конца 1980-х годов, не давал оснований усомниться в устойчивости климатического режима АВ, установленного для периода 1950–1980 гг. Однако в начале 1990-х годов поступили первые сведения о необычно высоких температурах (по сравнению с их климатическими значениями) в слое воды атлантического происхождения к северу от Карского моря (Quadfasel, 1991).

Летом 1993 г. наблюдения с борта ледокола “Поларштерн” подтвердили повышение температуры атлантических вод в северной части моря Лаптевых (Schauer et al., 1995), а с борта канадского ледокола “Генри Ларсен” – также и к северу от о. Врангеля (в точке 76° 57′ с.ш., 174° 08′ в.д.). В этой точке температура оказалась 1.4°С (Carmack et al., 1995) при ее обычных значениях здесь 0.6°С (Атлас Северного..., 1980). В июле–августе 1994 г. экспедицией на ледоколах “Polar sea” и “Louis S.St-Lourent”, выполнявших гидрологический разрез Берингов пролив – Северный полюс – пролив Фрама, было обнаружено потепление на 0.5–1°С в слое атлантических вод к северу от Чукотского моря и над хребтом Ломоносова (Aagaard et al., 1996). В районе поднятия Альфа (85° с.ш., 155° з.д.) летом 1998 г. была измерена температура 0.85°С; в точке 88° с.ш., 102° з.д. она продолжала сохраняться близкой к норме (0.44°С).

Наблюдения с ледокола “Поларштерн” летом 1995 г. (Rudels et al., 1997), 1996 г. (Schauer et al., 2002) и 1998 г. подтвердили сохранение тепловой аномалии на протяжении 1990-х годов. Наблюдения же с ледоколов “Larsen” в 1993 г., “Louis S. St-Laurent” в 1994 г. и “Академик Федоров” в 2000 г. указали на ее распространение на новые районы. На меридиане 180° температура 1.4°С (на 0.8°С выше нормы) в слое атлантических вод в 1993 г. была зафиксирована на 77° с.ш. В 1994 г. температура 1.1°(на 0.5° выше нормы) была измерена на 80° с.ш., а в 2000 г. температура 1.3° (0.7° выше нормы) на 82° с.ш.

Сравнение с более ранними данными наблюдений показали (Алексеев и др., 1997; 1998; Алексеев, Макштас, 1999), что наиболее значительные изменения максимальной температуры в атлантическом слое произошли в секторе 90–180° в.д. К северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа эти изменения оказались малозаметными. По всей вероятности, эта пространственная неоднородность в изменении температуры связана не с притоком более теплых, чем обычно, атлантических вод, а с увеличением их объема и более глубоким проникновением в Арктический бассейн. На это, в

OD-2-1-3n 12/8/14 3:01 PM Page 222

частности, указывает утолщение слоя атлантических вод на 50–100, а местами и более метров.

В ряде исследований (Swift et al., 1997; Thompson, Wallace, 1998; Dickson et al., 2000) приводятся аргументы в пользу того, что потепление Арктики, начавшееся в 1970-е гг. связано с усилением интенсивности атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и приатлантической Арктикой. Эта связь была воспроизведена в эксперименте на модели совместной циркуляции океана и атмосферы с искусственно усиленным NAO (Delworth, Knudson, 2000; 2001), который показал усиление переноса атлантических вод в Арктику.

Как известно, потепление Арктики в 1920–1940-е гг. также объяснялось усилением атмосферной циркуляции и переносов тепла над приатлантической Арктикой (Визе, 1937; Вительс, 1946). Однако тогда рост индекса NAO был тогда существенно меньшим, чем в 1990-е годы (Dickson et al., 2000), а повышение температуры АВ в Северо-Европейском бассейне оказался наиболее заметным в 1930-е гг. Эти различия в развитии потепления атлантических вод в 1930-е и 1990-е гг., возможно, связаны с изменениями вклада атмосферной и термохалинной циркуляции. Потепление вод в 1930-х гг., по-видимому, в большей степени связано с усилением термохалинной, а в 1990-х – атмосферной циркуляции.

Для формирования климата морской Арктики поступление теплой и соленой воды из Северной Атлантики является важным процессом.

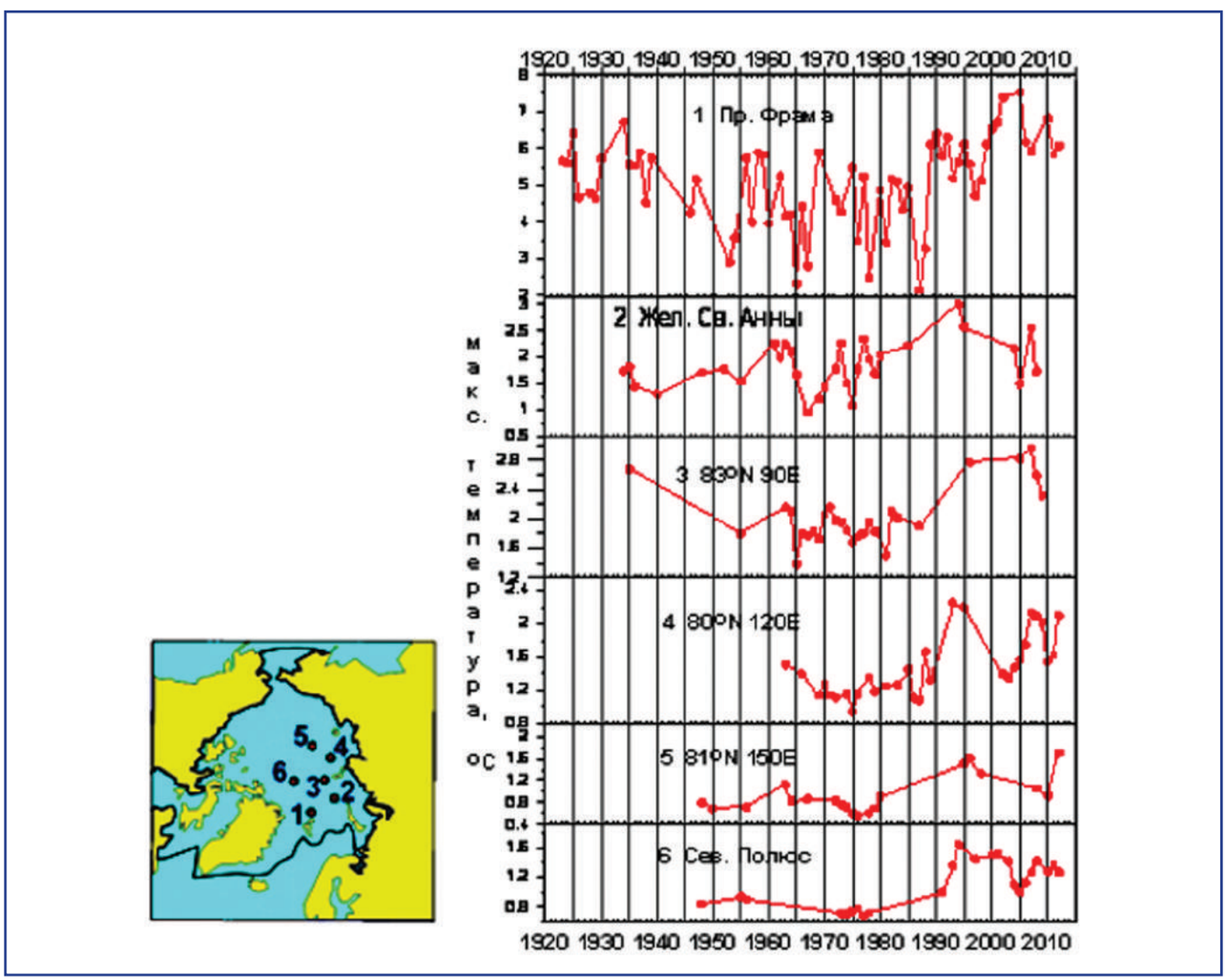


Рис. 1.8.7. Изменения максимальной температуры в слое АВ по данным измерений в шести районах Арктического бассейна (слева) по данным 1920–2012 гг.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 223

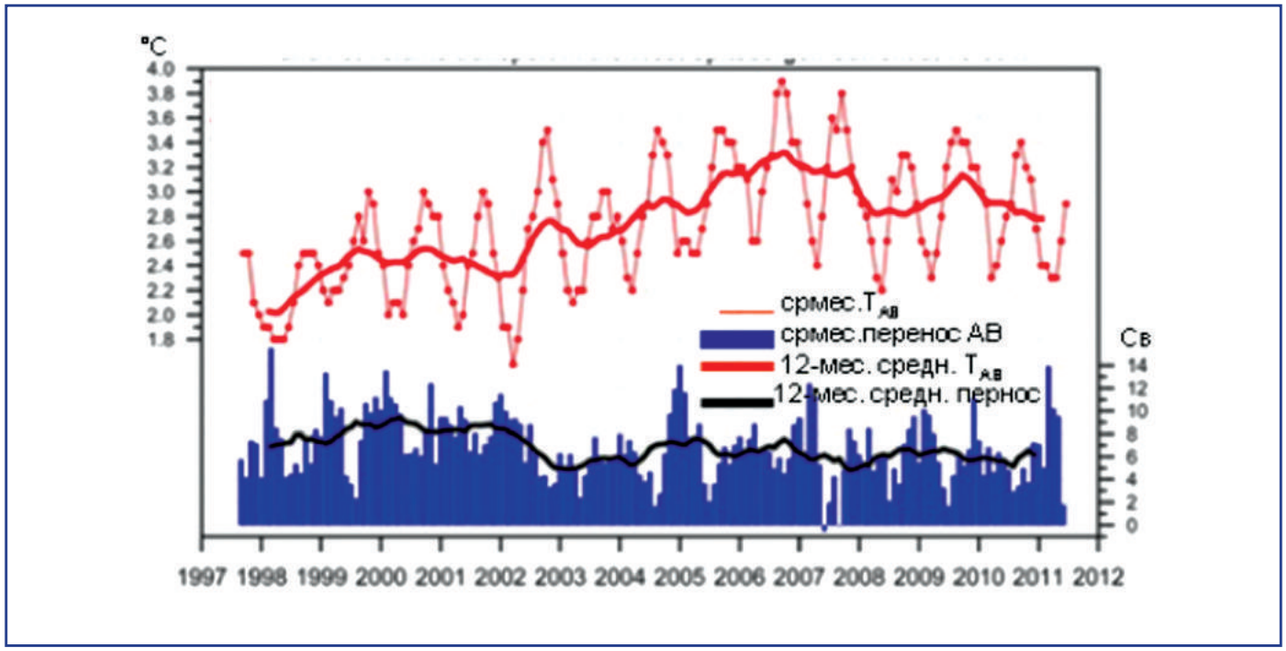


Рис. 1.8.8. Средняя температура АВ (в слое с температурой выше 1°С) и перенос АВ (синие столбики, Св) в проливе Фрама по данным инструментальных изменений (Jeffries et al., 2012).

Приток атлантической воды (АВ) в Арктику составляет часть глобального океанического конвейера, связывающего океаны транспортом тепла, соли и пресной воды. Поступая из Северной Атлантики, АВ распространяются по акватории Норвежского, Гренландского и Баренцева морей и проникают в Арктический бассейн, где занимают промежуточный слой на глубинах от 100 до 800 м (Тимофеев, 1960; Трешников, Баранов, 1972).

Атлантическая вода является важным источником тепла в приатлантическом секторе Арктики и источником соли для арктических вод, подвергающихся постоянному опреснению. Постоянный приток тепла от слоя АВ в верхний слой Арктического бассейна ограничивает зимнее нарастание льда, хотя о величине и распределении этого притока нет единого мнения. Все это указывает на то, что поступление АВ является важным климатообразующим процессом в арктической климатической системе и его мониторинг должен быть составной частью слежения за изменениями климата (Polyakov et al., 2003; 2004; Алексеев и др. 2007; Фролов, ред., 2011).

Обобщение океанографических данных, собранных в Арктическом бассейне с начала наблюдений, позволило выбрать районы, наиболее освещенные наблюдениями и сформировать климатические ряды характеристик АВ (Алексеев и др., 2009б; 2010; 2011). Одной из таких характеристик является максимальная температура в слое АВ в шести районах Арктического бассейна Приведенные на рис. 1.8.7 изменения максимальной температуры АВ показывают начало современного повышения температуры АВ в проливе Фрама в 1987 г., которое разделяется на два этапа. Второй этап повышения температуры начался в 1997 г. Его начало прослеживается и в других рассматриваемых районах с запаздыванием до 8 лет в районе Северного Полюса. В последние годы повышенные значения температуры АВ сохраняются, однако наметилась тенденция к их уменьшению, особенно заметная по данным инструментальных наблюдений в проливе Фрама (рис. 1.8.8).

Обобщение характеристик слоя АВ по пяти районам в Арктическом бассейне (без пролива Фрама) путем нормирования (на СКО) их аномалий (относительно соответствующих средних за период наблюдений) позволило выявить крупномасштабные изменения максимальной температуры в слое АВ, глубины максимальной температуры и положения верхней границы слоя (рис. 1.8.9). Несмотря на значительный

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 224

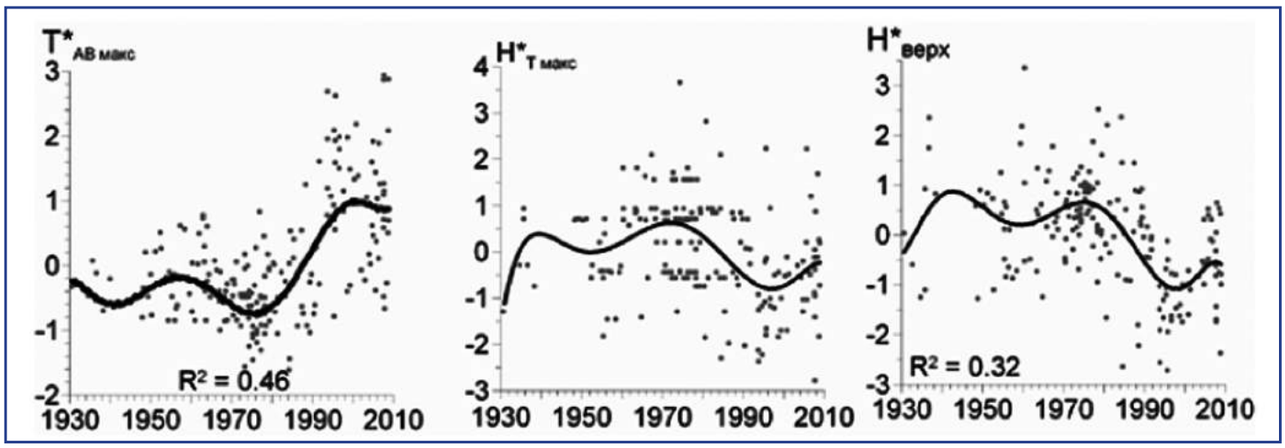


Рис. 1.8.9. Нормированные аномалии характеристик слоя АВ, обобщенные по 5 районам Арктического бассейна. Слева направо: максимальная температура воды, глубина максимума температуры, глубина верхней границы слоя (нулевой изотермы).

разброс нормированных аномалий, аппроксимация ортогональными полиномами выделяет междесятилетние колебания характеристик с соответствующими экстремумами. Максимумы температуры АВ приходятся на 1930-е, 1950-е и 1990–2000-е гг. Соответствующие им минимумы глубины максимальной температуры и глубины верхней границы слоя АВ приходятся на эти же периоды.

Сопоставление изменений температуры АВ в Арктическом бассейне и в Северной Атлантике, начиная от тропической области показывает присутствие во всех рассматриваемых рядах сходных междесятилетних изменений с преобладанием роста температуры в последние 30 лет. Расчеты взаимных корреляций между исходными и сглаженными рядами показывают запаздывание изменений температуры на поверхности Северо-Европейского бассейна относительно тропиков на 26 лет и на 2–3 года относительно района 20°–40° с.ш. Начало потепления в Северной Атлантике приходится на 1970-е годы, в проливе Фрама – на конец 1980-х, а в Арктическом бассейне на начало 1990-х гг.

Благодаря международным экспедиционным исследованиям в 1990-е и особенно в 2000-е гг., получившим особый размах в период МПГ 2007/08 гг., были получены обширные океанографические данные в разных районах Арктического бассейна (Фролов, ред., 2011). В этот же период стала поступать океанографическая информация с дрейфующих океанографических буев (WHOI). В итоге значительное число океанографических станций покрыло почти всю акваторию Арктического бассейна, что позволило построить средние поля характеристик слоя АВ за десятилетия 1990-х , 2000-х гг. (Алексеев и др., 2009б; 2010) и сравнить их с полями 1970-х гг., наиболее полно освещенными данными наблюдений в прошлом (Константинов, Грачев, 2000). Метод построения полей представлены в статье (Алексеев и др., 2009б).

Наибольшее потепление в слое АВ в рассматриваемый период произошло в основном потоке АВ вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м.) в центральной части Арктического бассейна. Вследствие этих изменений в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опресненного слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъема верхней границы слоя АВ и, как следствие, здесь уменьшилось содержание пресной воды в слое над изохалиной 34.80 ‰. Произошло перераспределение “избытка” пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна, в результате которого увеличилось ее количество в акватории, прилегающей к островам Канадского архипелага и Аляски, что привело к увеличению стока пресной воды через проливы в Канадском архипелаге (Prinsenberg, Hamilton, 2005).

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 225

1.8.11. Заключение

В главе рассмотрены изменения климата в морской Арктике, включающей морскую часть арктической зоны Российской Федерации (арктические моря от Баренцева на западе до Чукотского на востоке и прилегающая часть Арктического бассейна в пределах 200 мильной экономической зоны) и остальные акватории Северного Ледовитого океана (СЛО), покрываемые льдом в зимний период. Именно присутствие океана и морского льда в центре Арктики в сильной степени влияет на формирование арктического климата, определяет важную роль Арктики в изменениях глобального климата, а также ее влияние на климат прилегающих территорий.

Изменения климата в морской Арктике усиливаются положительными обратными связями, среди которых особое место занимает ускоряющаяся деградация морских льдов. В свою очередь, увеличение поступления пресной воды из СЛО в Северную Атлантику в результате потепления может ослабить, термохалинную циркуляцию в прилегающей акватории Северной Атлантики и поступление океанического тепла в высокие широты.

Потепление климата проявилось ранее всего в повышении приповерхностной температуры воздуха (ПТВ). Наблюдения с начала 20-го столетия и по настоящее время показывают два потепления Арктики – современное, начавшееся в 1990-е годы, и предшествующее потепление в 1920–1940-х годах, которое было прервано глубоким понижением ПТВ. Эти три стадии эволюции ПТВ образуют колебание с периодом 60–70 лет, наиболее заметное в Северной Атлантике и прилегающей Арктике. По этой причине его часто называют Атлантической многолетней осцилляцией (АМО).

Основная положительная часть энергетического баланса морской Арктики связана с атмосферной циркуляцией, переносящей тепло и влагу в высокие широты. Недавние оценки составляющих энергетического баланса с использованием массивов реанализа атмосферных данных ERA-40 и NCEP/NCAR для области севернее 70° с.ш. (Serreze et al., 2007) показали увеличение роли притока тепла из океана, прежде всего вследствие появления значительных пространств открытой воды и увеличения летнего прогрева верхнего слоя океана.

В Арктике преобладают два основных режима атмосферной циркуляции – антициклонический и циклонический. С развитием потепления произошла перестройка циркуляционной системы с формированием дипольной структуры. В положительнай фазе арктический диполь (АД) характеризуется пониженным давлением над Карским морем и морем Лаптевых и повышенным над Канадским архипелагом, распространяющимся на юго-восток Гренландии. В отрицательной фазе АД аномалии давления расположены противоположным образом, но с центром отрицательной аномалии давления над Северо-Европейским бассейном. В летние сезоны 2007–2012 гг. АД характеризовался низким давлением над сибирской Арктикой и высоким над морем Бофорта и Гренландией, что создавало усиленный меридиональный перенос через Арктику и таяние Гренландского ледяного щита. Изменение атмосферной циркуляции над Арктикой повлияло на формирование климатических аномалий над прилегающими умеренными широтами, в частности, холодных зим в Европе и в восточной Азии, связанных с западным смещением антициклона над сибирским побережьем.

Потепление в Арктике связано также с изменениями в режиме приходящей солнечной радиации. Наблюдения за суммарной солнечной радиацией на арктических станциях обнаруживают значимые положительные тренды за последние 50 лет, прежде всего вследствие увеличение нисходящей длинноволновой радиации. С 1979 по 2005 год количество поглощенной солнечной радиации, запасенной летом в верхнем слое Арктического бассейна, увеличилось за последние несколько десятилетий на 89% его акватории.

При сравнении потепления в Арктике с глобальным потеплением или потеплением в Северном полушарии, отмечают его максимальное развитие в Арктике. Этот феномен назван Арктическим усилением и выяснению его причинам посвящено много исследований. В. Ю. Визе (1937), по-видимому, был первым, кто указал на усиление циркуляции атмосферы и океана как на основную причину потепления Арктики. Положе-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 226

ние о решающей роли усиления циркуляции атмосферы и океана и связанного с ними притока тепла в Арктику подтверждается расчетами составляющих энергетического баланса.

Показано (Алексеев и др., 1991; Алексеев 2004), что изменчивость приповерхностной температуры воздуха зимой в период полярной ночи зависит от изменчивости притоков энергии с циркуляцией атмосферы и океана: Основная причина остающихся расхождений в оценке причин арктического усиления связана с тем, что усиление циркуляции и переносов ведет к появлению положительных обратных связей, которые принимаются за главные факторы. Развитие наблюдаемого в настоящее время потепления климата Арктики также связано с изменениями в режиме циркуляции атмосферы, которые происходят под влиянием как естественных, так и антропогенных глобальных воздействий.

Сокращение площади морского льда является наиболее обсуждаемым проявлением современного потепления в Арктике. В первом оценочном докладе (ОД_РФ-1) обзор изменений морского льда в Арктике заканчивался 2007 годом, когда был отмечен абсолютный на тот момент минимум площади, занятой морским льдом (протяженность морского льда (ПМЛ)) в сентябре. На конец последующего пятилетнего периода 2007–2012 гг., завершающегося подготовкой ОД_РФ-2, пришелся новый еще более глубокий минимум ПМЛ в сентябре 2012 года. Подобного сокращения площади льдов не наблюдалось никогда ранее за период не только инструментальных, но любых случайных и попутных наблюдений со времен появления современного человека в высоких широтах.

Толщина льда является более трудным для массовых измерений параметром морского ледяного покрова. Обобщения данных, собранных ПЛ в Арктическом бассейне найдено уменьшение средней по бассейну толщины льда на 42% к середине 1990-х годов относительно средней за 1958–1977 годы (Rothrock et al., 1999). В статье (Фролов и др., 2009) приведены результаты мониторинга толщины морских льдов по данным попутных измерений с борта ледоколов. Показано сокращение доли многолетних льдов в 2–3 раза и, соответственно, уменьшение средней их толщины в Арктическом бассейне к 2005–2006 годам на 23%.

Причина резкого сокращения количества арктических льдов в конце летнего периода связана с потеплением климата, о чем свидетельствует (Алексеев и др., 2009а; 2010) корреляция с коэффициентом –0.94 за 1979–2012 гг. между изменениями летней приповерхностной температурой воздуха и площадью, занятой морским льдом в сентябре. Оценки на основе моделирования под влиянием потепления и атмосферной циркуляции подтвердили, что сокращение ПМЛ в последние десять лет обусловлено, главным образом, повышением температуры воздуха (Кулаков и др., 2012). Изменения в распределении толщин льда связывают также с циркуляцией, повлиявшей на увеличение экспорта льда через пролив Фрама в конце 1980-х – в начале 1990-х гг. Однако существенный сдвиг пика в распределении толщин предполагает, что изменения в термическом форсинге были также важным фактором в наблюдавшемся утоньшении льда (Yu et al., 2004). Отмечается также роль летнего прогрева в формировании подповерхностного температурного максимума, который зимой может замедлять нарастание льда (Jackson et al., 2012).

Наибольшее потепление в морской среде Арктики произошло в основном потоке атлантической воды (АВ) вдоль материкового склона, а верхняя граница слоя поднялась повсеместно, но более всего (на 60–80 м.) в центральной части в центральной части Арктического бассейна. Вследствие этих изменений в вертикальной структуре водных масс толщина верхнего опресненного слоя арктической воды уменьшилась над областями максимального потепления и подъема верхней границы слоя АВ и увеличилось ее количество в акватории, прилегающей к островам Канадского архипелага и к Аляске.

Сопоставление изменений температуры АВ в Арктическом бассейне и в Северной Атлантике, начиная от тропической области показывает присутствие во всех рассматриваемых рядах сходных междесятилетних изменений с преобладанием роста температуры в последние 30 лет. Начало потепления в Северной Атлантике приходится на 1970-е годы, в проливе Фрама – на конец 1980-х, а в Арктическом бассейне на начало 1990-х гг. В последние годы повышенные значения температуры АВ в Арктическом бассейне сохраняются,

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 227

однако по данным инструментальных наблюдений в проливе Фрама (Jeffries et al., 2012) наметилась тенденция к их уменьшению после 2007 года.

1.8.12. Литература

Александров Е. И., Брязгин Н. Н., Дементьев А. А., Радионов В. Ф., 2007. Мониторинг климата приземной атмосферы северной полярной области, Тр. ААНИИ, т. 447, с. 18–32.

Алексеев Г. В., 2003. Исследования изменений климата Арктики в XX столетии, Тр. ААНИИ, т. 446, с. 6–21.

Алексеев Г. В., 2004. Роль циркуляции атмосферы и других факторов в формировании климата Арктики. В кн.: Формирование и динамика современного климата Арктики, Алексеев Г. В. (ред.), СПб.: Гидрометеоиздат, с. 27–46.

Алексеев Г. В., Александров Е. И., Священников П. Н., Харланенкова Н. Е., 2000. Взаимосвязи колебаний климата в Арктике и в средних и низких широтах, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–17.

Алексеев Г. В., Бузуев А. Я., 1973. Эволюция системы "морской лед–верхний слой океана" вблизи дрейфа станции "СП-16", Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 42, с. 37–43.

Алексеев Г. В., Нагурный А. П., 2007. Роль морского льда в формировании годового цикла двуокиси углерода в Арктике, Доклады РАН, т. 417, № 4, с. 541–544.

Алексеев Г. В., Кораблев А. А., 1994. Океанографические условия развития глубокой конвекции. Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах, СПб., с. 79–92.

Алексеев Г. В., Макштас А. П., 1999. Исследования процессов взаимодействия океана и атмосферы в Арктическом бассейне, Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 71, с. 48–60.

Алексеев Г. В., Священников П. Н., 1991. Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария, Л.: Гидрометеоиздат, 159 с.

Алексеев Г. В., Иванов В. В., Кораблев А. А., 1995. Межгодовая изменчивость глубокой конвекции в Гренландском море, Океанология, т. 35, № 1, с. 45–52.

Алексеев Г. В., Подгорный И. А., Священников П. Н., 1991. Колебания отепляющего влияния океанов на глобальный климат, ДАН СССР, т. 320, № 1, с.70–73.

Алексеев Г. В., Фролов И. Е., Соколов В. Т., 2007. Наблюдения в Арктике не подтверждают ослабление термохалинной циркуляции в Северной Атлантике, ДАН, т. 413, № 2, с. 277–280.

Алексеев Г. В., Иванов Н. Е., Пнюшков А. В., Харланенкова Н. Е., 2011. Климатические изменения в морской Арктике в начале XXI века, Том "Метеорологические и геофизические исследования", М.: Изд-во "Европейские издания", с. 3–25.

Алексеев Г. В., Булатов Л. В., Захаров В. Ф., Иванов В. В., 1997. Поступление необычно теплых атлантических вод в Арктический бассейн, Докл. РАН, т. 356, с. 401–403.

Алексеев Г. В., Булатов Л. В., Захаров В. Ф., Иванов В. В., 1998. Тепловая экспансия атлантических вод в Арктическом бассейне, Метеорология и гидрология, № 7, с. 69–78.

Алексеев Г .В., Данилов А. И., Катцов В. М., Кузьмина С. И., Иванов Н. Е., 2009а. Морские льды Северного полушария в связи с изменениями климата в XX и XX1 веках по данным наблюдений и моделирования, Изв. АН, сер. ФАО, т. 45, № 6, с. 723–735.

Алексеев Г. В., Иванов Н. Е., Пнюшков А. В., Балакин А. А., 2010. Изменения климата в морской Арктике в начале XXI века, Проблемы Арктики и Антарктики, № 3 (86), с. 22–34.

Алексеев Г. В., Пнюшков А. В., Иванов Н. Е. , Ашик И. М. , Соколов В. Т., Головин П. Н., Богородский П. В., 2009б. Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ 2007/08, Проблемы Арктики и Антарктики, № 1 (81), с. 7–14.

Атлас Арктики, 1986. Трешников А. Ф. (ред.), Л.: Изд. ГУГиК, 304 с.

Атлас Северного Ледовитого океана, 1980. Горшков С. Г. (ред.), М.: Изд. МО СССР, 190 с.

Буйницкий В. Х., 1951. Формирование и дрейф ледяного покрова в Арктическом бассейне, Тр. Дрейф. эксп. Главсевморпути на л/п

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 228

"Г. Седов" 1937–1940, М., Л., 1951, т. 4, с. 74–179.

Визе В. Ю., 1944. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. М., Л., Изд-во Главсевморпути, 274 с.

Визе В. Ю., 1937. Причины потепления Арктики, Сов. Арктика, № 1.

Виттельс Л. А., 1946. Циклоны северных морей и потепление Арктики, Метеорология и Гидрология, № 5, с. 32–40.

Гирс А. А., 1971. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы, Л., Гидрометеоиздат, 280 с.

Головин П. Н., 1993. Характеристики образования и трансформации водных масс на континентальном склоне, Тр. ААНИИ, т. 429, с. 68–75.

Грищенко В. Д., 1981. Особенности подводного таяния и нарастания морского льда в Арктическом бассейне, Тр. ААНИИ, № 372, с. 123–128.

Гудкович З. М., 1961. Связь дрейфа льда в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях, Тр. Океанографической Комиссии АН СССР, т. 1, с. 14–21.

Дзердзеевский Б. Л., 1943. К вопросу о потеплении Арктики, Изв. АН СССР, сер. геофиз. и геогр., № 2, с. 60–69.

Дмитриев А. А., 1994. Изменчивость атмосферных процессов Арктики и ее учет в долгосрочных прогнозах, СПб., Гидрометеоиздат, 207 с.

Захаров В. Ф., 2004. Внутривековые изменения в распространении морских арктических льдов в XX столетии. В кн.: Формирование и динамика современного климата Арктики, Алексеев Г. В. (ред.), СПб., Гидрометеоиздат, с. 112–159.

Захаров В. Ф., 1996. Морские льды в климатической системе, СПб., Гидрометеоиздат, 214 с.

Зубов Н. Н., 1944. Льды Арктики, М., Изд-во Главсевморпути, 360 с.

Кораблев А. А., Пнюшков А. В., Смирнов А. В., 2007. К вопросу о возможности использования данных реанализов ERA-40 и NCEP/NCAR для оценки изменений климата в Северной полярной области, Труды ААНИИ, т. 447, с. 44–67.

Лебедев А. А., Уралов Н. С., 1981. Оценка баланса объема морского льда в северном полушарии, Тр. ААНИИ, № 384, с. 61–77.

Либин Я. С., 1946. Гидрологические наблюдения. Экспедиция на самолете "Н-169" в район "Полюса недоступности". Научные результаты, М.; Л., с. 74–123.

Константинов Ю. Б., Грачев К. И., 2000. Высокоширотные воздушные экспедиции "Север" (1937, 1941–1993 гг.) / Под ред. В. Т. Соколова. СПб.: Гидрометеоиздат, 176 с.

Кулаков М. Ю., Макштас А. П., Шутилин С. В., 2012. AARI–IOCM – совместная модель циркуляции вод и льдов Северного Ледовитого океана, Проблемы Арктики и Антарктики, № 2 (92), с. 6–18.

Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Козодеров В. В., 1988. Радиационный баланс Земли, ключевые аспекты, М., Наука, 216 с.

Мохов И. И., Мохов О. И., Петухов В. К., Хайрулин Р. Р., 1992. Влияние глобальных климатических изменений на вихревую активность в атмосфере, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 28, № 1, с. 11–26.

Недашковский А. П., Макштас А. П., 2010. Эмиссия CO_2 в атмосферу при образовании арктического морского льда, Проблемы Арктики и Антарктики, № 3 (86). с. 35–44.

Никифоров Е. Г., Блинов Н. И., Лукин В. В., 1977. Новые данные о природе промежуточных водных масс Арктического бассейна, Труды ААНИИ, т. 338, с. 17–31.

Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О., 1980. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана, Л., Гидрометеоиздат. 269 с.

Смоляницкий В. М., 2003. Пространственно-временная изменчивость характеристик ледяного покрова на основе "Глобального банка цифровых данных по морскому льду", автореферат канд. дисс., СПб, ААНИИ, 24 с.

Тимофеев В. Т., 1960. Водные массы Арктического бассейна, Л., Гидрометеоиздат, 190 с.

Трешников А. Ф., Баранов Г. И., 1972. Структура циркуляции вод в Арктическом бассейне, Л., Гидрометеоиздат, 1972.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 229

Трешников А. Ф., 1959. Поверхностные воды Арктического бассейна, Проблемы Арктики и Антарктики, № 7, с. 5–14.

Фролов И. Е., Гудкович З. М., Радионов В. Ф., Тимохов Л. А., Широчков А. В., 2005. Научные исследования в Арктике. т. 1: Научно-исследовательские дрейфующие станции "Северный Полюс", СПБ, Наука, 267 с.

Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа, СПб, "Наука", 135 с.

Фролов И. Е. (ред.), 2011. Океанография и морской лед. Сер. "Вклад России в Международный полярный год 2007/2008, Изд. ООО "Паульсен", М. – СПб, 431 с.

Фролов С. В., Федяков В. Е., Третьяков В. Ю., Клейн А. Э., Алексеев Г. В., 2009. Новые данные об изменении толщины льда в Арктическом бассейне, Доклады РАН, т. 425, № 1, с. 104–108.

Хрол В. П., 1992. Атлас энергетического баланса северной полярной области, Л., Гидрометеоиздат, 52 с.

Ширшов П. П., 1944. Научные результаты дрейфа станции "Северный полюс", М., Изд. АН СССР, с. 110–140.

Aagaard K. J., Barrie L. A., Carmack E. C. et al., 1996. Canadian researchers explore Arctic Ocean, EOS, vol. 77, no. 22, pp. 209–213.

Aagaard K. J., Carmack E. C., 1989. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation, J. Geophys. Res., vol. 94, C10, pp. 14485–14498.

Alekseev G. V., Danilov A. I., Kattsov V. M., Kuz'mina S. I., Ivanov N. E., 2009. Changes in the Climate and Sea Ice of the Northern Hemisphere in the 20th and 21st Centuries from Data of Observations and Modeling, Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, vol. 45, no. 6, pp. 675–686. Pleiades Publishing, Ltd., 2009.

Alekseev G. V., Bulatov L. V., Zakharov V. F., 2000. Freshwater freezing/melting cycle in the Arctic Ocean. In: The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, Lewis E. L. et al. (eds.), Kluwer Academic Publishers, pp. 589–608.

Alekseev G. V., Kuzmina S. I., Nagurny A. P., Ivanov N. E., 2007. Arctic sea ice data sets in the context of the climate change during the 20th century. Climate variability and extremes during the past 100 years. Series: Advances in Global Change Research, vol. 33, pp. 47–63.

Alexeev V. A., Langen P. L., Bates Ж J. R., 2005. Polar amplification of surface warming on an aquaplanet in "ghost forcing" experiments without sea ice feedbacks, Climate Dynamics, DOI 10.1007/s00382-005-0018-3.

Anderson L. G., Falck E., Jones E. P., Jutterstrom S., Swif J., 2004. Enhanced uptake of atmospheric CO_2 during freezing of seawater: A field study in Storfjorden, Svalbard, J. Geophys. Res., vol. 109, C06004, doi:10.1029/2003JC002120.

Arctic Antarctic Research Institute: http://www.aari.ru/gdsidb/data/arctic_climate.asp

Belchansky G. I., Douglas D. C., Platonov N. G., 2008. Fluctuating Arctic Sea Ice Thickness Changes Estimated by an In Situ Learned and Empirically Forced Neural Network Model, Journal of Climate, vol. 21, pp. 716–729.

Belchansky G. I., Douglas D. C., Eremeev V. A., Platonov N. G., 2005. Variations in the Arctic's multiyear sea ice cover: A neural network analysis of SMMR-SSM/I data, 1979–2004, Geophys. Res. Lett., vol. 32, L09605, doi:10.1029/2005GL022395.

Bengtsson, L., Semenov V. A., Johannessen O. M., 2004. The early-twentieth-century warming in the Arctic. A possible mechanism, Journal of Climate, vol. 17, pp. 4045–4057.

Brinck L. T., Dick C., Goodwin H., Pavlova O., Vinje T., Kjaernli G., Villinger T., 2003. ACSYS historical ice chart archive (1553–2002), International ACSYS/CliC Project Office.

Bronnimann S., 2009. Early twentieth-century warming, Nature Geoscience, vol. 2, november 2009, pp. 735–736.

Cai M., 2006. Dynamical greenhouse-plus feedback and polar warming amplification. Part I: A dry radiative-transportive climate model, Climate Dynamics, vol. 26, pp. 661–675. DOI 10.1007/s00382-005-0104-6.

Cai M., 2005. Dynamical amplification of polar warming, Geophys. Res. Lett., 32, L22710, doi:10.1029/2005GL024481.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 230

Carmack E. C., MacDonald R. W., Perkin R. G. et al., 1995. Evidence for warming of atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: results from the Larsen-93 expedition, Geophys. Res. Letters, vol. 22, no. 9, pp. 1061–1064.

Chapman W. L., Walsh J. E., 2007. Simulations of Arctic Temperature and Pressure by Global Coupled Models, Journal of Climate, vol. 20, pp. 609–632.

Chapman W. L., Walsh J. E., 1993. Recent variations of sea ice and air temperature in high latitudes, Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 74, pp. 33–47.

Comiso, J. C., Parkinson C. L., Gersten R., Stock L., 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.

CRU (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/).

Delworth T. L., Knutson T. R., 2000. Simulation of early 20th century global warming, Science, vol. 287, pp. 2246–2250.

Delworth T. L., Knutson T. R., 2001. Simulation of climate change in 20th century, Second Wadaty Conf. on global change and the polar climate, Epochal Tsukuba, International Congress Center, Tsukuba Science City, Japan, pp. 133–136. Extended Abstr.

Dickson R. R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A. J., 1988. The "Great Salinity Anomaly" in the Northern North Atlantic 1968–1982, Prog. Oceanog., vol. 20, pp. 103–151.

Dickson R. R., Osborn T. J., Hurrel J. W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowsky T., 2000. The Arctic Ocean response to the North Atlantic oscillation, Journal of Climate, 13, pp. 2671–2696.

Drinkwater K. F., 1994. Climate and oceanographic variability in the Northwest Atlantic during 1980s and early 1990s, NAFO SCR Doc, vol. 94/71.

Enfield D. B., Mestas-Nunez A. M., Trimble P. J., 2001. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S., Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 2077–2080.

Environmental Working Group (EWG), 1997. Joint U.S. Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Winter Period, Boulder, National Snow and Ice Data Center, CO.

Environmental Working Group (EWG), 1998. Joint U.S. Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Summer Period, Boulder, National Snow and Ice Data Center, CO.

Francis J. A., Vavrus S. J., 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes, Geophys Res Lett., vol. 39, L0680 doi:10.1029/2012GL051000.

Francis J. A., Hunter E., Key J., Wang X., 2005. Clues to variability in Arctic minimum sea ice extent, Geophys. Res. Lett., vol. 32, L21501, doi:10.1029/ 2005GL024376.

Frolov A. V., Kattsov V. M., 2009. Predicting arctic climate: knowledge gaps and uncertainties. Proceedings of the international experts meeting "Climate Change and Arctic Sustainable Development: scientific, social, cultural and educational challenges", Monaco, 3–6 March 2009, pp. 292–302.

Gerland S., Renner A. H. H. , Godtliebsen F., Divine D., Loyning T. B., 2008. Decrease of sea ice thickness at Hopen, Barents Sea, during 1966–2007, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L06501, doi:10.1029/2007GL032716.

Goosse H., Gerdes R., Kauker F., Koberle C., 2003. Influence of the Exchanges between the Atlantic and the Arctic on Sea Ice Volume Variations during the Period 1955–97, Journal of Climate, vol. 17, pp. 1294–1305.

Hadcrut3 (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/)

Hadley Centre (http://www.metoffice.gov.uk/)

Hakkinen S., 1993. An arctic source for the great salinity anomaly: A simulation of the Arctic ice-ocean system for 1955–1975, J. Geophys. Res., vol. 98, pp. 16397–16410.

Hakkinen S., Proshutinsky A., 2004. Freshwater content variability in the Arctic Ocean, J. Geophys. Res., vol. 109, C03051, doi:10.1029/2003JC001940.

Hansen J. E., Lebedeff S., 1987. Global trends of measured surface air temperature, J. Geophys. Res., vol. 92, pp. 13345–13372, doi:10.1029/JD092iD11.

Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010. Global surface temperature change, Rev. Geophys., vol. 48, RG4004, doi:10.1029/2010RG000345.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 231

Holland M. M., Bitz C. M., 2003. Polar amplification of climate change in coupled models, Climate Dynamics, vol. 21, pp. 221–232, DOI 10.1007/s00382-003-0332-6.

http://nsidc.org/data/seaice_index/index.html.

http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php.

Inoue Jun, Masatake E. Hori, Koutarou Takaya, 2012. The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly, Journal of Climate, vol. 25, pp. 2561–2568, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00449.1.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S., Quin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York. NY, USA, 996 p.

Jackson J. M., Williams W. J., Carmack E. C., 2012. Winter sea-ice melt in the Canada Basin, Arctic Ocean, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L03603, doi:10.1029/2011GL050219.

Jeffries M. O., Richter-Menge J. A., Overland J. E. (eds.), 2012. Arctic Report Card 2012, http://www.arctic.noaa.gov/reportcard.

Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles M. W., Kuzmina S. I., Semenov V. A., Alekseev G. V., Nagurnyi A. P., Zakharov V. F., Bobylev L. P., Pettersson L. H., Hasselmann K., Cattle H. P., 2004. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea ice variability, Tellus, vol. 56A, pp. .328–341 .

Johannessen O. M., Shalina E., Miles M., 2000. NORSEX sea ice concentration in the Arctic, 1978–1999 including MY ice concentration during winter months, NORSEX CD-ROM. Version 1.0.

Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G., 1999. Surface air temperature and its variations over the last 150 years, Rev. Geophys., vol. 37, pp. 173–199, doi:10.1029/1999RG900002.

Jones P. D., Wigley T. M. L., Wright P. B., 1986. Global temperature variations between 1861 and 1984, Nature, vol. 322, pp. 430–434.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 77, pp. 437–471.

Karcher M., Gerdes R., Kauker F., Koberle C., Yashayaev I., 2005. Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening, Geophys. Res. Lett., vol. 32, L21606, doi:10.1029/2005GL023861.

Kwok R., Rothrock D. A., 2009. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L15501, doi:10.1029/2009GL039035.

Langen Peter L., Graversen Rune Grand, Mauritsen Thorsten, 2012. Separation of Contributions from Radiative Feedbacks to Polar Amplification on an Aquaplanet, Journal of Climate, vol. 25, pp. 3010–3024.

Laxon S., Peacock N., Smith D., 2003. High interannual variability of sea ice thickness in the Arctic region, Nature, vol. 425, pp. 947–950.

Lenn Y .D., Wiles P. J., Torres-Valdes S., Abrahamsen E. P., Rippeth T. P., Simpson J. H., Bacon S., Laxon S. W., Polyakov I., Ivanov V., Kirillov S. 2009. Vertical mixing at intermediate depths in the Arctic boundary current, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L05601, doi:10.1029/2008GL036792.

Liu Y., Key J. R., Wang X., 2008. The Influence of Changes in Cloud Cover on Recent Surface Temperature Trends in the Arctic, Journal of Climate, vol. 21, pp. 705–715.

Livina V. N., Lenton T. M., 2012. A recent bifurcation in Arctic sea-ice cover, The Cryosphere Discuss., 6, pp. 2621–2651 (www.the-cryosphere-discuss.net/6/2621/2012/doi:10.5194/tcd-6-2621-2012).

Mahoney A. R., Barry R. G., Smolyanitsky V., Fetterer F., 2008. Observed sea ice extent in the Russian Arctic, 1933–2006, J. Geophys. Res., vol. 113, C11005,doi:10.1029/2008JC004830.

Malmberg S.-A., Blindheim J., 1994. Climate, cod and chaplain in northern waters, ICES Mar. Science Symp., no. 198, pp. 297–310.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 232

Markus T., Stroeve J. C., Miller J., 2009. Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length, J. Geophys. Res., vol. 114, C12024, doi:10.1029/2009JC005436.

Maslanik J, Drobot S., Fowler C., Emery W., Barry R., 2007. On the Arctic climate paradox and the continuing role of atmospheric circulation in affecting sea ice conditions, Geophys Res Lett., vol. 34, L03711 doi:10.1029/2006GL028269.

McLaren A. S., Bourke R. H., Walsh J. E., Weaver R. L., 1994. Variability in sea-ice thickness over the North Pole from 1958 to 1992. In: The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Johannessen O. M., Muench R. D., Overland J. E. (eds.), American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 363–371.

Miller J. R., Chen, G. L. Russell, J. A. Francis, 2007. Future regime shift in feedbacks during Arctic winter, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L23707, doi:10.1029/2007GL031826.

Miller L. A., Carnat G., Else B. G. T. , Sutherland N., Papakyriakou T. N., 2011. Carbonate system evolution at the Arctic Ocean surface during autumn freeze-up, J. Geophys. Res., vol. 116, C00G04, doi:10.1029/2011JC007143.

Min S.-K., Zhang X., Zwiers F. W., Agnew T., 2008. Human influence on Arctic sea ice detectable from early 1990s onwards, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L21701, doi:10.1029/2008GL035725.

Moore G. W. K., 2012. Decadal variability and a recent amplification of the summer Beaufort Sea High, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L10807, doi:10.1029/2012GL051570.

Mysak L. A., Manak D. K., Marsden R. F., 1990. Sea ice anomalies observed in the Greenland and Labrador Seas during 1901–1984 and their relation to an interdecadel arctic climate cycle, Climate Dynamics, no. 5, pp. 111–132.

Nakamura N., Oort A.H., 1988. Atmospheric heat budgets of the polar regions, J. Geophys. Res., vol. 93 (D8), pp. 9510–9524.

Nansen F., 1902. The oceanography of North Polar Basin. The Norwegian North Polar Expedition 1893–1896, Scient. Results, no. 3(9).

NASA GISS (http://data.giss.nasa.gov/)

Nicolaus M., Katlein C., Maslanik J., Hendricks S., 2012. Changes in Arctic sea ice result in increasing light transmittance and absorption, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L24501, doi:10.1029/2012GL053738.

Nussbaumer E. A., Pinker R. T., 2012. The role of shortwave radiation in the 2007 Arctic sea ice anomaly, Geophys. Res. Lett., 39, L15808, doi:10.1029/2012GL052415.

Ogi M., Rigor I. G., McPhee M. G., Wallace J. M., 2008. Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L24701, doi:10.1029/2008GL035672.

Overland J. E., Wang M., Salo S., 2008. The recent Arctic warm period, Tellus, vol. 60A. pp. 589–597.

Overland J., Key J., Kim B.-M., Kim S.-J., Liu Y., Walsh J., Wang M., Bhatt U., 2012. Air Temperature, Atmospheric Circulation and Clouds. In: Jeffries M. O., Richter-Menge J. A., Overland J. E. (eds.), Arctic Report Card 2012, http://www.arctic.noaa.gov/reportcard.

Overland J. E., Wang M., 2005. The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation, Geophys Res Lett., vol. 32, L06701 doi.10.1029/2004GL021752.

Overland J. E., Wang M., 2010. Large-scale atmospheric circulation changes associated with the recent loss of Arctic sea ice, Tellus, vol. 62A, pp. 1–9.

Perovich D. K., Polashenski C., 2012. Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L08501, doi:10.1029/2012GL051432.

Perovich D. K., Light B., Eicken H., Jones K. F., Runciman K, Nghiem S. V., 2007a. Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L19505, doi:10.1029/2007GL031480.

Perovich D. K., Nghiem S. V., Markus T., Schweiger A., 2007b. Seasonal evolution and interannual variability of the local solar energy absorbed by the Arctic sea ice–ocean system, J. Geophys. Res., vol. 112, C03005, doi:10.1029/2006JC003558.

Prinsenberg S. J., Hamilton J., 2005. Monitoring the volume, fresh-water and heat fluxes passing through Lancaster Sound in the Canadian Arctic Archipelago, Atmos. Ocean, vol. 43, pp. 1–22.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 233

Petoukhov V., Semenov V. A., 2010. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, J Geoph Res, vol. 115. doi.10.1029/2009JD013568.

Polyakov I. V., Alekseev G. V., Timokhov L. A., et al., 2004. Variability of the Intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the Last 100 Years, Journal of Climate, vol. 17, pp. 4485–4497.

Polyakov I. V., Alexeev V. A., Belchansky G. I., Dmitrenko I. A., Ivanov V. V., Kirillov S. A., Korablev A. A., Steele M., Timokhov L. A., Yashayaev I., 2008. Arctic Ocean Freshwater Changes over the Past 100 Years and Their Causes, Journal of Climate, vol. 21, Issue 2, pp. 364–384.

Polyakov I., Alekseev G. V., Bekryaev R. V., et al., 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming, Geophys. Res. Lett., vol. 29, pp. 1878, doi: 1029/2001GL011111.

Polyakov I., Johnson M. A., 2000. Arctic decadal and interdecadal variability, Geophys. Res. Lett., vol. 27, pp. 4097–4100.

Polyakov I., Alekseev G. V., Bekryaev R. V., Bhatt U., Colony R., Johnson M. A., Karklin V. P., Walsh D., Yulin A. V., 2003. Long-term ice variability in arctic marginal seas, Journal of Climate, vol.16, pp. 2078–2085.

Proshutinsky A. Y., Johnson M. A., 1997. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean, J. Geophys. Res., vol. 102(C6), pp. 12493–12514, doi:10.1029/97JC00738.

Przybyak R., 2000. Temporal and spatial variations of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic, Int. J. Climatol., vol. 20, pp. 587–614.

Przybylak R., 2007. Recent air-temperature changes in the Arctic, Annals of Glaciology, vol. 46, pp. 316–324.

Quadfasel D., Rudels B., Kurz K., 1988. Outflow of dense water from a Svalbard fjord into the Fram Strait, Deep-Sea Res., vol. 35, pp. 1143–1150.

Quadfasel D., 1991. Warming in the Arctic, Nature, vol. 350, pp. 385.

Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., Kaplan A., 2003. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century, J. Geophys. Res., vol. 108, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Rayner N. A., Brohan P., Parker D. E., Folland C. K., Kennedy J. J., Vanicek M., Ansell T. J., Tett S. F. B., 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: The HadSST2 dataset, Journal of Climate, vol. 19, pp. 446–469, doi:10.1175/JCLI3637.1.

Rigor L. G., Colony R. L., Martin S., 2000. Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–1997, Journal of Climate, vol. 13, pp. 896–914.

Rossby C. G., 1939. Relations between variations in the intensity of the zonal circulation and displacement of the semipermanent centers of action, J Marine Res., vol. 2, pp. 38–55.

Rothrock D. A., Yu Y., Maykut G. A., 1999. Thinning of the Arctic sea ice cover, Geophys. Res. Lett., vol. 26. no. 23, pp. 3469–3472.

Rudels B., Darnell C., Gunn J., Zakharchuck E., 1997. CTD observations. Scientific Cruise report of the Arctic expedition ARK–XI/1 of RV "Polarstern" in 1995, Berichte zur Polarforschung, vol. 226, pp. 22–25.

Schauer U., Rudels B., Jones E. P. et al., 2002. Confluence and redistribution of atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins. Ann. Geophys., vol. 20, pp. 257– 273.

Schauer U., Rudels B., Muench R. D., Timokhov L., 1995. Circulation and water mass modification along the Nansen Basin slope, Berichtezur Polarforschung, vol. 176, pp. 94–98.

Schlesinger M. E., Ramankutty N., 1994. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years, Nature, vol. 367, pp. 723–726.

Schlichtholz P., 2011. Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L05705, doi:10.1029/2010GL045894.

Screen J. A., Simmonds I., 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification, Nature, vol. 464, doi:10.1038/nature09051.

Screen J. A., Deser C., Simmonds I., 2012. Local and remote controls on observed Arctic warm-

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 234

ing, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L10709, doi:10.1029/2012GL051598.

Semiletov I., Makshtas A., Akasofu S.-I. , Andreas E. L., 2004. Atmospheric CO_2 balance: The role of Arctic sea ice, Geophys. Res. Lett., vol. 31, L05121, doi:10.1029/2003GL017996.

Serreze M. C., Barrett A. P., Slater A. G., Steele M., Zhang J., Trenberth K. E., 2007. The large-scale energy budget of the Arctic, J. Geophys. Res., vol. 112, D11122, doi:10.1029/2006JD008230.

Shaw W. J., Stanton T. P., McPhee M. G., Morison J. H., Martinson D. G., 2009. Role of the upper ocean in the energy budget of Arctic sea ice during SHEBA, J. Geophys. Res., vol. 114, C06012, doi:10.1029/2008JC0049919.

Smith T. M., Reynolds R. W., Lawrimore J., 2008. Improvements to NOAA's historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006), Journal of Climate, 21, pp. 2283–2296, doi:10.1175/2007JCLI2100.1.

Steele M., Boyd T., 1998. Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean, J. Geophys. Res., vol. 103, pp. 10,419–10,435.

Steffansson U., 1969. Temperature variations in the North Icelandic coastal area during recent decades, Jokul, no. 19, pp. 18–28.

Stroeve J. C., Maslanik J., Serreze M.C., Rigor I., Meier W., Fowler C., 2011. Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L02502, doi:10.1029/2010GL045662.

Stroeve J., Holland M. M., Meier W., Scambos T., Serreze M., 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.

Swift J. H., Jones E. P., Aagaard K. et al., 1997. Waters of the Makarov and Canada basins, Deep Sea Res., vol. 44, pp. 1503–1529.

Thompson D. W. J., Wallace J. M., 1998. The Arctic Oscillations signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, Geophys. Res. Letters., vol. 25, pp. 1297–1300.

Timmermans M.-L., Toole J., Krishfield R., Winsor P., 2008. Ice-Tethered Profiler observations of the doublediffusive staircase in the Canada Basin thermocline, J. Geophys. Res., vol. 113. C00A02, doi:10.1029/2008JC004829

Tucker W. B., Weatherly J. W., Epple D. T., et al., 2001. Evidence for the rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980s, Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 2851–2854.

Van Loon H., Williams J., 1976. The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface. Part 1. Winter Mon Wea Rev., vol. 104, pp. 365–380.

Vinje T., 2000. Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998, Journal of Climate, vol. 14. pp. 255–267.

Vinje T., 2001. Anomalies and trends of sea ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998, Journal of Climate, 14(3), pp. 255–267.

Walker G. T., Bliss E. M., 1932. World weather, V-Mem. Roy Meteorolog Soc, vol. 4, pp. 53–84.

Wallace J. M., Zhang Y., Renwick J. A., 1995. Dynamic Contribution to Hemispheric Mean Temperature Trends, Science, vol. 270, pp. 780–783.

Wallace J. M., Zhang Y., Bajuk L., 1996. Interpretation of interdecadal trends in Northern Hemisphere surface air temperature, Journal of Climate, vol. 9, pp. 249–260.

Walsh J. E., Kattsov V. M., Chapman W. L., Govorkova V., Pavlova T., 2002. Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models, Journal of Climate, vol. 15, pp. 1429–1446.

Walsh J. E., Portis D. H., 1999. Relationship between the atmospheric circulation of the Central Arctic and the North Atlantic, 5th AMS Conf. on Polar Meteorology and Oceanography, 10–15 January 1999, Dallas, Texas.

Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J. E., Bai X., Wu B., 2009. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? Geophys. Res. Lett., vol. 36, L05706, doi:10.1029/2008GL036706.

Weston S. T., Bailey W. G., McArthur L. J. B., Hertzman O., 2007. Interannual solar and net radiation trends in the Canadian Arctic, J. Geophys. Res., vol. 112, D10105, doi:10.1029/2006JD008000.

OD-2-1-3n 12/8/14 3:02 PM Page 235

Winsor P., 2001. Arctic sea ice thickness remained constant during the 1990s, Geophys. Res. Lett., vol. 28. no. 6, pp. 1039–104.

Winton M., 2006. Amplified Arctic climate change: What does surface albedo feedback have to do with it? Geophys. Res. Lett., vol. 33, L03701, doi:10.1029/2005GL025244.

Wu Bingyi, Wang Jia, Walsh John E., 2006. Dipole Anomaly in the Winter Arctic Atmosphere and Its Association with Sea Ice Motion, Journal of Climate, vol. 19, pp. 210–225.

Yu Y., Maykut G. A., Rothrock D. A., 2004. Changes in the thickness distribution of Arctic sea ice between 1958–1970 and 1993–1997, J. Geophys. Res., vol. 109, C08004.

Zhang J., Steele M., Rothrock D. A., Lindsay R. W., 2004. Increasing exchanges at Greenland-Scotland Ridge and their links with the North Atlantic Oscillation and Arctic Sea Ice, Geophysical Research Letters, vol. 31, L09307. doi: 10.1029/2003GL019304

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 236

РАЗДЕЛ 2. ПРИЧИНЫ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Глава 2.1. ЭВОЛЮЦИЯ НАУЧНЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРИЧИНАХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

В. М. Катцов

П. В. Спорышев, И. Л. Кароль

2.1.1. Введение

Как отмечается в ОД_РФ-1, климатическая система Земли, под которой обычно понимают пять взаимодействующих друг с другом компонентов: атмосферу, гидросферу, криосферу, деятельный слой суши и биосферу, никогда не находится в состоянии равновесия. Она непрерывно меняется, даже в отсутствие изменений во внешних воздействиях. Под последними понимаются естественные и антропогенные факторы, влияющие на климатическую систему извне и вызывающие изменения климата*. При этом, к *естественным* внешним воздействиям относятся колебания орбитальных параметров Земли, вулканическая деятельность, солнечная активность, к *антропогенным* – изменения газового и аэрозольного составов атмосферы в результате хозяйственной деятельности человека, изменения характера землепользования. *Собственная*, т. е. не связанная с внешними воздействиями, изменчивость климатической системы обусловлена нелинейными взаимодействиями между перечисленными ее компонентами, имеющими разные времена отклика на внешние воздействия. Обратные связи разных знаков и нелинейность внутренних взаимодействий, присущих климатической системе Земли, чрезвычайно усложняют ее реакцию на внешние воздействия и, соответственно, выявление изменений климата и установление их причин, не говоря уже о прогнозе изменений климата.

Главной задачей фундаментальных исследований климатической системы Земли является ***прогноз ее эволюции***. Прогнозирование венчает собой цикл исследований: от наблюдения за климатической системой и формули-

* Определение понятия “климат” обусловлено поставленной задачей. По этой причине определений климата много и они эволюционируют. Например, определение климата А. С. Мониным (1982) как “статистический ансамбль состояний, которые проходит система океан-суша-атмосфера за периоды времени в несколько десятилетий” может быть дополнено теперь двумя другими компонентами климатической системы – криосферой и биосферой. При этом в математической теории климата бывает удобно рассмотрение указанного ансамбля на промежутке времени, стремящемся к бесконечности. При такой постановке климат не испытывает изменений. Для большого количества задач, решаемых Росгидрометом подходит определение Г. В. Грузы и Э. Я Раньковой (2003): “Климат в узком, но широко распространенном смысле, есть обобщение изменений погоды, и представляется набором условий погоды в заданной области пространства в заданный интервал времени. Для характеристики климата используется статистическое описание в терминах средних, экстремумов, показателей изменчивости соответствующих величин и повторяемостей явлений за выбранный период времени. Все эти дескриптивные статистики называются климатическими переменными.” Это определение использовано и в ОД_РФ-1.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 237

ровки гипотез* относительно действующих в ней механизмов, воплощении этих гипотез в модели и проверка моделей путем сравнения модельных результатов с данными наблюдений. Когда качество модели признано удовлетворительным, можно говорить о создании теории**, а модель – использовать в прогнозах.

Парниковый эффект как регулятор температуры на нашей планете известен еще с XIX века, но активно его обсуждать стали в 1960-е годы. CO_2, метан, закись азота, некоторые другие газы, а также водяной пар подобно теплице укрывают Землю, пропуская приходящие от солнца короткие волны и задерживая длинные, излучаемые нагретой Землей в космос. Парниковый эффект – один из факторов, обеспечивающих пригодность нашей планеты для жизни.

Однако с тех пор, как человек стал сжигать во все возрастающих количествах ископаемое топливо с выбросом в атмосферу парниковых газов, прежде всего CO_2, парниковый эффект стал быстро усиливаться. Нижняя часть атмосферы стала интенсивно теплеть, разбудив в климатической системе процессы, ускоряющие потепление. Возникла новая глобальная угроза, противодействие которой, очевидно, потребует скоординированных и очень значительных усилий всего человечества.

Современное пристальное внимание к проблеме антропогенного изменения климата и активные дискуссии по этой теме могут создать ложное впечатление о ее “молодости”. Между тем, теория антропогенного изменения глобального климата имеет, по-видимому, почти двухвековую историю, если вести отсчет от первых гипотез относительно роли парникового эффекта в формировании климатических условий нашей планеты***. Предположение о потенциальной важности собственно антропогенного фактора для климата Земли было высказано более столетия назад. С тех пор эта теория, пережив длительный период слабого к ней интереса, достигла степени развития, когда стали возможны не только оценки будущих изменений климатической системы, но и проверка прогнозов, сделанных некоторое время тому назад.

Настоящая глава открывает раздел, посвященный оценке новейших результатов в области исследования причин наблюдаемых изменений климата, имея своей целью ретроспективное рассмотрение эволюции теории антропогенного изменения климата, получающей все новые подтверждения в современных исследованиях.

2.1.2. Антропогенное изменение глобального климата: от гипотезы к теории

Истоки гипотезы антропогенного изменения климата следует искать в XIX в., когда никакого практического значения эта проблема не имела. Содержание CO_2 в атмосфере, как было оценено позднее по ледовым кернам, в это время не превышало 290 млн$^{-1}$, а средняя глобальная температура к середине века составляла около 13.6°C.

Идея о механизме парникового эффекта была впервые изложена в 1827 г. Жозефом Фурье в статье “Записка о температурах земного шара и других планет” (Fourier, 1827). В этой работе были рассмотрены различные механизмы формирования климата Земли, включая как факторы, влияющие на общий тепловой баланс Земли, так и факторы, влияющие на теплоперенос и температуры климатических поясов. В числе первых был рассмотрен фактор, получивший впоследствии название парникового эффекта. Фурье пришел к заключению, что Земля была бы значительно холоднее в отсутствие атмосферы.

В 1859 г. Джон Тиндалл обнаружил, что некоторые газы задерживают инфракрасное излучение и предположил, что изменение концентраций

* Гипотеза, то, что лежит в основе, – причина или сущность. В современном словоупотреблении гипотеза – выраженное в форме суждения (или суждений) предположение или предугадывание чего-либо: например, “предугадывание природы” в формулировке естественнонаучных законов. При этом первоначальный смысл термина “гипотеза” вошел в содержание понятия “научная гипотеза”, выражающего предположительное суждение о закономерной (или причинной) связи явлений (БСЭ, 1971).

** Теория, в широком смысле – комплекс взглядов, представлений, идей, направленных на истолкование и объяснение какого-либо явления; в более узком и специальном смысле – высшая, самая развитая форма организации научного знания, дающая целостное представление о закономерностях и существующих связях определенной области действительности – объекта данной теории (БСЭ, 1976).

*** Подробный обзор этой истории можно найти, например, в книге Спенсера Уирта (Weart, 2008), а вклад отечественной науки в исследования климатических изменений, предшествующие созданию МГЭИК достаточно детально представлен в монографии под редакцией М. И. Будыко и Ю. А. Израэля (Борзенкова и др., 1987). Материалы, представленные в этих работах, фактически послужили основой настоящей главы.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 238

этих газов может приводить к изменению климата. Наиболее эффективным из рассмотренных Тиндаллом газов оказался водяной пар (H_2O); другим – диоксид углерода (CO_2), несмотря на его малые концентрации в атмосфере (Tyndall, 1861).

В 1896 г. Сванте Аррениус опубликовал первый расчет глобального потепления в результате выбросов CO_2 (Arrhenius, 1896), в том числе – результаты оценки увеличения концентрации диоксида углерода в атмосфере в 1.5, 2, 2.5 и 3 раза. В частности, при удвоении CO_2 он получил увеличение глобальной температуры на 5–6°C (эти оценки были впоследствии им уточнены в сторону уменьшения). Впрочем, для такого увеличения концентрации CO_2 в атмосфере, по его мнению, потребовались бы тысячелетия (при сохранении темпов промышленного развития конца XIX в.). Результаты Аррениуса подверглись критике со стороны некоторых ученых. Как бы то ни было, антропогенное потепление ни для Аррениуса, ни для кого-либо из его современников не выглядело угрожающе. Аррениус также выдвинул гипотезу, что снижение концентрации CO_2 в атмосфере может являться одной из причин возникновения ледниковых периодов. Полученная Аррениусом оценка воздействия удвоения концентрации углекислого газа в атмосфере на среднюю глобальную температуру стала первой в исторической последовательности подобных оценок, выполненных в последующие годы (см. таблицу 2.1.1).

В 1897 г. Томас Чемберлен предложил свою модель глобального обмена углеродом, включающую обратные связи, в том числе и водяного пара, и объясняющую климатические изменения на геологических временных масштабах колебаниями концентрации CO_2 в атмосфере (Chamberlin, 1897). Гипотезы Аррениуса и Чемберлена подверглись критике со стороны Кнута Ангстрема и его

Таблица 2.1.1. Оценки воздействия удвоения концентрации углекислого газа в атмосфере на среднюю глобальную температуру, по данным различных исследователей (Борзенкова и др., 1987; Edwards, 2010)

Исследователи	Год	Чувствительность климата к удвоению CO_2	Примечание
Аррениус	1896	5–6°C	2-мерная зонально-вертикальная модель; ручной расчет
Херлберт	1931	4°C	Оценка (Hulburt, 1931) замечена только в 1960-х гг. из-за неприятия в целом теории CO_2; Каллендер не знал о работе Херлберта до 1942 г.
Каллендер	1938	1.5°C	1-мерная модель переноса радиации; удвоение CO_2 не упоминается в тексте, но присутствует на рисунке; конвекция не учитывается
Каллендер	1949	2.1°C	Пересмотренные результаты расчетов 1938 г.; удвоение CO_2 упоминается явно
Пласс	1956	3.8°C	1-мерная модель переноса радиации; не учитывается конвекция и обратная связь водяного пара
Меллер	1963	1.5–9.6°C	1-мерная модель баланса энергии у поверхности; совместное поглощение H_2O и CO_2 уменьшает общее потепление, но обратная связь водяного пара производит “почти произвольные изменения температуры”
Пласс, Килинг и др.	1963	3.8°C	Консенсусная оценка
Манабе и Везеролд	1967	2.4°C	1-мерная радиационно-конвективная модель; влажность и облачность оказывают сильное воздействие на эффект удвоения CO_2
Манабе	1970	1.9°C	Пересмотренная версия 1-мерной радиационно-конвективной модели Манабе и Везеролда 1967 г.; чувствительность оценена для “осредненной” облачности
Расул и Шнайдер	1971	0.8°C	1-мерная радиационно-балансовая модель с фиксированными относительной влажностью и облачностью
Будыко	1974	2.5–3.5°C	Упрощенная климатическая модель
Манабе и Везеролд	1975	2.9°C	Первое использование глобальной модели общей циркуляции для расчета эффектов удвоения CO_2
Будыко	1977	3.3°C	Анализ данных инструментальных наблюдений
Будыко	1979	3.5°C	Анализ палеоклиматических данных

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 239

сторонников, считавших роль углекислого газа как причины потепления пренебрежимо малой, по сравнению с водяным паром.

Затем дискуссия об углекислом газе как причине климатических колебаний приостановилась до 1930-х гг., когда был обнаружен положительный тренд средней глобальной температуры по отношению к концу XIX в. К этому времени Милутин Миланкович разработал теорию ледниковых периодов, обусловленных периодическими изменениями орбитальных параметров Земли (Milankovitch, 1941). Впрочем, не все современники Миланковича разделяли его теорию (Костицын, 1984).

В 1938 г. Гай Стюарт Каллендер, проанализировав накопившиеся к тому времени результаты наблюдений за температурой и концентрацией CO_2 в атмосфере, пришел к выводу, что рост первой обусловлен ростом второй (Callendar, 1938). Работы Каллендера привели к возобновлению дискуссии, начатой вокруг результатов Аррениуса. Сомнения специалистов вызывал широкий круг вопросов – от достоверности данных наблюдений и значимости трендов концентрации углекислого газа до интенсивности его поглощения океаном, а также сравнительного (с водяным паром) вклада CO_2 в поглощение уходящей длинноволновой радиации. Каллендера критиковали за игнорирование ряда действующих в реальном мире физических процессов, таких как атмосферная конвекция, насыщение атмосферы водяным паром при потеплении, образование облаков и их участие в перераспределении потоков радиации. Каллендер признал, что многие неучтенные им процессы, в частности, связанные с облаками, могут играть важную роль, однако получить количественные оценки вкладов разных процессов в потепление климата в то время было невозможно.

По окончании Второй мировой войны компьютеры открыли новую эпоху исследований атмосферы и океана – эпоху физико-математического моделирования климатической системы. В 1950-е гг. появились в определенном смысле реалистичные компьютерные модели глобальной атмосферы. В 1956 г. Гильберт Пласс с помощью компьютерных расчетов пришел к заключению, что добавка CO_2 в атмосферу способна оказать значительное влияние на радиационный баланс: для удвоения концентрации CO_2 он получил рост температуры на 3.6°C, а для сокращения концентрации CO_2 – падение температуры на 3.8°C (Plass, 1956). Правда, как и его предшественники, Пласс в своих расчетах не учитывал изменения влагосодержания атмосферы и облачности. Предположив сохранение антропогенных выбросов на уровне середины 1950-х гг. (т. е. ~ 30% за столетие), Пласс оценил дальнейшее возрастание глобальной температуры за счет хозяйственной деятельности человека в 1.1°C за столетие. Это несколько выше 0.7°C за XX в., однако, в своей оценке Пласс не учитывал термической инерции океана, способной замедлить реакцию климатической системы на радиационное воздействие. Им не учитывались и другие аспекты изменения состава атмосферы, также связанные с деятельностью человека.

В 1950-е гг. исследования радиоактивного изотопа углерода C^{14}, большое количество которого попало в климатическую систему Земли в результате испытаний ядерного оружия, позволили сделать вывод, что углекислый газ, попадая в атмосферу, довольно быстро в ней перемешивается как по горизонтали – от полюса до полюса, так и по вертикали – до верхних слоев стратосферы. Изотоп C^{14} также образуется в верхних слоях атмосферы под воздействием космических лучей, убывая затем в течение тысячелетий. Что касается “старого” углерода, содержащегося в ископаемом топливе, то в нем практически отсутствует радиоактивный изотоп. Таким образом, сжигание ископаемого топлива приводит к выбросу в атмосферу лишь нерадиоактивного углерода. В 1950-е гг. Ганс Зюсс (Suess, 1955) обнаружил, что содержание стабильного углерода C^{12} и C^{13} в годовых кольцах многовековых деревьев, относящихся к XX столетию, повышено, а C^{14}, соответственно, понижено. Этот эффект он объяснил увеличением поступления в атмосферу углекислого газа в результате сжигания ископаемого топлива.

В это же время Роджер Ревелл совместно с Зюссом (Revelle, Suess, 1957), а также, независимо от них, несколько других исследователей установили, что избыток углекислого газа в атмосфере, образующийся в результате сжигания ископаемого топлива, далеко не так быстро, как представлялось ранее, компенсируется поглощением CO_2 океаном.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 240

Работы Пласса, Зюсса, Ревелла, а также сразу вслед за ними – Берта Болина и Эрика Эриксона (Bolin, Eriksson, 1959) вывели проблему антропогенного потепления на новый уровень общественного восприятия. Впоследствии, уже в начале 1960-х гг., в работах Болина и других проблема антропогенного изменения климата приобрела тревожное звучание, в конечном итоге оказавшись в одном ряду с крупнейшими глобальными вызовами человечеству.

В 1958 г. Чарльз Килинг начал измерения концентрации углекислого газа в атмосфере – сначала в Калифорнии, затем в Антарктиде и на Гавайях. Впоследствии антарктическая станция была закрыта, и основной стала гавайская обсерватория в Мауна Лоа, которая не прерывает измерений до настоящего времени. Килингу удалось довольно точно измерить концентрацию углекислого газа в атмосфере и обнаружить ее годовой рост (Keeling, 1960). В это время концентрация составляла 315 млн$^{-1}$, а средняя глобальная (5-летняя) температура – +13.9°C.

Модельные исследования, проведенные Фрицем Меллером с помощью созданной им 1-мерной модели, показали, что учет обратной связи водяного пара делает модельный климат очень чувствительным к изменениям концентрации CO_2 (Moller, 1963).

В 1960-е гг. на передний план науки выдвинулись достижения Принстонской лаборатории в США. Сюкуро Манабе и Ричард Везеролд с помощью разработанной ими радиационно-конвективной модели выполнили расчет, убедительно продемонстрировавший, что удвоение CO_2 поднимет глобальную температуру на несколько градусов (Manabe, Wetherald, 1967). Эти расчеты показали, что средняя и нижняя облачность способствует понижению температуры у поверхности, в то время как верхняя – вызывает дополнительное потепление, а также – что рост концентрации CO_2 приводит к охлаждению стратосферы.

Кривая 3 на рисунке 2.1.1, взятом из работы Будыко (1972), показывает прогноз изменений

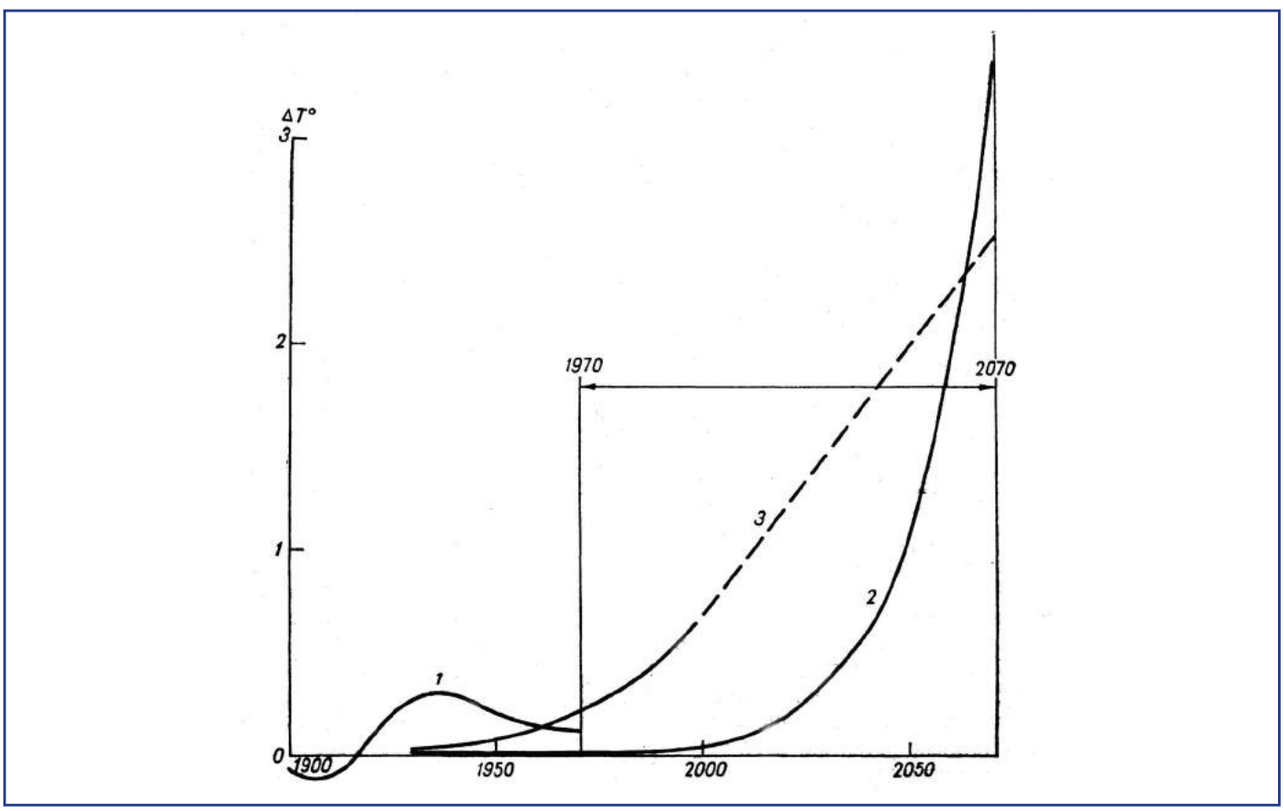


Рис. 2.1.1. Вековой ход аномалий температуры воздуха у земной поверхности: 1 – данные наблюдений; 2 – изменения, обусловленные ростом производства энергии; 3 – изменения, обусловленные ростом концентрации углекислоты. Рисунок из работы (Будыко, 1972).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 241

глобальной приземной температуры на конец XX в. и далее, обусловленных ростом концентрации углекислоты в атмосфере. Прогноз основан на работе Манабе (Manabe, 1970). Используя радиационно-конвективную модель, на базе оценки будущих изменений атмосферной концентрации CO_2 на конец XX в., выполненной Департаментом ООН по экономическим и социальным вопросам, Манабе установил, что рост глобальной приземной температуры с 1900 по 2000 г. составит около 0.8°C. Сегодня производит сильное впечатление тот факт, что прогноз был выполнен за 30 лет до конца XX века, а полученный результат довольно хорошо воспроизвел наблюдаемые изменения глобальной температуры в последующие десятилетия.

В конце 1960-х гг. появились еще две простые модели, разработанные, соответственно, в СССР – Михаилом Ивановичем Будыко, и в США – Уильямом Селлерсом, с которыми некоторые специалисты связывают новую постановку проблемы изменения климата.

М. И. Будыко и его коллеги в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, отдавая себе отчет в чрезмерной упрощенности существовавших в то время моделей, пытались делать прогнозы изменения климата с использованием эмпирических моделей, основанных на данных о прошлых состояниях климатической системы. Результаты расчетов с построенной Будыко предельно простой, нульмерной моделью теплового баланса Земли указали на относительную устойчивость глобального климата. Однако современное состояние климата Земли (температура, площадь снежного покрова) в модели Будыко находилось недалеко от "критической точки", за которой климат переходил в новое состояние – с подъемом температуры, растаявшим льдом и более высоким уровнем океана, в соответствии с известными палеоклиматическими аналогами. За другой "критической точкой" в модели Будыко планету ждало глобальное оледенение, замерзшие океаны, состояние, названное Будыко "белая Земля" – климатическая катастрофа, способная уничтожить высшие формы жизни на планете (Будыко, 1968; Budyko, 1969). Экспоненциальный рост индустриализации, согласно расчетам Будыко, приводил к сильному глобальному потеплению (см. кривая 2 на рисунке 2.1.1); иными словами, Будыко констатировал неизбежность глобального потепления в ближайшее столетие (Будыко, 1972).

Уильям Селлерс рассчитал возможные отклонения для реальной атмосферы – отдельно в каждом широтном поясе (Sellers, 1969). Несмотря на то, что его модель использовала отличные от Будыко уравнения, результаты подтвердили, что климат опасно чувствителен к малым воздействиям – колебаниям солнечной активности или хозяйственной деятельности человека. Последняя очевидно, направляла глобальный климат в сторону потепления.

Несмотря на недоверие к простым моделям со стороны части научного сообщества, неверие в прогноз потепления и в саму возможность прогнозировать изменения климата, которые встретили Будыко и Селлерс, в 1970-е гг. парниковый эффект и возможное глобальное потепление вышли на первый план климатических исследований по целому ряду направлений. Попутно существенно углубились исследования других климатоформирующих факторов, в частности аэрозолей. В частности, исследования показали, что аэрозоли, связанные с человеческой деятельностью, противодействуют глобальному потеплению и могут привести к серьезному похолоданию (Bryson, Wendland, 1970; Кароль, 1977).

Наступила эпоха трехмерного физико-математического моделирования глобальной климатической системы.

2.1.3. Установление причин и прогноз климатических изменений

Дальнейшие исследования показали, что так называемые малые газовые примеси: озон, метан, окислы азота, хлорфторуглеродные соединения вносят свой вклад в парниковый эффект (Ramanthan, 1975; Wang et al., 1976; Кароль и др, 1983; Андронова и др., 1986; Ramanathan et al., 1987). В качестве важных факторов, оказывающих влияние на климат, были признаны сокращение площади лесов и другие изменения экосистем (Woodwell et al., 1978). Изменчивость солнечной активности также получила свои долю внимания в исследованиях изменений климата (Eddy, 1976; Kerr, 1991).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 242

В 1979 г. администрация США обратилась к Национальной академии наук с запросом о чувствительности климата к CO_2. Академия организовала группу экспертов под председательством авторитетного ученого Джула Чарни. В эту группу входили наиболее уважаемые эксперты, не участвовавшие в дебатах вокруг этой проблемы. Группа Чарни сравнила результаты расчетов с двумя независимыми (как в отношении "физического" содержания, так и математической реализации) 3-мерными сложными глобальными климатическими моделями, разработанными Манабе с коллегами из Принстонской лаборатории и Джеймсом Хансеном из НАСА. Группа обнаружила различия в деталях полученных результатов, но констатировала фундаментальное согласие их в главном: климат теплеет при росте концентрации CO_2 в атмосфере. Все прочие расчеты с использованием моделей, упрощенных разными способами и с использованием разных подходов, давали качественно один и тот же результат – глобальное потепление.

Модель Манабе показала, что при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере произойдет потепление, приблизительно, на 2°С, модель Хансена – на 4°С. Основываясь на этих оценках чувствительность глобального климата к удвоению CO_2 группа Чарни оценила как 1.5–4.5°С, с наиболее вероятным значением 3°С. Чарни признался тогда, что группа "постаралась, но не смогла найти какой-либо упущенный или недооцененный физический эффект" (National Academy of Sciences, 1979)*. В течение последующих многих лет появления новых сложных моделей, улучшения их пространственного разрешения и повышения реалистичности эта оценка если и корректировалась, то незначительно.

В СССР в этот период были выполнены оценки чувствительности климата к увеличению содержания CO_2 в атмосфере с помощью упрощенных энергобалансовых моделей, учитывающих различные обратные связи в климатической системе (Будыко, 1974; Мохов, 1981). Существенный вклад в развитие теории климата с помощью физико-математического моделирования был внесен Г. И. Марчуком и его сотрудниками (Марчук, 1979; Дымников и др., 1980; и др.). В частности, разработанная ими зонально осредненная модель общей циркуляции атмосферы также использовалась для оценок чувствительности климата (Дымников и др., 1980). Другой подход к установлению пределов возможной чувствительности климатической системы к увеличению содержания CO_2 был основан на анализе данных о современных изменениях климата, полученных по материалам метеорологических наблюдений. Результаты выполненных работ в целом соответствовали диапазону оценок, полученных другими методами (Будыко, 1977а; 1977б; Винников, Гройсман, 1981; 1982). В качестве независимого подхода для оценки климатических условий в будущем использовались также палеоклиматические данные. В середине 1970-х годов были выполнены первые оценки возможных изменений климата при удвоении концентрации углекислого газа в атмосфере с использованием карт В. М. Синицына для плиоцена (Будыко и др., 1978). Этот подход получил дальнейшее развитие в целом ряде последующих работ (Будыко, 1979; 1980; Будыко и др., 1985; и др.). В качестве палеоклиматических аналогов климата XXI века использовались оптимум голоцена (6.2–5.3 тыс. лет т. н.), оптимум микулинского межледниковья (около 122–125 тыс. лет т. н.) и оптимум плиоцена (4.3–3.3 млн лет т. н.). Подробный обзор выполненных работ представлен в монографии под редакцией М. И. Будыко и Ю. А. Израэля (Борзенкова и др., 1987).

В ходе Первой всемирной конференции по климату, организованная всемирной метеорологической организацией в 1979 г. в Женеве в числе 25 заказных докладов фигурировало четыре доклада от СССР – Е. К. Федорова, Г. И. Марчука, И. П. Герасимова и Ю. А. Израэля. Е. К. Федоров, выступивший с вводным докладом на этой конференции, в частности отметил: "Изменения климата в будущем неизбежны. Они станут заметными и, может быть, необратимыми в ближайшие несколько десятилетий… В связи с этим очевидно, что необходимо было бы выработать некоторую стратегию, т. е. систему заранее спланированных действий, которые обеспечили бы для человече-

* Последний, пятый оценочный доклад МГЭИК (IPCC, 2013) в точности подтвердил диапазон чувствительности климата, полученный группой Чарни.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 243

ства избежание негативных последствий возможных изменений климата…" (Федоров, 1979).

С начала 1980-х гг. начались попытки воспроизвести наблюдаемые изменения климата с помощью сложных климатических моделей. В моделях стали имитироваться воздействий извержения вулканов, колебаний солнечной активности и роста концентрации парниковых газов. Успешная, в целом, попытка Хансена с коллегами воспроизвести таким образом эволюцию средней глобальной температуры в XX в. (Hansen et al., 1981) повысила доверие к оценкам будущих изменений климата, полученным с этой моделью. Результат Хансена оказался устойчивым – впоследствии способность воспроизводить наблюдаемую эволюцию климата при заданных наблюдаемых внешних воздействиях демонстрировали многие модели (учет загрязнения атмосферы выбросами аэрозоля промышленного происхождения улучшил картину (Mitchell et al., 1995; Santer et al., 1996)). Более того, комбинирование внешних воздействий в расчетах наблюдаемой эволюции климата стало одним из ключевых подходов в установлении причин изменения климата.

Успехи в воспроизведении наблюдаемого климата позволили Хансену с коллегами спрогнозировать обнаружение глобального потепления уже в 1990-е гг. Другие исследователи пришли к заключению, что антропогенное воздействие на климат начнет доминировать над остальными факторами в начале 2000-х гг. (Gilliland, 1982; Madden, Ramanathan, 1980). Эти прогнозы совпадали с ранее сделанными оценками Пласса, Ревела и Болина. Разумеется, эти прогнозы разделяли не все.

Мощное извержение филиппинского вулкана Пинатубо в 1991 г. и выброс в стратосферу около 20 миллионов тонн диоксида серы открыло новый период тестирования климатических моделей. В частности, модель, разработанная группой Хансена, сразу вслед за этим извержением предсказала примерно полуградусное снижение глобальной температуры, продолжавшееся в течение двух лет, как это впоследствии и случилось (Hansen et al., 1992). Ряд моделей впоследствии успешно воспроизвели реакцию глобальной температуры на указанное внешнее воздействие (Graf et al., 1993).

По мере возрастания доступных вычислительных ресурсов ведущие центры начали переходить от расчетов "равновесных" состояний к расчетам эволюции глобального климата. Помимо меняющегося во времени воздействия радиационно-активных примесей в атмосфере, стали проверяться и другие возможные климатоформирующие факторы, например, колебания солнечной активности. В 1995 г. три центра (Ливерморская лаборатория в США, Центр Хэдли в Великобритании и Институт Макса Планка в Германии) провели успешные эксперименты по воспроизведению изменений температуры в XX в. Им удалось не только воспроизвести вековой глобальный температурный тренд, но и географическую структуру изменений. Наиболее близкими к реальности были расчеты последних десятилетий XX в., когда рост концентрации парниковых газов в атмосфере стал доминировать над другими факторами. (Mitchell et al., 1995; Santer et al., 1996; Hasselmann et al., 1995).

В 1988 г. 45-я сессия Генеральной Ассамблеи ООН поручила Всемирной метеорологической организации и Программе ООН по окружающей среде учредить Межправительственную группу экспертов по изменению климата (МГЭИК) для подготовки оценочного доклада об ожидаемых последствиях изменения климата. Затем, на Конференции ООН по окружающей среде и развитию (1992 г., Рио-де-Жанейро) была принята для подписания Рамочная конвенция ООН об изменении климата (РКИК). Положения РКИК накладывают на ее участников определенные обязательства в области изучения изменения климата и принятию мер по защите климатической системы. Оценочные доклады МГЭИК представляют собой авторитетные и наиболее полные анализы научной литературы по проблеме изменения климата, которые служат основой в деятельности РКИК.

В Первом оценочном докладе МГЭИК (IPCC, 1990) приводится широкий обзор состояния науки об изменении климата, обсуждение неопределенностей и свидетельств потепления.

Второй оценочный доклад МГЭИК (IPCC, 1996) утверждает: "баланс свидетельств предполагает наличие различимого влияния человека на глобальный климат".

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 244

2. ПРИЧИНЫ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Третий доклад МГЭИК (IPCC, 2001) приходит к заключению, что “большая часть потепления последних 50 лет с вероятностью > 66% может быть отнесена к деятельности человека”.

Начало XXI века отмечено нарастанием усилий ведущих центров моделирования климата по воспроизведению наблюдаемой эволюции климатической системы на протяжении периода инструментальных наблюдений. Именно эти эксперименты заложили основу активно развивающегося в настоящее время направления науки о климате – обнаружения и установления причин наблюдаемых изменений климата. Обзор вклада российских ученых в эти исследования представлен в работах (Мохов, 2004; 2009; 2013).

В пользу антропогенной природы наблюдаемого потепления убедительно свидетельствует сравнение данных наблюдений и результатов двух серий модельных расчетов эволюции климата XX – начала XXI веков, где в одной серии учитывались и антропогенные, и естественные внешние воздействия на климатическую систему Земли, а в другой только естественные внешние воздействия. Прямое сравнение данных наблюдений за глобальной температурой приземного воздуха с результатами модельных расчетов показало, что только в экспериментах, учитывающих антропогенные внешние воздействия, хорошо воспроизводится наблюдаемое повышение температуры. В экспериментах, где антропогенные воздействия не учи-

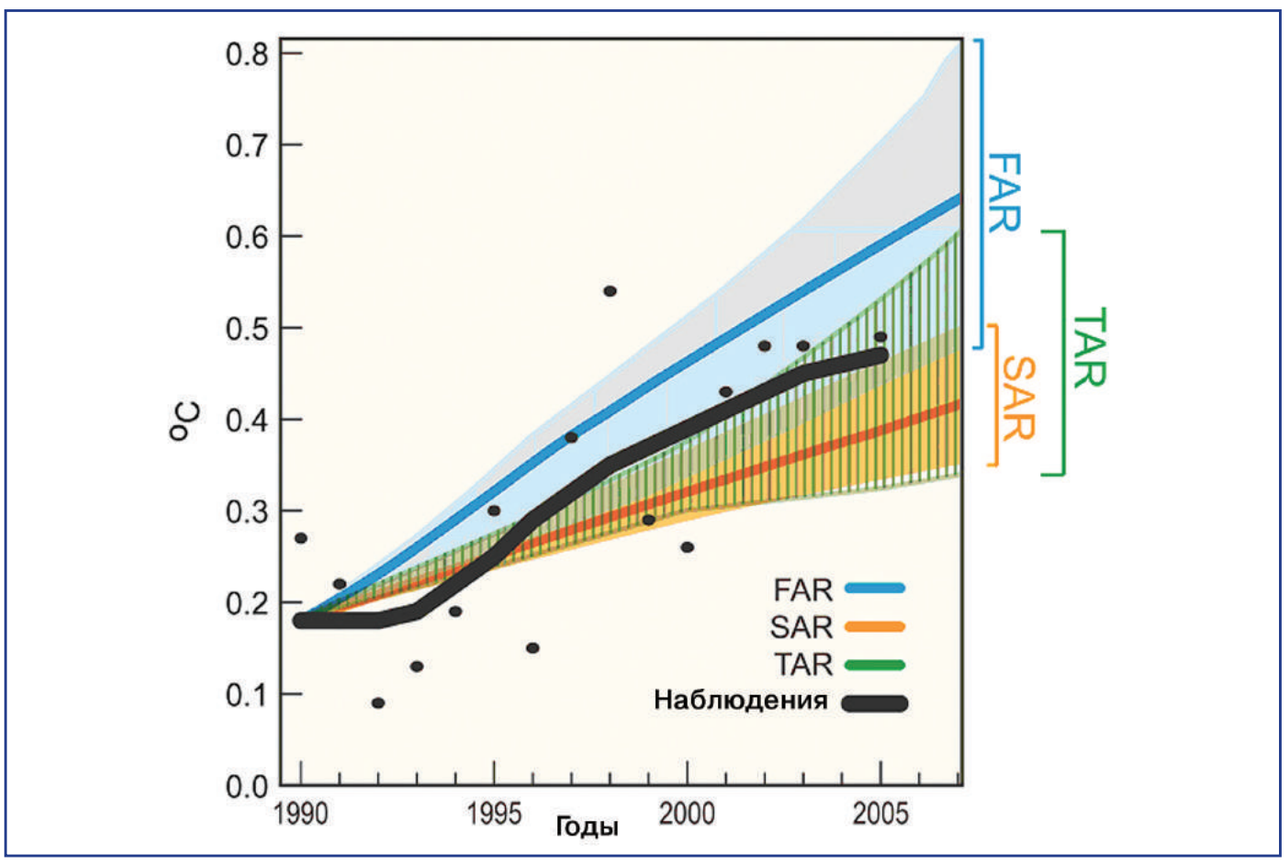


Рис. 2.1.2. Аномалии среднегодовой глобальной приземной температуры по отношению к периоду 1961–1990 по данным наблюдений (Brohan et al., 2006) и оценкам Первого (FAR), Второго (SAR) и Третьего (TAR) оценочных докладов МГЭИК (IPCC, 1990; IPCC, 1996; IPCC, 2001). “Лучшие оценки” по модельным расчетам FAR и SAR показаны жирными линиями, тогда как затенением соответствующего цвета указаны прогнозируемые диапазоны возможных значений. В Третьем оценочном докладе (TAR) нет “лучшей оценки”, а соответствующий диапазон возможных значений указан на рисунке штриховкой. Наблюдаемые среднегодовые значения показаны черными точками, а черная кривая, отражающая долгопериодные изменения, получена из среднегодовых значений путем сглаживания с помощью 13-точечного фильтра. Рисунок из работы (Le Treut et al., 2007).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 245

тываются, температура в последние десятилетия XX века понижается (см. рисунок 2.2.1). Подробное обсуждение этих исследований можно найти в (Hegerl et., 2007; Спорышев и др., 2008; глава 2.2).

Четвертый доклад МГЭИК (IPCC, 2007) констатирует: "Потепление не вызывает сомнений", и "большая часть потепления последних 50 лет с вероятностью > 90% является следствием роста парниковых газов". Кроме того, доклад отмечает, что содержание парниковых газов в атмосфере достигло беспрецедентного уровня, и они вынуждают климат меняться. Влияние антропогенного воздействия на температуру приземного воздуха обнаружено не только глобально, но и отдельно на каждом континенте, за исключением Антарктиды, где недостаточно данных наблюдений для достоверных выводов. Выявлено влияние человека на повышение температуры верхнего 700-метрового слоя Мирового океана.

По прошествии более двух десятков лет со времени опубликования первых оценок МГЭИК, относящихся к будущим климатическим изменениям, представляет определенный интерес сопоставление этих оценок с фактическими изменениями климата. Разумеется, модельные оценки будущих изменений климата не являются прогнозами (см., напр., (Катцов и др., 2008)).

Наблюдаемое изменение средней глобальной температуры за период 1990–2005 гг. в целом оказывается в пределах модельных оценок ранних докладов МГЭИК (рис. 2.1.2). Следует отметить, что сценарии возможных в будущем внешних воздействий, использовавшиеся в ранних оценках (Первый и Второй оценочные доклады МГЭИК), основаны на существенно менее сложных и детализированных предпосылках, нежели последующие сценарии SRES (Nakicenovic, 2000) (Третий и Четвертый оценочные доклады МГЭИК). Например, в Первом оценочном докладе сценарии внешних воздействий не учитывали будущих распределений аэрозоля.

2.1.4. Литература

Андронова Н. Г., Бабанова В. В., Кароль И. Л., Киселев А. А., Кудрявцев А. П., Морозова И. А., Розанов Е. В., Фролькис В. А., 1986. Радиационно-фотохимические модели атмосферы, И. Л. Кароль (ред.). Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова. Л., Гидрометеоиздат, 192 с.

БСЭ, 1971. Большая советская энциклопедия, А. М. Прохоров (гл. ред.), изд. 3-е. т. 6. Газлифт–Гоголево. М., "Советская энциклопедия", 624 с.

БСЭ, 1976. Большая советская энциклопедия, А. М. Прохоров (гл. ред.), изд. 3-е. т. 25. Струнино–Тихорецк. М., "Советская энциклопедия", 600 с.

Борзенкова И. И., Будыко М. И., Бютнер Э. К., Величко А. А., Винников К. Я., Голицын Г. С., Израэль Ю. А., Кароль И. Л., Кобак К. И., Кузьмин И. И., Легасов В. А., Менжулин Г. В., 1987. Антропогенные изменения климата, М. И. Будыко, Ю. А. Израэль (ред.). Л., Гидрометеоиздат, 406 с.

Будыко М. И., 1968. О происхождении ледниковых эпох, Метеорология и гидрология, № 11., с. 3–12.

Будыко М. И., 1972. Влияние человека на климат. Л., Гидрометеоиздат. 47 с.

Будыко М. И., 1974. Изменения климата. Л., Гидрометеоиздат. 280 с.

Будыко М. И., 1977а. Исследование современных изменений климата, Метеорология и гидрология, № 10, с. 3–10.

Будыко М. И., 1977б. Современное изменение климата. Л., Гидрометеоиздат. 47 с.

Будыко М. И., 1979. Полуэмпирическая модель термического режима атмосферы и реальный климат, Метеорология и гидрология, № 4, с. 5–17.

Будыко М. И., 1980. Климат в прошлом и будущем. Л., Гидрометеоиздат. 352 с.

Будыко М. И., Винников К. Я., Дроздов О. А., Ефимова Н. А., 1978. Предстоящие изменения климата, Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 6. с. 5–20.

Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л., 1985. История атмосферы. Гидрометеоиздат, 209 с.

Винников К. Я., Гройсман П. Я., 1981. Эмпирический анализ влияния CO_2 на современные изменения средней годовой приземной температуры воздуха северного полушария, Метеорология и гидрология, № 11, с. 30–43.

Винников К. Я., Гройсман П. Я., 1982. Эмпирическое исследование чувствительности кли-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 246

мата, Изв. АН СССР, ФАО, т. 18, № 11, с. 1159–1169.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003. Колебания и изменения климата на территории России, Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 1–20.

Дымников В. П., Галин В. Я., Перов В. Л., 1980. Исследование чувствительности климата к удвоению CO_2 с помощью зонально-осредненной модели общей циркуляции атмосферы. В кн.: Математические модели атмосферных движений (математическое моделирование динамики атмосферы и океана). 2 часть, Сборник научных трудов ВЦ СО АН СССР, Г. И. Марчук (ред.). Новосибирск. ВЦ СО АН СССР, с. 39–59.

Кароль И. Л., 1977. Изменение глобального содержания стратосферных аэрозолей и их связь с колебаниями средней прямой солнечной радиации и температуры у поверхности Земли, Метеорология и гидрология, № 3, с. 32–40.

Кароль И. Л., Розанов Е. В, Тимофеев Ю. М., 1983. Газовые примеси в атмосфере. Л., Гидрометеоиздат. 192 с.

Катцов В. М., Мелешко В. П., Говоркова В. А., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2008. Модели, предназначенные для оценки будущих изменений климата, Оценочный Доклад Росгидромета "Изменения климата и их последствия на территории Российской Федерации" А. И. Бедрицкий и др., (ред.), т. 1, с. 112–151.

Костицын В. А., 1984. Эволюция атмосферы, биосферы и климата. (V. A Kostizin, 1935. Evolution de l'atmosphere. Circulation organique. Epoques glaciaires. Pars, Hermann) Пер. с франц. Под ред. и с послесловием Н. Н. Моисеева. М., Наука. Главная редакция физико-математической литературы. 96 с.

Марчук Г. И., 1979. Моделирование изменений климата и проблема долгосрочного прогноза погоды, Метеорология и гидрология, № 7, с. 25–36.

Монин А. С., 1982. Введение в теорию климата. Л., Гидрометоиздат, 247 с.

Мохов И. И., 1981. О влиянии CO_2 на термический режим земной климатической системы, Метеорология и гидрология, № 4, с. 24–34.

Мохов И. И., 2004. Российские климатические исследования в 1999–2002 гг., Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана, т. 40. № 2, с. 147–155.

Мохов И. И., 2009. Российские климатические исследования в 2003–2006 гг., Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 45. № 2, с. 180–192.

Мохов И. И., 2013. Результаты российских исследований климата в 2007–2010 гг., Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 49. № 1. с. 3–18.

Спорышев П. В., Мирвис В. М., Катцов В. М., Мелешко В. П., Ранькова Э. Я., 2008. Антропогенный вклад в изменение климата. Оценочный Доклад Росгидромета "Изменения климата и их последствия на территории Российской Федерации" А. И. Бедрицкий и др., (ред.), т. 1, с. 152–173.

Федоров Е. К., 1979. Изменения климата и стратегия человечества, Метеорология и гидрология, № 7, с. 12–24.

Arrhenius S., 1896. On the Influence of Carbonic Acid in the Air Upon the Temperature of the Ground, Philosophical Magazine, vol. 41, pp. 237–276.

Bolin B., Eriksson E., 1959. Changes in the Carbon Dioxide Content of the Atmosphere and Sea Due to Fossil Fuel Combustion, In: The Atmosphere and the Sea in Motion, Bert Bolin (ed.), New York, Rockefeller Institute Press. p. 130–142.

Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., Jones P. D., 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850, J. Geophys. Res., vol. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.

Bryson R. A., Wendland W. M., 1970. Climatic Effects of Atmospheric Pollution, In: Global Effects of Environmental Pollution, S. F. Singer (ed.), New York, Springer-Verlag. pp. 130–138.

Budyko M. I., 1969. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth, Tellus, vol. 21, pp. 611–619.

Callendar G. S., 1938. The Artificial Production of Carbon Dioxide and Its Influence on Climate, Quarterly J. Royal Meteorological Society, vol. 64, pp. 223–240.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 247

Chamberlin T. C., 1897. A Group of Hypotheses Bearing on Climatic Changes, J. Geology, vol. 5, pp. 653–683.

Eddy J. A., 1976. The Maunder Minimum. Science, vol. 192, pp. 1189–1202.

Edwards P. N., 2010. A Vast Machine: Computer Models, Climate Data, and the Politics of Global Warming. Cambridge, MA, MIT Press. 552 p.

Fourier J., 1827. Memoire sur la temperature du globe terrestre et des espaces planetaires, Memoires de l'Academie des sciences de l'Institut de France, vol. 7, pp. 569–604.

Gilliland R. L., 1982. Solar, Volcanic, and CO_2 Forcing of Recent Climatic Changes, Climatic Change, vol. 4, pp. 111–131.

Graf H.-F., Kirchner I., Robock A., Schult I., 1993. Pinatubo eruption winter climate effects: model versus observations, Climate Dynamics, vol. 9, pp. 81–93.

Hansen J. E., Johnson D., Lacis A., Lebedeff S., Lee P., Rind D., Russell G., 1981. Climate Impact of Increasing Atmospheric Carbon Dioxide, Science, vol. 213, pp. 957–966.

Hansen J. E., Lacis A., Ruedy R., Sato M., 1992. Potential Climate Impact of Mount Pinatubo Eruption, Geophysical Research Letters, vol. 19, pp. 215–218.

Hasselmann K., Bengtsson L., Cubasch U., Hegerl G. C., Rodhe H., Roeckner E., von Storch H., Voss R., Waszkewitz J., 1995. Detection of Anthropogenic Climate Change using a Fingerprint Method, Max-Planck-Institut fur Meteorologie, Rep. 168, 20 p.

Hegerl G. C., Zwiers F. W., Braconnot P., Gillett N. P., Luo Y., Marengo Orsini J. A., Nicholls N., Penner J. E., Stott P. A., 2007. Understanding and Attributing Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. pp. 663–745.

Hulburt E. O., 1931. The Temperature of the Lower Atmosphere of the Earth, Physical Review, vol. 38: pp. 1876–1890.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 1990. Climate Change: The IPCC Scientific Assessment. Report Prepared for IPCC by Working Group I, Houghton J. T., et al. (eds.), Cambridge. Cambridge University Press. 410 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 1996. Climate Change 1995: The Science of Climate Change, Houghton J. T., et al. (eds.), Cambridge. Cambridge University Press. 572 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC, Houghton J.T., et al. (eds.), Cambridge. Cambridge University Press. 881 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., Quin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Stocker, T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.

Keeling C. D., 1960. The Concentration and Isotopic Abundances of Carbon Dioxide in the Atmosphere, Tellus, vol. 12, pp. 200–203.

Kerr R.A., 1991. Could the Sun Be Warming the Climate? Science, vol. 254, pp. 652–653.

Le Treut H., Somerville R., Cubasch U., Ding Y., Mauritzen C., Mokssit A., Peterson T., Prather M., 2007. Historical Overview of Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of

OD-2-1-3n 12/15/14 1:24 PM Page 248

Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., Miller H. L. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 93–127.

Madden R. A., Ramanathan V., 1980. Detecting Climate Change Due to Increasing Carbon Dioxide. Science, vol. 209, pp. 763–768.

Manabe S., 1970. The Dependence of Atmospheric Temperature on the Concentration of Carbon Dioxide. In: Global Effects of Environmental Pollution. Singer S. F. (ed.), Reidel Publishing Company, Dordrecht-Holland, pp. 25–29.

Manabe S., Wetherald R. T., 1967. Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity, J. Atmospheric Sciences, vol. 24, pp. 241–259.

Milankovitch M., 1941. Kanon der Erdbestrahlung und seine Andwendung auf das Eiszeitenproblem: Belgrade, Koniglich Serbische Akademie, 633 pp.

Mitchell J. F. B., Johns T. C., Gregory J. M., Tett S. F. B., 1995. Climate Response to Increasing Levels of Greenhouse Gases and Sulphate Aerosols, Nature, vol. 376, pp. 501–504.

Moller F., 1963. On the Influence of Changes in the CO_2 Concentration in Air on the Radiation Balance of the Earth's Surface and on the Climate, J. Geophysical Research, vol. 68, pp. 3877–3886.

Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., Gaffin S., Gregory K., Grubler A., Jung T. Y., Kram T., La Rovere E. L., Michaelis L., Mori S., Morita T., Pepper W., Pitcher H., Price L., Raihi K., Roehrl A., Rogner H.-H., Sankovski A., Schlesinger M., Shukla P., Smith S., Swart R., van Rooijen S., Victor N., Dadi Z., 2000. Special Report on Emissions Scenarios: A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 599 p.

National Academy of Sciences, Climate Research Board, 1979. Carbon Dioxide and Climate: A Scientific Assessment (Jule Charney, Chair). Washington, DC, National Academy of Science, 22 p.

Plass G. N., 1956. The Carbon Dioxide Theory of Climatic Change, Tellus, vol. 8, pp. 140–154.

Ramanathan V., 1975. Greenhouse Effect Due to Chlorofluorocarbons, Climatic Implications. Science, vol. 190, pp. 50–52.

Ramanathan V., Callis L., Cess R., Hansen J., Isaksen I., Kuhn W., Lacis A., Luther F., Mahlman J., Reck R., Schlesinger M., 1987. Climate-chemical interactions and effects of changing atmospheric trace gases, Rev. Geophys, vol. 25, pp. 1441–1482.

Revelle R., Suess H. E., 1957. Carbon Dioxide Exchange between Atmosphere and Ocean and the Question of an Increase of Atmospheric CO_2 During the Past Decades, Tellus, vol. 9, pp. 18–27.

Santer B. D., Taylor K. E., Wigley T. M. L., Johns T. C., Jones P. D., Karoly D. J., Mitchell J. F. B., Oort A. H., Penner J. E., Ramaswamy V., Schwarzkopf M. D., Stouffer R. J., Tett S., 1996. A Search for Human Influences on the Thermal Structure of the Atmosphere, Nature, vol. 382, pp. 39–46.

Sellers W. D., 1969. A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-Atmosphere System, J. Applied Meteorology, vol. 8, pp. 392–400.

Suess H. E., 1955. Radiocarbon Concentration in Modern Wood, Science, vol. 122, pp. 415–417.

Tyndall J., 1861. On the Absorption and Radiation of Heat by Gases and Vapours, and on the Physical Connection of Radiation, Absorption, and Conduction, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, vol. 151, pp. 1–36.

Wang W. C., Yung Y. L., Lacis A. A., Mo T., Hansen J. E., 1976. Greenhouse Effects Due to Man-Made Perturbations of Trace Gases, Science, vol. 194, pp. 685–690.

Weart S., 2008. The discovery of global warming, Cambridge, MA, Harvard University Press. 200 p.

Woodwell G. M., Whittaker R. H., Reiners W. A., Likens G. E., Delwiche C. C., Botkin D. B., 1978. The Biota and the World Carbon Budget, Science, vol. 199, pp. 141–146.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:37 PM Page 249

Глава 2.2. ПРИЧИНЫ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЛОБАЛЬНОГО КЛИМАТА

П. В. Спорышев

2.2.1. Введение

В настоящей главе обсуждаются причины наблюдаемых глобальных климатических изменений. Принципиальный подход к проблеме остается неизменным со времени выхода ОД_РФ-1. Выявление причин климатических изменений основывается на сравнении наблюдаемых изменений с ожидаемой реакцией на предполагаемые внешние воздействия, полученной с помощью тщательно выверенных климатических моделей. При сравнении используются статистические процедуры, позволяющие объективно установить согласуются ли количественно изменения, наблюдаемые в климатической системе, с ожидаемыми изменениями, полученными в модельных расчетах. Кроме того, проверяется, что указанные изменения не могут быть вызваны другими физически возможными механизмами. В частности проверяется, не являются ли они, просто, проявлением естественной изменчивости, свойственной климатической системе (Спорышев и др., 2008).

За прошедшие годы свидетельства влияния человека на климат стали более весомыми. В настоящее время более полные и продолжительные данные наблюдений и расчеты с новым поколением климатических моделей позволяют обнаруживать антропогенное влияние в наблюдаемых изменениях в большем числе компонентов климатической системы. 5-ый Оценочный доклад МГЭИК (ОД5 МГЭИК) констатирует, что с вероятностью большей 95% влияние человека было доминирующей причиной потепления, наблюдаемого с середины XX века (Stocker et al., 2013). Согласованность наблюдаемых и расчетных изменений во всей климатической системе Земли, включая глобальные и региональные температуры, температуру тропосферы и стратосферы, глобальный влагооборот, глобальный баланс энергии, изменения в криосфере и Мировом океане, указывает на то, что наблюдаемые климатические изменения вызваны в первую очередь увеличением концентраций атмосферных парниковых газов вследствие хозяйственной деятельности человека.

В последующих разделах более детально рассматриваются изменения в компонентах климатической системы, которые являются ключевыми для выявления антропогенного влияния на климат. Обзор в основном опирается на ОД5 МГЭИК с учетом работ, вышедших после его опубликования, а также русскоязычных работ не отраженных в докладе.

2.2.2. Изменения в ключевых компонентах климатической системы Земли

Основой для прогнозирования будущих климатических изменений, а также установления причин наблюдаемых изменений являются расчеты с современными полными климатическими моделями, выполняемые в рамках Международного проекта сравнения совместных моделей (CMIP). Новые климатические расчеты, выполненные в рамках 5-й фазы CMIP (CMIP5), обладают рядом преимуществ по сравнению с предыдущими расчетами, выполненными в рамках 3-й фазы проекта (CMIP3). В частности, увеличено пространственное разрешение моделей, улучшены схемы параметризации физических процессов, более полно учитывается влияние аэрозолей на климат. Подробнее этот вопрос обсуждается в разделе 3.1.2 настоящего доклада. Для задач, рассматриваемых в настоящей главе, наиболее важным является проведение в рамках CMIP5 специальных экспериментов, направленных на установление причин наблюдаемых климатических изменений. В рамках CMIP3 аналогичные расчеты проводились с меньшим числом моделей и в меньшем объеме. В частности, для большинства моделей CMIP5 кроме исторических расчетов, учитывающих все внешние воздействия на климатическую систему Земли и естественной, и антропогенной природы, представлены также расчеты, в которых раздельно учитываются заданные по данным наблюдений естественные внешние воздействия и изменения концентрации в атмосфере хорошо перемешанных парниковых газов. К естественным внешним воздействиям, в частности, относятся изменения величины приходящей сол-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:37 PM Page 250

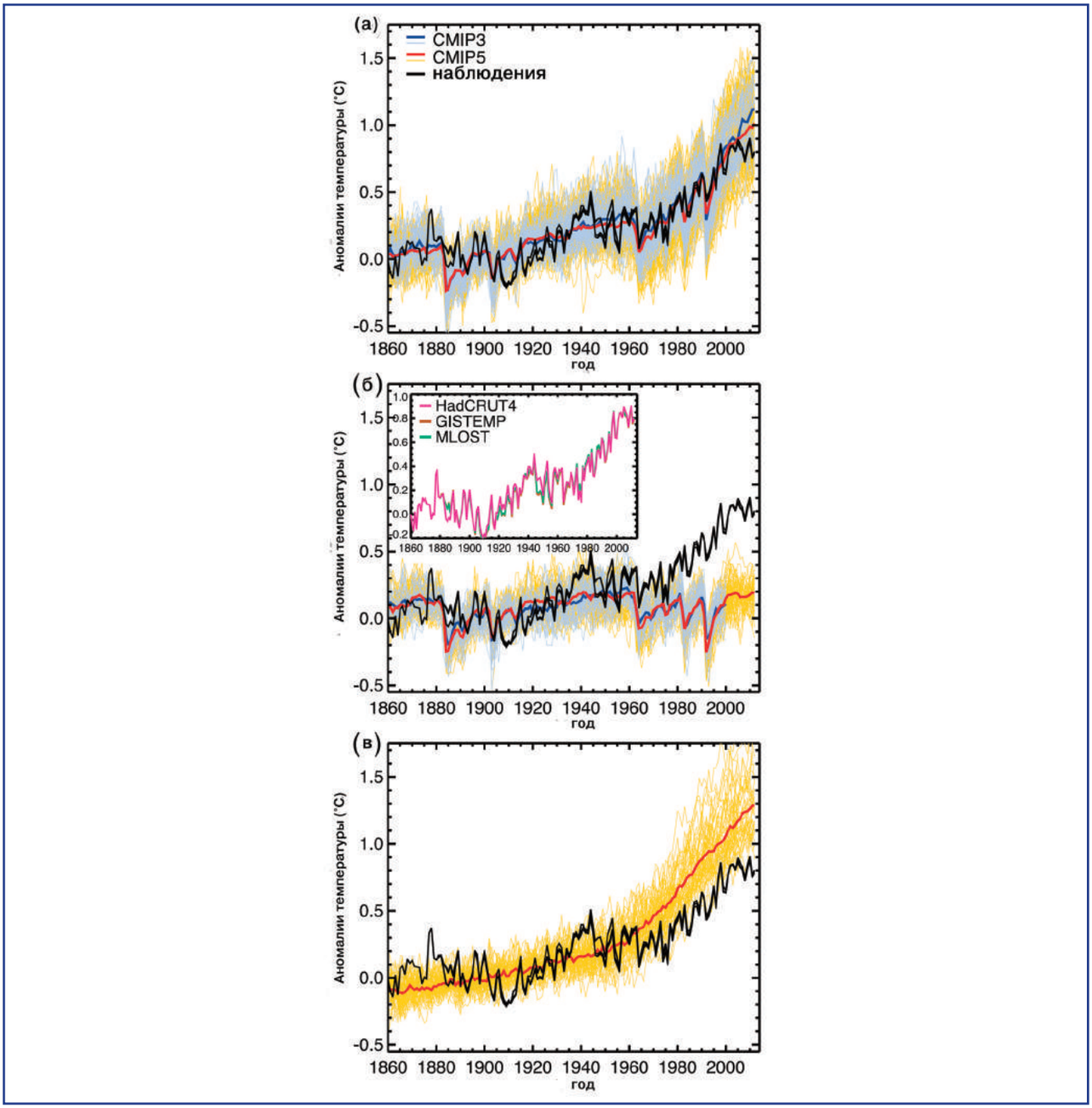


Рис. 2.2.1. Три оценки средней глобальной приземной температуры (черные линии) по данным наблюдений HadCRUT4, GISTEMP и MLOST сравниваются с модельными расчетами [по ансамблям CMIP3 – синие линии, и CMIP5 – желтые линии] при учете и антропогенных, и естественных внешних воздействий (а), только естественных воздействий (б) и только влияния роста парниковых газов (с). Жирные красные и синие линии показывают средние по модельным ансамблям CMIP5 и CMIP3, соответственно. Модельные расчеты по ансамблю CMIP3, учитывающие только влияние роста парниковых газов, не представлены на рисунке (в). Данные наблюдений и результаты модельных расчетов географически осреднены в соответствии с имеющимися данными наблюдений по архиву HadCRUT4 (поскольку пространственное покрытие у этого архива наименьшее) и представлены в виде аномалий по отношению к периоду 1880–1919 гг., хотя первоначально температурные данные в каждой ячейке сетки были получены как аномалии по отношению к периоду 1961–1990 гг. В отдельном прямоугольнике на рисунке b разными цветами показаны три оценки по разным архивам данных наблюдений. Рисунок из работы (Bindoff et al., 2013), основанный на работе (Jones et al., 2013).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:37 PM Page 251

нечной радиации и изменения концентрации в атмосфере аэрозолей вулканического происхождения, а к антропогенным – изменения концентрации в атмосфере парниковых газов и аэрозолей антропогенного происхождения, а также изменения в землепользовании. Сравнение результатов исторических расчетов по мультимодельным ансамблям с различными внешними воздействиями позволяет получить прямое визуальное представление о соответствии наблюдаемых изменений расчетным и на его основе сделать предварительные выводы о возможных причинах климатических изменений.

На рис. 2.2.1 представлена эволюция средней глобальной приземной температуры за период инструментальных наблюдений по данным наблюдений и по модельным расчетам. Рисунок основан на работе (Jones et al., 2013). Отметим, что на вставке в рис. 2.2.1б представлены наблюдаемые изменения температуры по трем различным архивам данных (HadCRUT4, GISTEMP и MLOST), что позволяет оценить уровень неопределенности в данных наблюдений. Сравнение расчетов по мультимодельным ансамблям CMIP5 и CMIP3 при учете всех внешних воздействий с данными наблюдений (рис. 2.2.1а) показывает хорошее согласие. Наблюдаемые колебания температуры попадают в межмодельный разброс, практически, каждый год, и ансамблевые средние достаточно близки к наблюдениям. Такого не происходит, когда в расчетах учитываются только естественные внешние воздействия (рис. 2.2.1б). В этом случае наблюдаемое во второй половине XX века потепление в модельных расчетах полностью отсутствует. Отметим, что на обоих рисунках и в наблюдениях, и модельных расчетах явно прослеживаются последствия крупнейших вулканических извержений: Кракатау (1883 г.), Санта-Мария (1902 г.), Агунг (1963 г.), Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1992 г.). Отметим также, что разброс в мультимодельном ансамбле CMIP5 заметно больше, чем в ансамбле CMIP3. Среди возможных причин этого в работе (Jones et al., 2013) отмечается увеличение числа моделей в ансамбле CMIP5, а также то, что в большем числе моделей в этом ансамбле учитываются изменения в землепользовании, а также изменения концентрации в атмосфере большего числа типов аэрозолей, причем в разных моделях могут использоваться разные параметризации этих воздействий. Когда в расчетах учитываются только изменения концентрации в атмосфере хорошо перемешанных парниковых газов, то модели показывают потепление во второй половине 20-го века существенно большее наблюдаемого и наблюдаемые колебания температуры во многие годы не попадают в межмодельный разброс (рис. 2.2.1в).

Пространственная структура изменений среднегодовой температуры приземного воздуха показана на рис. 2.2.2. На рисунке представлены линейные тренды в наблюдаемой и расчетных температурах за периоды 1901–2010 гг., 1901–1950 гг., 1951–2010 гг. и 1979–2010 гг. Данные наблюдений взяты из архива HadCRUT4, и модельные тренды рассматриваются только в тех точках, где имеется достаточно данных наблюдений. Для периода 1901–2010 гг. наблюдения показывают потепление почти во всех точках с наибольшим потеплением на континентах в высоких и средних широтах Северного полушария. Небольшое похолодание наблюдается в Северной Атлантике южнее Гренландии. Отметим, что на суше температура увеличивается быстрее, чем на океанах, что особенно ясно видно при рассмотрении периода 1951–2010 гг. Модельный анализ, выполненный в работе (Boer, 2011), показал, что более медленное потепление океанов определяется не только температурной инерцией воды, но в значительной степени обусловлено переносом избыточного тепла, образующегося при увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере, от океанов, особенно из области экваториального Тихого океана, к континентам.

На рис. 2.2.2 модельные расчеты представлены тремя ансамблями, различающимися учетом внешних воздействий на климатическую систему Земли. Сравнение экспериментов по ансамблю historical, в котором в расчетах учитываются все внешние воздействия и антропогенные, и естественные, с данными наблюдений показывает лучшее по всем ансамблям согласие с наблюдениями во все рассматриваемые периоды. Для периодов 1901–2010 гг. и 1951–2010 гг. наблюдаемые изменения в более чем 85% ячеек сетки попадают в центральные 90% разброса по модельному ан-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:37 PM Page 252

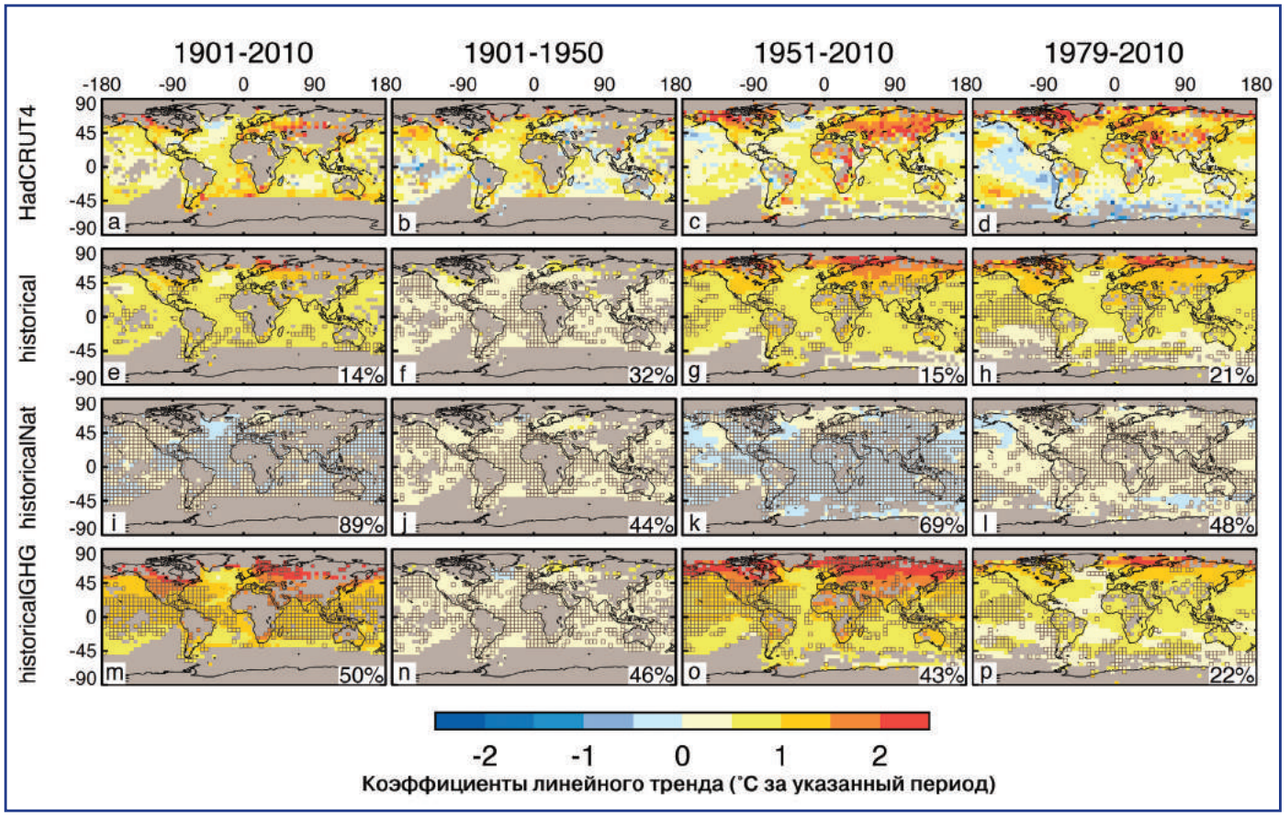


Рис. 2.2.2. Линейные тренды в наблюдаемой и расчетной среднегодовой приземной температуре (град. С за соответствующий период) за периоды 1901–2010 (a, e, i, m), 1901–1950 (b, f, j, n), 1951–2010 (c, g, k, o) и 1979–2010 гг. (d, h, l, p). Тренды в температуре по данным архива HadCRUT4 (a–d), по модельным расчетам CMIP3 и CMIP5 с учетом и антропогенных, и естественных внешних воздействий (e–h), по модельным расчетам CMIP3 и CMIP5 с учетом только естественных воздействий (i–l), по модельным расчетам CMIP3 и CMIP5 с учетом только роста атмосферной концентрации парниковых газов (m–p). Тренды показаны только в точках, где имеется достаточно данных наблюдений в архиве HadCRUT4, а точки, где данных наблюдений недостаточно для установления тренда, окрашены серым цветом. На рисунках e–p прямоугольниками с серыми границами отмечены ячейки сетки, где наблюдаемые тренды выходят за границы 5-й и 95-й процентилей модельных распределений, и доля числа таких ячеек (%) по отношению к общему числу ячеек, где рассчитывался тренд, показана в правом нижнем углу. Рисунок из работы (Bindoff et al., 2013), основанный на работе (Jones et al., 2013).

самблю. Отметим одну особенность в структуре трендов потепления, которая особенно важна для территории России. При рассмотрении структуры потепления в Евразии в период 1951–2010 гг. видно существенное различие между модельными расчетами и данными наблюдений. По модельным расчетам наиболее быстро потепление происходит в высоких широтах, образуя так называемое полярное усиление, а по данным наблюдений зона быстрого потепления расположена южнее, в средних широтах. При рассмотрении периода 1979–2010 гг. это различие уже не так заметно, поскольку наблюдаемое потепление происходит с примерно одинаковой скоростью и в высоких, и в средних широтах.

Два других модельных ансамбля демонстрируют существенные различия с данными наблюдений. В ансамбле historicalNat, в котором в модельных расчетах учитываются только естественные внешние воздействия, глобального потепления нет, а наблюдаемые тренды в периоды 1901–2010 гг. и 1951–2010 гг. более чем в двух третях ячеек сетки выходят за границы 90% разброса по модельному ансамблю. В ансамбле historicalGHG, в котором в модельных расчетах учитывается только влияние роста атмосферной

OD-2-1-3n 12/5/14 2:38 PM Page 253

концентрации парниковых газов, потепление в периоды 1901–2010 гг. и 1951–2010 гг. заметно больше наблюдаемого и наблюдаемые тренды выходят за границы 90% разброса по модельному ансамблю более чем в 40% ячеек сетки. Этого и следовало ожидать, поскольку в расчетах не учитывается охлаждающий эффект аэрозолей антропогенного и естественного происхождения.

К настоящему времени выполнено довольно много работ, в которых используются формальные статистические методы для выделения вклада отдельных внешних воздействий на климатическую систему Земли в наблюдаемое глобальное потепление. Каждому из возможных внешних воздействий соответствует своя пространственно-временная структура отклика климатической системы на это воздействие (“климатический сигнал”). Структура отклика на рассматриваемое воздействие выводится из специальных экспериментов с МОЦАО, а затем статистическими методами устанавливается доля вклада отдельных внешних воздействий в наблюдаемую картину температурных (или иных) климатических изменений. Отметим, что при статистическом анализе принимается в расчет возможность того, что модели недооценивают или, наоборот, переоценивают влияние отдельных факторов.

В работе (Bindoff et al., 2013) дан краткий обзор современных результатов таких исследований. В расчетах, на которых основывались эти

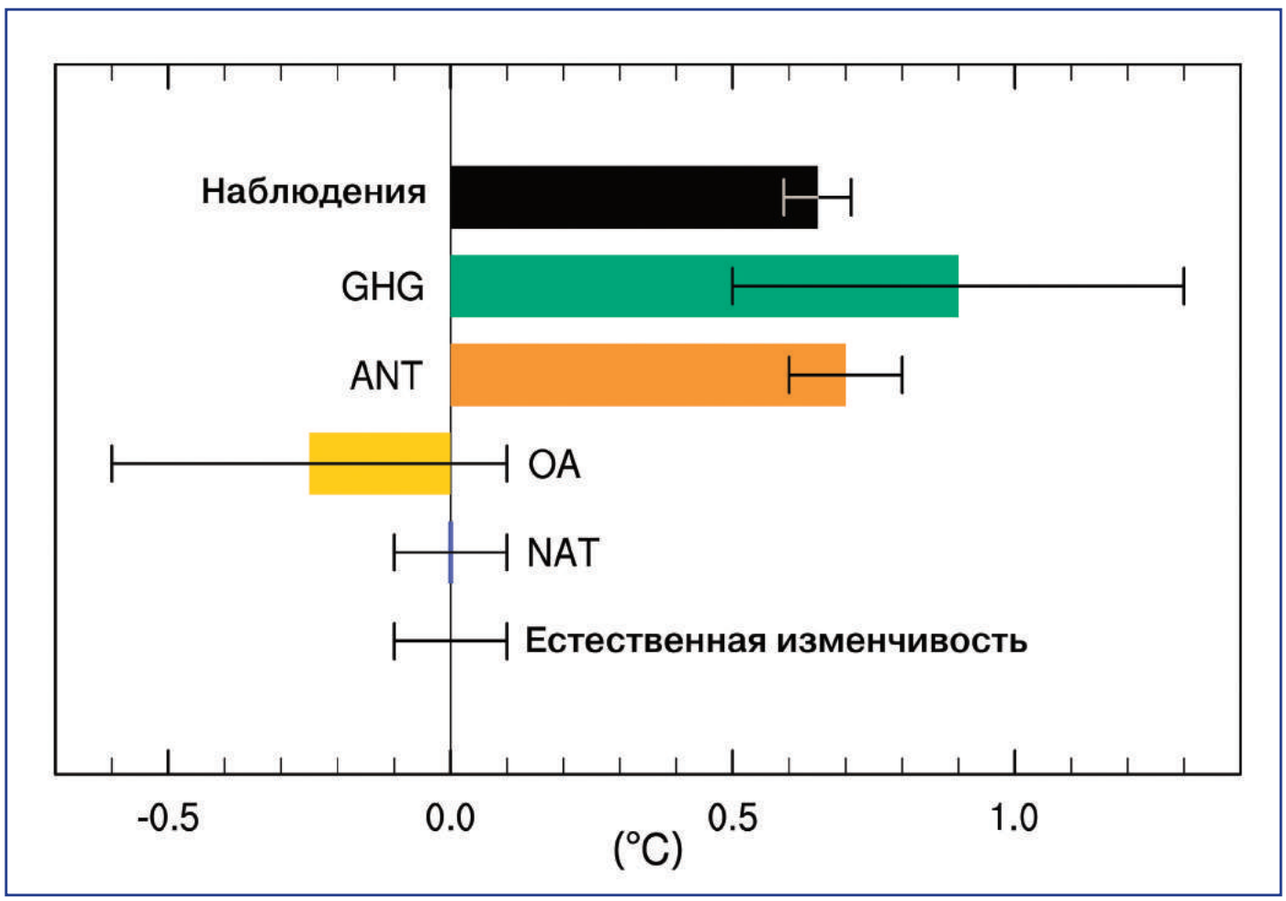


Рис. 2.2.3. Вероятностные границы (горизонтальные интервалы) и средние значения (цветные прямоугольники) оценок установленного вклада различных факторов в линейный тренд наблюдаемого потепления в 1951–2010 гг.: изменения концентраций парниковых газов (GHG), других антропогенных воздействий (OA), естественных воздействий (NAT), суммарного воздействия всех антропогенных факторов (ANT) и естественной изменчивости. Величина тренда по данным архива HadCRUT4 показана черным вместе с 5–95% доверительным интервалом для нее, учитывающим неопределенности в этом архиве (Morice et al., 2012). Рисунок из работы (Bindoff et al., 2013).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:38 PM Page 254

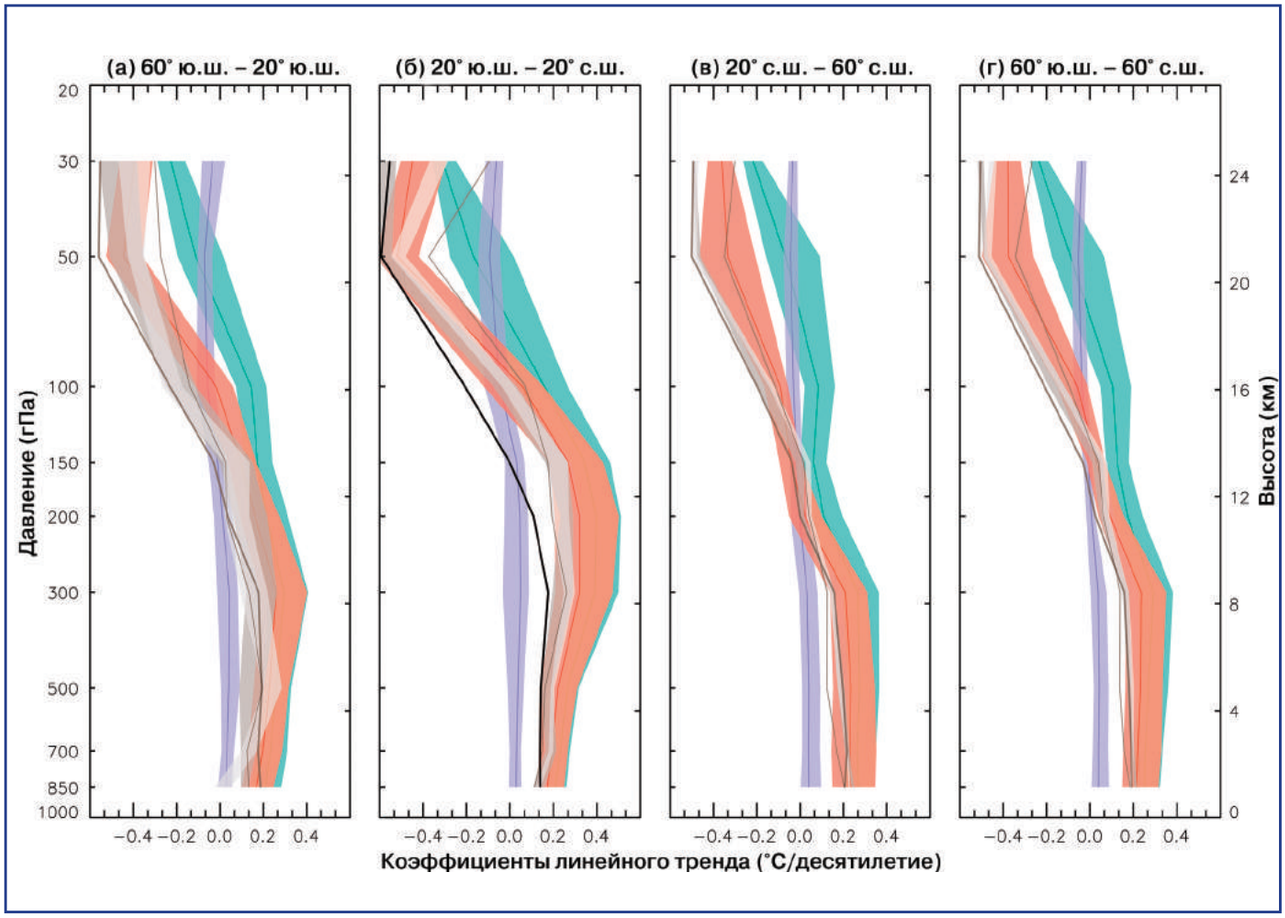


Рис. 2.2.4. Наблюдаемые и рассчитанные линейные тренды среднезональной температуры для периода 1961–2010 гг. для расчетов по моделям CMIP5 с учетом и антропогенных, и естественных внешних воздействий (красный), только естественных воздействий (синий) и только с учетом влияния парниковых газов (зеленый). Затенением соответствующего цвета выделены области между 5-ой и 95-ой процентилями модельных распределений. Показаны также тренды по трем архивам данных радиозондовых наблюдений (жирная черная линия: HadAT2, тонкая черная линия: RAOBCORE 1.5, темно-серая полоса: RICH-obs 1.5 ансамбль, светло-серая полоса: RICH-τ 1.5 ансамбль). Рисунок из работы (Bindoff et al., 2013), основанный на работе (Lott et al., 2013).

исследования, использовались разные МОЦАО и разные схемы параметризации внешних воздействий. Кроме того, отличалась и сама техника статистического анализа. Однако общие выводы, в целом, согласуются. Суммируя их, Bindoff et al. (2013) приходят к выводу, что с вероятностью большей 95% более половины наблюдаемого повышения средней глобальной приземной температуры в 1951–2010 гг. обусловлено антропогенным повышением концентраций парниковых газов и другими антропогенными воздействиями. С вероятностью большей 66% вклад парниковых газов в повышение глобальной температуры в 1951–2010 гг. находится в диапазоне от 0.5 до 1.3°C, в то время как вклад прочих антропогенных факторов, включая охлаждающий эффект аэрозолей попадает в диапазон от –0.6 до 0.1°C. Вклад естественных факторов составляет от –0.1 до 0.1°C, а на долю внутренней изменчивости приходится от –0.1 до 0.1°C. Суммарный вклад всех рассматриваемых внешних воздействий довольно хорошо соответствуют наблюдаемому потеплению за этот период (рис. 2.2.3).

Дополнительный аргумент в пользу антропогенной природы наблюдаемого потепления дает статистический анализ связи изменений средней глобальной приземной температуры с естественными и антропогенными факторами. Так, в рабо-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:38 PM Page 255

тах (Мохов, Смирнов, 2009; Мохов и др., 2012) по данным с середины XIX в. на базе анализа причинности по Грейнджеру и кроссвейвлетного анализа сделан вывод об определяющем влиянии изменений концентрации углекислого газа в атмосфере на долгопериодные тренды средней глобальной температуры, при этом естественные климатические циклы с периодами в несколько десятилетий существенно влияют только на относительно быстрые ее вариации. Влияние на долгопериодные тренды естественных факторов, связанных с солнечной и вулканической активностью, заметно менее значимо.

Важное свидетельство антропогенного влияния на климат дает анализ вертикальной структуры температурных изменений в атмосфере. В двух работах (Lott et al., 2013; Santer et al., 2013) результаты ансамблевых модельных расчетов с раздельным учетом антропогенных и естественных внешних воздействий, выполненных в рамках проекта CMIP5, сравнивались с данными наблюдений.

В работе (Lott et al., 2013) сравнение модельных результатов для периода 1961–2010 гг. производилось с данными трех архивов радиозондовых наблюдений, что позволят оценить разброс в имеющихся данных. Наблюдаемые и рассчитанные вертикальные профили трендов среднезональной температуры воздуха для четырех широтных поясов показаны на рис. 2.2.4. Во всех случаях лучшее согласие с данными наблюдений показывают результаты модельного ансамбля, в котором учитывались и антропогенные, и естественные внешние воздействия. В этом ансамбле получено похолодание в стратосфере близкое к наблюдаемому и потепление в тропосфере согласующееся с наблюдаемым, но несколько его превосходящее, особенно в тропических широтах (рис. 2.2.4б). В ансамбле, в котором учитывалось только влияние изменений концентрации парниковых газов, потепление в тропосфере близко к потеплению, полученному в первом ансамбле, однако величина похолодания в стратосфере существенно меньше наблюдаемой. В ансамбле, где учитывались только естественные внешние воздействия, и потепление и похолодание выражены очень слабо и полностью расходятся с данными наблюдений.

В работе (Santer et al., 2013) результаты модельных расчетов для периода спутниковых наблюдений (1979–2012 гг.) сравнивались с данными микроволнового зондирования атмосферы по приборам MSU (Microwave Sounding Units), установленным на спутниках, причем для сравнения использовались результаты обработки этих данных, выполненные двумя группами независимых исследователей. Выводы, полученные в этой работе близки к выводам работы (Lott et al., 2013). Суммируя, можно заключить, что в последние 50 лет наблюдается необычная вертикальная структура температурных изменений в атмосфере. Ее характерными чертами являются похолодание в стратосфере и потепление в тропосфере. Модельные расчеты показывают, что похолодание в стратосфере обусловлено в основном уменьшением озонового слоя, вызванного антропогенным воздействием, и в меньшей степени увеличением концентрации парниковых газов в атмосфере, которое в свою очередь определило потепление тропосферы. Кроме того, расчеты показали, что такую структуру потепления крайне маловероятно получить в результате только внутренних колебаний, присущих климатической системе Земли, или в ответ на естественные внешние воздействия, включая извержения вулканов и изменения в потоке приходящей солнечной радиации. Статистический анализ позволил с высокой степенью уверенности идентифицировать антропогенный сигнал в температурных изменениях глобальной атмосферы, как по данным радиозондовых наблюдений, так и по данным спутникового зондирования атмосферы.

Мировой океан играет ключевую роль при рассмотрении изменений количества энергии, которое содержится в климатической системе Земли. По оценке (Rhein et al., 2013) на долю океана приходится 93% энергии, накопленной климатической системой за период с 1971 г. по 2010 г., который характеризуется относительно большим количеством наблюдений. Более 60% общего увеличения энергии в климатической системе приходится на верхний слой океана (0–700 м) и около 30% на более глубокие слои.

За последние несколько лет были обнаружены и уменьшены ошибки анализов данных наблюдений за температурой верхнего слоя океана, что по-

OD-2-1-3n 12/5/14 2:38 PM Page 256

высило достоверность оценок происходящих изменений. По оценке (Rhein et al., 2013), основанной на данных (Domingues et al., 2008), рост теплосодержания в верхнем слое океана за период 1971–2010 гг., рассчитанный на основе линейного тренда, составил около 17 (от 15 до 19) × 10^{22} Дж.

В работе (Domingues et al., 2008) было выполнено сравнение модельных расчетов изменения теплосодержания верхнего слоя океана по 7 МОЦАО проекта CMIP3 с данными откорректированного архива наблюдений. При учете в модельных экспериментах как антропогенных, так и естественных внешних воздействий модели, использованные в этой работе, показали достаточно близкие к наблюдениям результаты, как для общего тренда изменений, так и для многолетних колебаний теплосодержания верхнего слоя океана. Средний по ансамблю моделей тренд за период 1961–1999 гг. был только на 10% меньше наблюдаемого. Модельные расчеты, в которых учитывалось только антропогенное воздействие, а изменения приходящего потока солнечной радиации и влияние вулканических извержений в расчет не принимались, значительно переоценивают общий линейный тренд и недооценивают величину многолетней изменчивости.

На рис. 2.2.5 показано воспроизведение десятью моделями проекта CMIP5 эволюции теплосодержания верхнего слоя глобального океана. Рисунок аналогичен рисунку из работы (Domingues et al., 2008), но выполнен по расчетам с моделями нового поколения. Из рисунка видно довольно хорошее, в целом, согласие с данными наблюдений модельных расчетов при учете всех внешних воздействий – и антропогенных, и естественных, хотя межмодельный разброс довольно велик. Расчеты, в которых учитываются только естественные внешние воздействия, полностью расходятся с наблюдениями.

Статистический анализ антропогенного вклада в наблюдаемые изменения температуры верхнего слоя океана на основе сравнения модельных расчетов с несколькими архивами данных наблюдений был выполнен в работах (Gleckler et al., 2012; Pierce et al., 2012). В первой работе сравне-

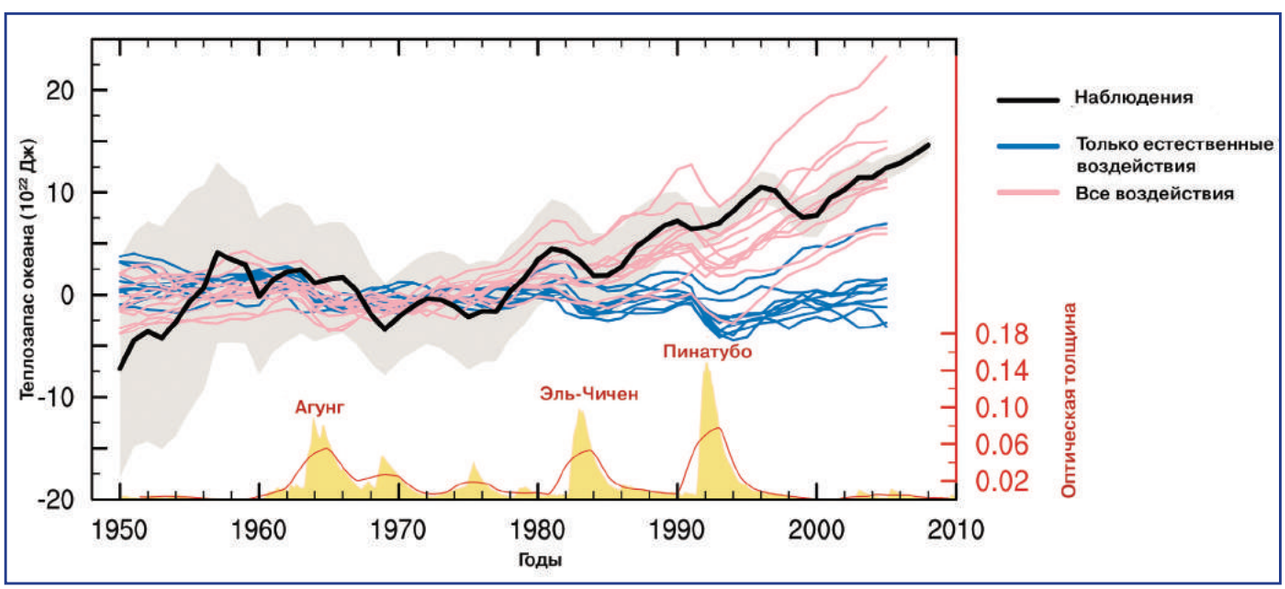


Рис. 2.2.5. Сравнение теплозапаса верхних 700 м глобального океана по данным наблюдений (черная линия) и рассчитанного по десяти моделям CMIP5 с учетом только естественных внешних воздействий (синие линии), а также и антропогенных, и естественных внешних воздействий (розовые линии). Серое затенение показывает зону неопределенности в данных наблюдений. Все временные ряды рассчитаны как аномалии по отношению к теплозапасу в 1961 г. Средняя глобальная величина оптической толщины стратосферного аэрозоля показана бежевым цветом в нижней части рисунка. Трехлетнее скользящее среднее для этой величины показано коричневой кривой. Указаны также названия и время извержения крупнейших вулканов. Рисунок из работы (Bindoff et al., 2013), основанный на работе (Domingues et al., 2008).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:38 PM Page 257

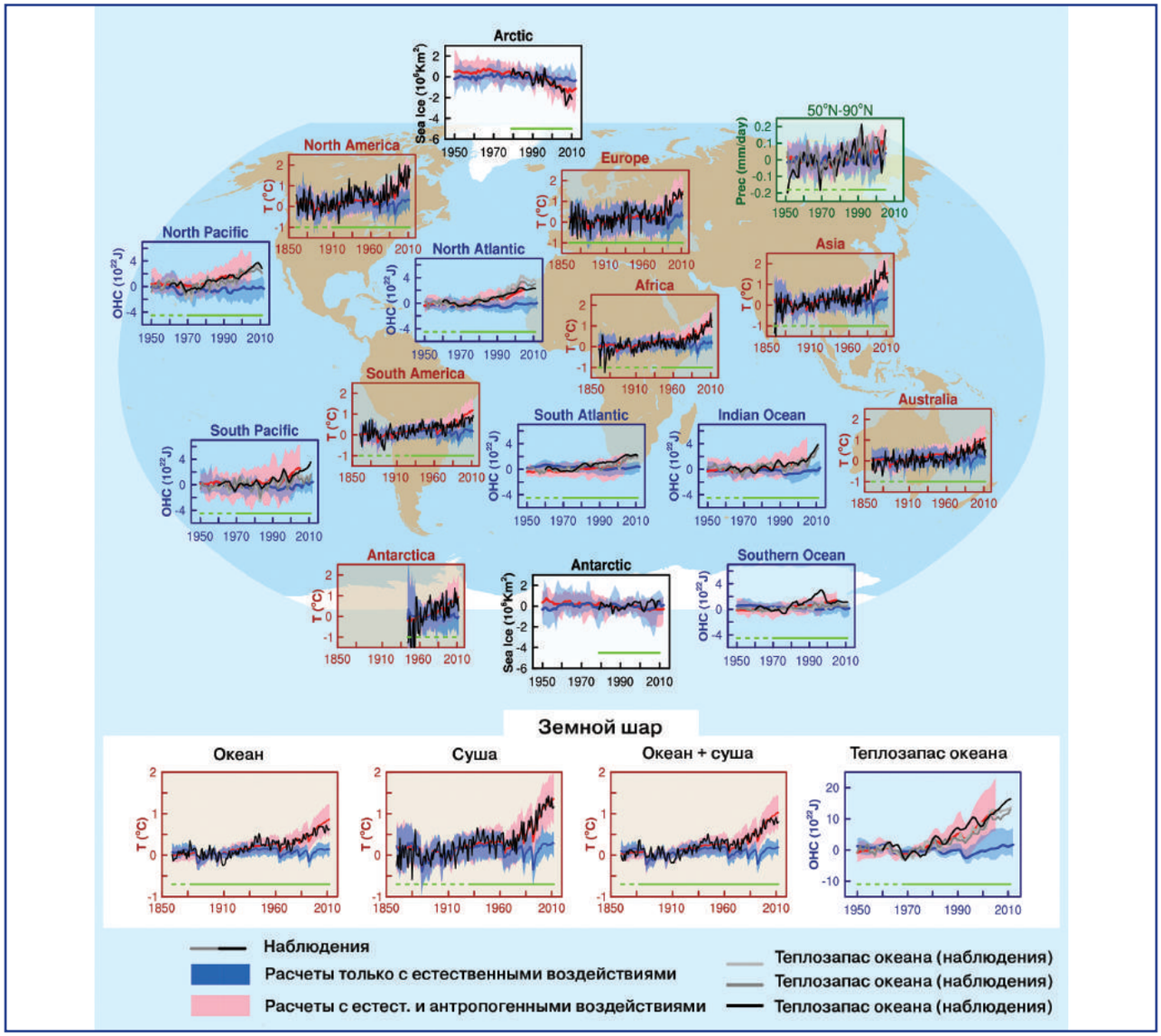


Рис. 2.2.6. Обнаружение и установление причин сигналов в элементах климатической системы Земли в региональном (верхняя часть рисунка) и глобальном (нижняя часть рисунка) масштабах. Показаны временные ряды приземной температуры (коричневый фон рисунков, обозначение: T, единица: ˚C), осадков (зеленый фон, обозначение: Prec, единица: мм/сут), теплозапаса океана (голубой фон, обозначение: OHC, единица: 10^{22} Дж), концентрации морского льда (белый фон, обозначение: Sea Ice, единица: ˚10^6 км^2). На всех рисунках данные наблюдений показаны черным цветом или черным цветом и серым затенением. Результаты модельных расчетов, учитывающих только естественные внешние воздействия, показаны синим цветом, а расчетов, учитывающих и антропогенные и естественные внешние воздействия, – розовым. Затенением соответствующего цвета выделены области между 5-ой и 95-ой процентилями модельных распределений. Темно-синие и темно-красные линии показывают средние по модельным ансамблям. Для осадков показаны данные наблюдений из двух архивов, а для теплозапаса океана – из трех. Данные разных архивов наблюдений показаны черными или темно-серыми линиями разной цветовой интенсивности. Зеленые линии в нижней части рисунков отражают качество наблюдений и оценок. Для рядов температуры и осадков сплошные линии показывают, что при расчете площадь области, охваченной наблюдениями, составила более 50% суммарной, а пунктирные линии – менее 50%. Например, для Антарктиды, площадь области, охваченной наблюдениями, никогда не превышает 50% площади континента. На рисунках, относящихся к теплосодержанию океана и морскому льду, сплошные зеленые линии показывают, что для оценок использовались более качественные данные с хорошим охватом, а пунктирные линии – данные с лишь адекватным охватом. Рисунок из работы (Bindoff et al., 2013).

OD-2-1-3n 12/5/14 2:38 PM Page 258

ние производилось с расчетами по 13 моделям CMIP3, а во второй с расчетами по 20 моделям CMIP5. В обоих случаях удалось выявить антропогенный сигнал в наблюдаемых изменениях температуры. Причем, в работе (Pierce et al., 2012) на основе статистических методов оптимального обнаружения сигнала было показано, что для периода 1955–2004 гг. наблюдаемые температурные изменения не согласуются ни с предположением, что они вызваны внутренними колебаниями, присущими климатической системе, ни с предположением, что они являются следствием влияния изменений солнечной активности или извержений вулканов.

2.2.3. Совместный анализ основных климатических характеристик

Данные наблюдений, связанные с каждым элементом климатической системы, как правило, независимы, и, следовательно, совместный анализ всех наблюдений по основным компонентам климатической системы повышает уровень доверия к выводам по сравнению с одним исследованием или анализом какого-то одного компонента системы. Способность климатических моделей воспроизводить наблюдаемые изменения (с точностью до внутренней изменчивости) в широком наборе климатических характеристик также создает уверенность в качестве моделей, используемых для моделирования климата Земли.

Рисунок 2.2.6 показывает, как наблюдаемые изменения во всей климатической системе можно понять с точки зрения воздействия естественных и антропогенных факторов. На нем показаны временные ряды приземной температуры, осадков, теплозапаса океана и концентрации морского льда, полученные по данным наблюдений, а также по модельным расчетам, учитывающим и антропогенные, и естественные внешние воздействия, и по расчетам, учитывающим только естественные внешние воздействия.

Из рисунка ясно видна согласованность наблюдаемых изменений с модельными расчетами, которые включают антропогенные и естественные воздействия. Изменения температуры приземного воздуха над сушей, температуры поверхности океанов, а также изменения теплозапаса океана в глобальном масштабе (нижняя часть рисунка) явно демонстрируют антропогенные и природные сигналы при этом четко видно различие между наблюдаемыми изменениями и модельными расчетами, основанными на гипотезе только естественных внешних воздействий на климатическую систему. Эти сигналы не просто появляются в глобальных средних, но и повторяются в масштабах континентов и отдельных океанических бассейнов (верхняя часть рисунка). Изменения морского льда в Арктике существенно выходят за границы ожидаемого диапазона, определяемого естественной изменчивостью. Однако в Антарктике концентрация морского льда остается в целом в пределах естественной изменчивости, что согласуется с модельными экспериментами, учитывающими все внешние воздействия.

Таким образом, можно констатировать, что наблюдается одновременное увеличение запаса энергии всех основных компонент климатической системы Земли. Причем амплитуда и пространственная структура наблюдаемого потепления в различных компонентах хорошо согласуются с ожидаемым по модельным расчетам откликом климатической системы Земли на антропогенные и естественные внешние воздействия.

2.2.4. Литература

Мохов И. И., Смирнов Д. А., 2009. Эмпирические оценки воздействия естественных и антропогенных факторов на глобальную приповерхностную температуру, Доклады АН, т. 426, № 5, с. 679–684.

Мохов И. И., Смирнов Д. А., Карпенко А. А., 2012. Оценки связи изменений глобальной приповерхностной температуры с разными естественными и антропогенными факторами на основе данных наблюдений, Доклады АН, т. 443, № 2, с. 225–231.

Спорышев П. В., Мирвис В. М., Катцов В. М., Мелешко В. П., Ранькова Э. Я., 2008. Антропогенный вклад в изменение климата. В кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том 1. Изменения климата. М., Росгидромет. с. 152–173.

OD-2-1-3n 12/5/14 2:38 PM Page 259

Bindoff N. L., Stott P. A., AchutaRao K. M., Allen M. R., Gillett N., Gutzler D., Hansingo K., Hegerl G., Hu Y., Jain S., Mokhov I. I., Overland J., Perlwitz J., Sebbari R., Zhang X., 2013. Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 867–952.

Boer G. J., 2011. The ratio of land to ocean temperature change under global warming, Climate Dynamics, vol. 37, pp. 2253–2270.

Domingues C., Church J., White N., Gleckler P., Wijffels S., Barker P., Dunn J., 2008. Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise, Nature, vol. 453, pp. 1090–1093.

Gleckler P. J., Santer B. D., Domingues C. M., Pierce D. W., Barnett T. P., Church J. A., Taylor K. E., AchutaRao K. M., Boyer T. P., Ishii M., Caldwell P. M., 2012. Human-induced global ocean warming on multidecadal timescales, Nature Climate Change, vol. 2, pp. 524–529.

Jones G. S., Stott P. A., Christidis N., 2013. Attribution of observed historical near-surface temperature variations to anthropogenic and natural causes using CMIP5 simulations, J. Geophys. Res. Atmos., vol. 118, pp. 1–24, doi:10.1002/jgrd.50239.

Lott F. C., Stott P. A., Mitchell D. M., Christidis N., Gillett N. P., Haimberger L., Perlwitz J., Thorne P. W., 2013. Models versus radiosondes in the free atmosphere: A new detection and attribution analysis of temperature, J. Geophys. Res. Atmos., vol. 118, pp. 2609–2619, doi:10.1002/jgrd.50255.

Morice C. P., Kennedy J. J., Rayner N. A., Jones P. D., 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set, J. Geophys. Res., vol. 117, D08101, doi:10.1029/2011JD017187.

Pierce D. W., Gleckler P. J., Barnett T. P., Santer B. D., Durack P. J., 2012. The fingerprint of humaninduced changes in the ocean's salinity and temperature fields, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L21704, doi:10.1029/2012GL053389.

Rhein M., Rintoul S. R., Aoki S., Campos E., Chambers D., Feely R. A., Gulev S., Johnson G.C., Josey S.A., Kostianoy A., Mauritzen C., Roemmich D., Talley L.D. Wang F., 2013. Observations: Ocean. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 255–315.

Santer B. D., Painter J. F., Bonfils C., Mears C. A., Solomon S., Wigley T. M. L., Glackler P. J., Schmidt G. A., Doutriaux C., Gillet N. P., Taylor K. E., Thorne P. W., Wentz F. J., 2013. Human and natural influences on the changing thermal structure of the atmosphere, Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 110, no. 43, pp. 17235–17240.

Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Alexander L. V., Allen S. K., Bindoff N. L., Breon F.-M., Church J. A., Cubasch U., Emori S., Forster P., Friedlingstein P., Gillett N., Gregory J. M., Hartmann D. L., Jansen E., Kirtman B., Knutti R., Krishna Kumar K., Lemke P., Marotzke J., Masson-Delmotte V., Meehl G.A., Mokhov I. I., Piao S., Ramaswamy V., Randall D., Rhein M., Rojas M., Sabine C., Shindell D., Talley L. D., Vaughan D. G., Xie S.-P., 2013. Technical Summary. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–115.

OD-2-1-3n 12/10/14 1:12 PM Page 260

Глава 2.3. АНТРОПОГЕННАЯ СОСТАВЛЯЮЩАЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

П.В. Спорышев

В.М. Мирвис

2.3.1. Введение

В настоящей главе рассматривается эволюция климата России в целом в XX – начале XXI века по данным наблюдений, а также в расчетах, выполненных по современным глобальным климатическим моделям с учетом влияния всех внешних воздействий и с учетом только естественных внешних воздействий. Дается статистическая оценка вклада отдельных внешних воздействий в климатические изменения на территории России. Рассматривается вся территория России в целом и Россия как часть более крупных регионов.

Анализируются региональные аспекты установления причин климатических изменений и оценки степени влияния отдельных внешних воздействий на климат. Обсуждаются проблемы соответствия модельных расчетов данным наблюдений для разных сезонов и разных регионов применительно к территории России. Рассматриваются вопросы статистической интерпретации результатов ансамблевых модельных расчетов. Даются статистические оценки вклада отдельных внешних воздействий в региональные климатические изменения на территории России.

Обсуждаются вопросы обнаружения влияния внешних воздействий на климат России при рассмотрении отдельных аномальных климатических явлений, используемые в таких исследованиях статистические методы. Анализируются полученные результаты и обсуждаются нерешенные проблемы.

2.3.2. Изменения климата России в модельных расчетах с раздельным учетом влияния антропогенных и естественных внешних воздействий

2.3.2.1. Используемые данные наблюдений и модельных экспериментов

Материал пункта 2.3.2 в основном основан на работе (Спорышев, Говоркова, 2013). В этой работе используются два архива данных наблюдений за температурой приземного воздуха: архив University of Delaware Terrestrial Air Temperature V2.01 (далее по тексту – UD) и архив CRUTEM3v (далее по тексту – CRU). Важно отметить, что при осреднении по достаточно большим регионам оба архива дают близкие результаты.

Модельные расчеты представлены тремя ансамблями экспериментов с МОЦАО, участвовавшими в проекте CMIP5. В рамках проекта CMIP5 выполнялись специальные эксперименты по моделированию эволюции климата XIX–XXI веков (1850–2005 гг.) с учетом всех внешних воздействий как естественной, так и антропогенной природы. К антропогенным внешним воздействиям, в частности, относятся наблюдаемые изменения концентраций в атмосфере основных парниковых газов и аэрозолей антропогенного происхождения, а также изменения землепользования, а к естественным воздействиям – изменения в структуре приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы и изменения концентраций аэрозолей естественного происхождения, например, связанные с извержениями крупных вулканов. Эти эксперименты в проекте CMIP5 называются Historical. Для ансамбля таких экспериментов используется обозначение Hist. Кроме того, с рядом МОЦАО были выполнены специальные эксперименты, предназначенные для установления причин наблюдаемых климатических изменений, в которых влияние внешних воздействий учитывалось раздельно. Сформировано два ансамбля таких экспериментов: в первом ансамбле все внешние воздействия были фиксированы, кроме изменений в концентрации основных парниковых газов (ансамбль Hist-GHG), а во втором ансамбле учитывались только внешние воздействия естественной природы (ансамбль Hist-Nat). В таблице 3.1.1 приводятся характеристики 17 МОЦАО, эксперименты с которыми рассматриваются. В таблице также указано проводились ли с данной моделью эксперименты с раздельным учетом влияния внешних воздействий. Таким образом, ансамбль Hist составляют 17 экспериментов с 17 МОЦАО (по одному эксперименту с ка-

OD-2-1-3n 12/10/14 1:12 PM Page 261

ждой моделью), а ансамбли Hist-GHG и Hist-Nat состоят из 9 экспериментов с 9 МОЦАО.

Использованные модели отличались как пространственным разрешением, так и схемами параметризации физических процессов, что в расчетах выразилось в разной чувствительности моделей к внешним воздействиям, а также в разной скорости поглощения тепла Мировым океаном. Кроме того, внешние воздействия отличались между экспериментами с разными моделями за счет того, что не все модели принимали во внимание полный набор внешних воздействий, а также за счет того, что использовались разные алгоритмы расчета их влияния на атмосферную циркуляцию. Несмотря на эти неопределенности, существуют явные различия между модельными ансамблями, и анализ этих различий служит основой для понимания причин наблюдаемых климатических изменений.

2.3.2.2. Временной ход температурных изменений

Даже при полном учете всех внешних воздействий нельзя ожидать, что модели будут способны воспроизвести межгодовые колебания температуры, поскольку значительный вклад в эти колебания вносит естественная изменчивость присущая климатической системе Земли, которая воспроизводится в модельных расчетах только статистически. Учесть влияние естественной изменчивости, связанной с долгопериодными колебаниями в системе взаимодействия океан–атмосфера, можно в экспериментах с заданным по данным наблюдений начальным состоянием Мирового океана, которые не рассматриваются в настоящей работе. В рассматриваемых модельных расчетах источником близости модельных и наблюдаемых изменений является влияние внешних воздействий, которое проявляется как в масштабах десятилетий (например, влияние изменений в газовом составе атмосферы), так и в годовых масштабах (например, влияние аэрозолей антропогенного и естественного происхождения).

На рис. 2.3.1 представлен временной ход среднегодовой температуры приземного воздуха в среднем по всей территории России по данным наблюдений и по трем модельным ансамблям. На рисунке показаны две кривые наблюдений, соответствующие двум архивам данных UD и CRU. Различие между ними очень мало, и в дальнейшем, при вычислении различных статистических характеристик соответствия наблюдаемых и модельных данных будет использоваться только один архив UD.

Визуально лучшее всего модельные расчеты с данными наблюдений согласуются в ансамбле Hist. Основные температурные изменения на территории России начинают происходить с середины 20-го века. В ансамбле Hist-GHG повышение температуры в последние десятилетия превышает наблюдаемые значения, а в ансамбле Hist-Nat повышение температуры отсутствует.

При статистическом анализе соответствия модельных расчетов данным наблюдений основное внимание уделялось периоду 1950–2005 гг., поскольку именно в этот период влияние внешних воздействий проявляется достаточно явно, кроме того, для этого периода имеется наиболее полная база данных наблюдений.

Для количественной оценки соответствия наблюдаемых и модельных межгодовых колебаний температуры были рассчитаны среднеквадратические отклонения ежегодных значений температуры от среднего для периода 1950–2005 гг. По данным наблюдений эта величина составляет 0.75°C. В экспериментах Hist она различается между экспериментами и колеблется от 0.57°C до 0.91°C, а в среднем по всем экспериментам равна 0.74°C, что, практически, точно соответствует наблюдениям. В среднем по ансамблю Hist-GHG среднеквадратические отклонения составили 0.83°C, а по ансамблю Hist-Nat – 0.61°C. Таким образом, значение среднеквадратического отклонения в ансамбле Hist-GHG больше, а в ансамбле Hist-Nat меньше, чем по данным наблюдений, что, очевидно, связано со значительным повышением температуры в рассматриваемый период в первом ансамбле и его отсутствием во втором.

Для того чтобы оценить, какая часть межгодовой изменчивости может быть воспроизведена в модельных расчетах, были рассчитаны коэффициенты корреляции наблюдаемой и модельных температур. Для среднегодовой температуры они представлены на рис. 2.3.2. Из анализа рис. 2.3.1 можно заключить, что существенный вклад в вы-

OD-2-1-3n 12/10/14 1:12 PM Page 262

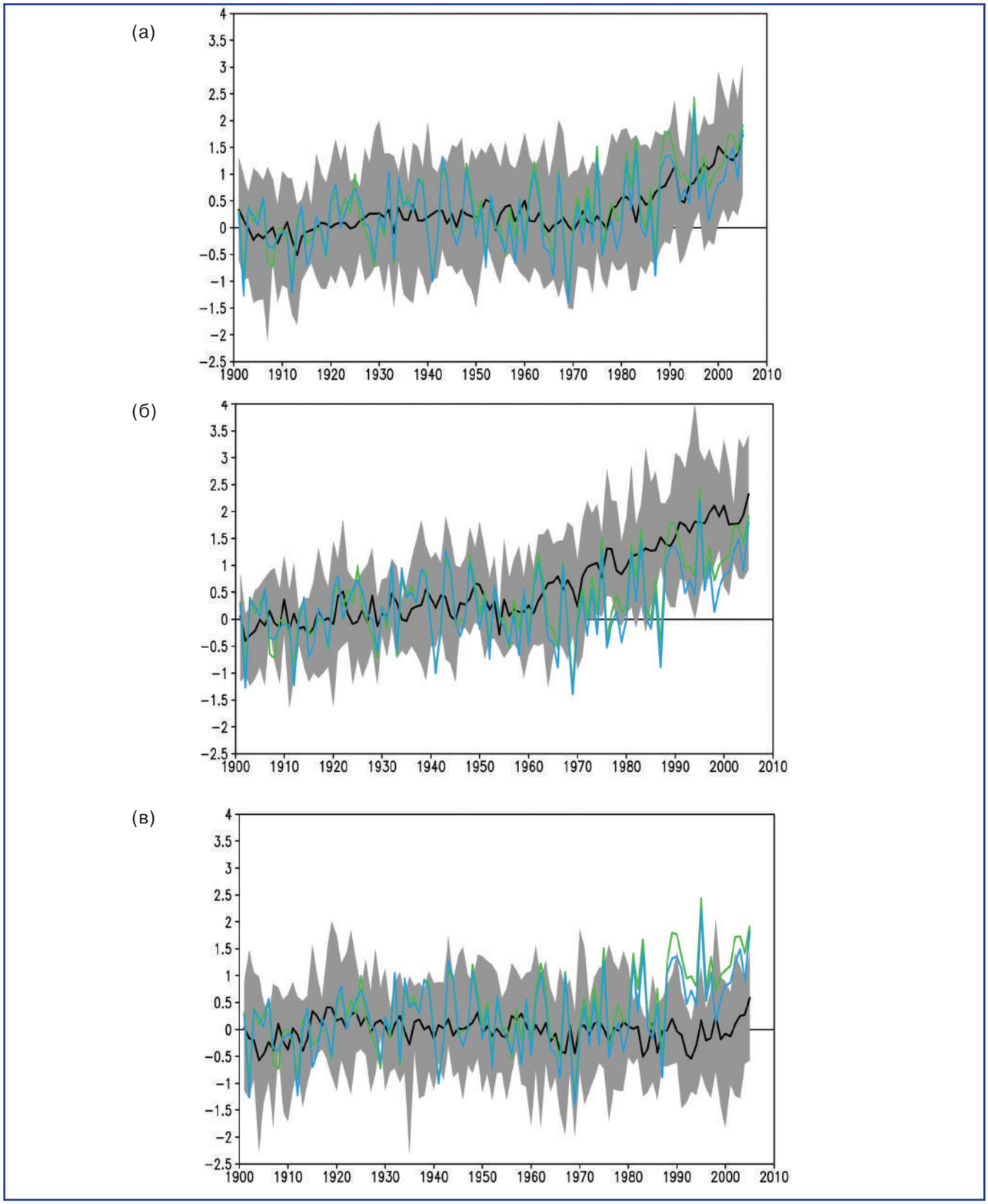


Рис. 2.3.1. Аномалии среднегодовой температуры приземного воздуха на территории России по данным наблюдений (зеленая (CRU) и синяя (UD) кривые) и в среднем по ансамблям Hist (а), Hist-GHG (б) и Hist-Nat (в) (черные кривые). Аномалии рассчитаны по отношению к базовому периоду 1901–1930 гг. Серым цветом выделен диапазон разброса оценок по модельным ансамблям.

OD-2-1-3n 12/10/14 1:12 PM Page 263

сокие значения корреляций должно вносить присутствие в данных тренда, который в первом приближении можно рассматривать как линейный. В связи с этим для сравнения справа рис. 2.3.2 приведены аналогичные коэффициенты корреляции, полученные после удаления линейного тренда из временных рядов.

Рассмотрим подробнее результаты для ансамбля Hist (рис. 2.3.2а, 2.3.2б). Коэффициенты корреляции сильно различаются между экспериментами и для некоторых моделей статистически незначимы на уровне 5%. Разброс составляет от 0.11 до 0.57. Ансамблевое осреднение позволяет ослабить влияние естественного шума и усилить сигнал, связанный с внешними воздействиями. Корреляция ансамблевого среднего с данными наблюдений статистически значима и равна 0.54.

Для количественной оценки влияния одной переменной на другую часто используется коэффициент детерминации. Он показывает, какая доля дисперсии первой переменной может быть объяснена с помощью линейной регрессионной модели, в которой предиктором является вторая переменная. В рассматриваемом случае коэффициент детерминации составляет 0.29, и, таким образом, 29% дисперсии межгодовых температурных изменений воспроизводится в ансамбле Hist. После удаления линейного тренда из временных рядов корреляции падают, а для двух моделей становятся даже отрицательными. Коэффициент корреляции с ансамблевым средним также падает до 0.23 и становится статистически незначимым. Однако довольно большая величина этого коэффициента говорит о том, что влияние внешних воздействий на изменения температуры в регионе не является линейным.

В ансамбле Hist-GHG (рис. 2.3.2в, 2.3.2г) во всех экспериментах корреляции статистически значимы, а для ансамблевого среднего коэффициент корреляции равен 0.49. Однако связь с данными наблюдений в этом ансамбле держится только на трендовой составляющей. Удаление линейного тренда для большинства моделей, практически, обнуляет корреляции, а коэффициент корреляции с ансамблевым средним становится отрицательным. В ансамбле Hist-Nat (рис. 2.3.2д, 2.3.2е) все корреляции малы, а коэффициент корреляции с ансамблевым средним равен 0.18. Удаление линейного тренда слабо сказывается на величинах коэффициента корреляции.

На территории России влияние внешних воздействий на временную эволюцию температуры происходит на фоне значительной естественной изменчивости, что затрудняет выделение сигнала, связанного с внешними воздействиями. В связи с этим представляется интересным обратить особое внимание на летний сезон, когда влияние естественной изменчивости минимально.

На рис. 2.3.3 представлены коэффициенты корреляции температуры приземного воздуха по данным наблюдений и модельных расчетов для лета. Картина статистических связей в этом случае отличается от представленной на рис. 2.3.2. В ансамбле Hist в 15 экспериментах из 17 коэффициенты корреляции статистически значимы. Коэффициент корреляции со средним по ансамблю составляет 0.6, и он заметно больше чем для среднегодовой температуры. Таким образом, 36% дисперсии межгодовых изменений температуры воспроизводится в ансамбле. Удаление линейного тренда из временных рядов в большинстве экспериментов слабее влияет на корреляцию. Коэффициент корреляции со средним по ансамблю остается статистически значимым и довольно большим (0.51).

В ансамбле Hist-GHG корреляции заметно слабее, и в трех экспериментах коэффициенты корреляции статистически незначимы. Для ансамблевого среднего коэффициент корреляции равен 0.33. Так же, как и в случае среднегодовой температуры, удаление линейного тренда разрушает статистические связи. В ансамбле Hist-Nat коэффициенты корреляции, в целом, больше, а коэффициент корреляции с ансамблевым средним равен 0.27 и статистически значим. Удаление линейного тренда слабо сказывается на значениях коэффициента корреляции.

Таким образом, можно заключить, что основной вклад в наблюдаемое повышение температуры на территории России вносит влияние изменений в концентрации парниковых газов. Однако и естественные внешние воздействия значимо проявляются в межгодовых колебаниях температуры. Эти воздействия особенно хорошо различимы летом, когда влияние аэрозолей на поток приходящей на поверхность солнечной радиации дости-

OD-2-1-3n 12/10/14 1:13 PM Page 264

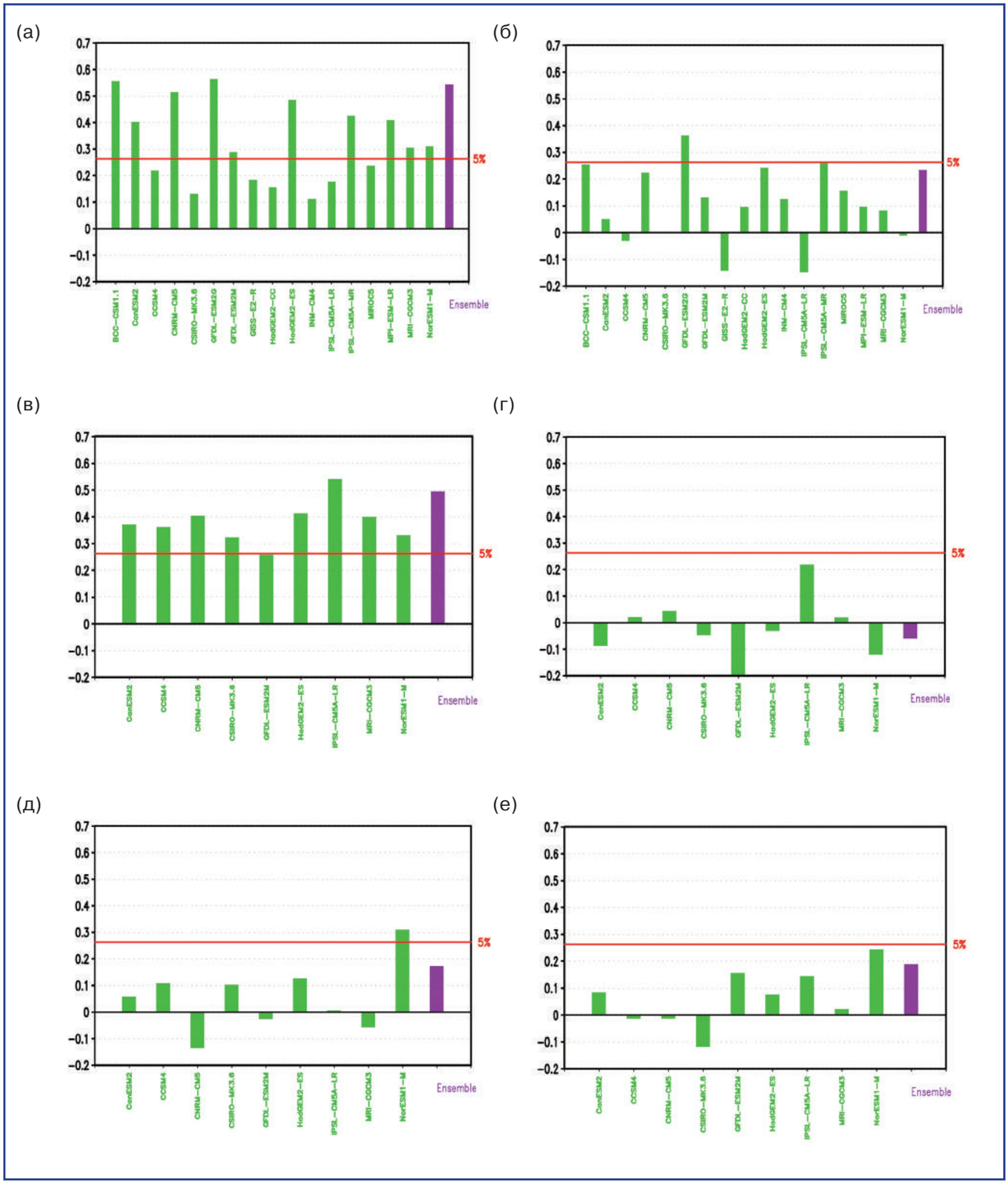


Рис. 2.3.2. Коэффициенты корреляции наблюдаемой (UD) и модельных среднегодовой температуры приземного воздуха в среднем по территории России для периода 1950–2005 гг. для экспериментов из ансамблей Hist (а), Hist-GHG (в) и Hist-Nat (д) и то же после удаления линейного тренда из временных рядов для ансамблей Hist (б), Hist-GHG (г) и Hist-Nat (е). Под каждым столбцом указана соответствующая МОЦАО. Последний столбик соответствует корреляции с ансамблевым средним. Красная прямая показывает 5%-й уровень значимости для коэффициентов корреляции.

OD-2-1-3n 12/10/14 1:13 PM Page 265

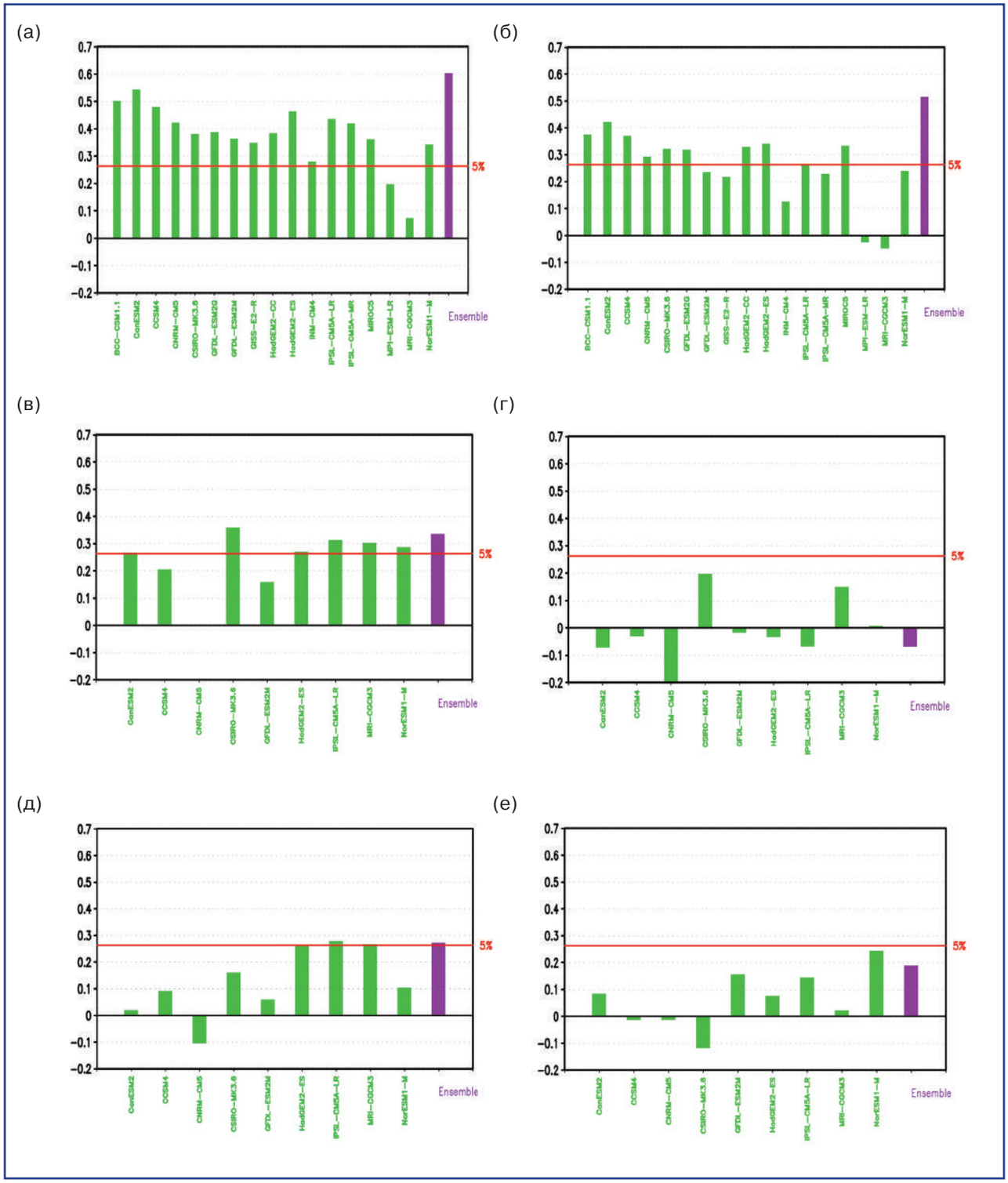


Рис. 2.3.3. Коэффициенты корреляции температуры приземного воздуха в среднем по территории России в летний сезон для периода 1950–2005 гг. по данным наблюдений (UD) и модельных расчетов для экспериментов из ансамблей Hist (а), Hist-GHG (в) и Hist-Nat (д) и то же после удаления линейного тренда из временных рядов для ансамблей Hist (б), Hist-GHG (г) и Hist-Nat (е). Под каждым столбиком указана соответствующая МОЦАО. Последний столбик соответствует корреляции с ансамблевым средним. Красная прямая показывает 5%-й уровень значимости для коэффициентов корреляции.

OD-2-1-3n 12/10/14 1:13 PM Page 266

гает годового максимума, а собственная (не связанная с внешними воздействиями) межгодовая изменчивость температуры сравнительно мала.

Аналогичный анализ модельного воспроизведения временного хода температурных изменений был выполнен и для ряда крупных регионов России. Выводы, в целом, согласуются. Существенную часть дисперсии межгодовых изменений (от 20% до 40%) удается воспроизвести в ансамбле Hist, в двух других ансамблях соответствие с наблюдениями заметно хуже. По сезонам максимальные значения коэффициентов корреляции получаются летом на фоне меньшей собственной изменчивости.

2.3.2.3. Пространственное соответствие расчетных и наблюдаемых изменений

В работе (Спорышев, Говоркова, 2013) для проведения анализа пространственного соответствия было выбрано два климатических временных интервала: “контрольный климат” (1951–1980 гг.) и “изменившийся климат” (1991–2005 гг.). Сравнение наблюдаемых и средних по модельному ансамблю изменений на территории России показывает их существенное расхождение. Это расхождение особенно заметно при сравнении не среднегодовых, а сезонных изменений. На рис. 2.3.4 показаны изменения температуры приземного воздуха на территории России зимой для изменившегося климата по отношению к контрольному. В целом, изменения, наиболее близкие по средней величине потепления к наблюдаемым, получены в ансамбле Hist (рис. 2.3.4б). В ансамбле Hist-GHG (рис. 2.3.4в) потепление заметно больше наблюдаемого, а в ансамбле Hist-Nat (рис. 2.3.4г) потепление отсутствует.

Однако, хотя и наблюдаемые изменения (рис. 2.3.4а) и средние по ансамблю Hist показывают близкое потепление в среднем по территории России, при их детальном сравнении видны существенные различия. В модельных расчетах присутствует слабо выраженное полярное усиление потепления, тогда как по данным наблюдений наиболее сильное потепление происходит южнее в средних широтах. В целом, поле модельных изменений гораздо более однородно, чем наблюдаемых, и в нем практически нет областей сильно выраженного потепления, а областей похолодания нет совсем. В то же время, по данным наблюдений на территории России есть как области особенно сильного потепления (например, европейская территория России или юг центральной Сибири), так и похолодания (например, крайний северо-восток России). Причина таких различий может быть связана как с неадекватностью модельного воспроизведения климатических изменений, так и с тем, что эволюция климатической системы может быть, в принципе, получена в модельных расчетах только в вероятностной форме (Катцов и др., 2008).

Как отмечено в работе (Спорышев и др., 2012), даже при использовании “идеальной” климатической модели, если бы существование такой модели было возможно, нелинейность и стохастичность, присущие климатической системе, а также неполнота информации о ее начальном состоянии и внешних воздействиях на нее, не позволяют рассчитывать на то, что в расчетах будут получены климатические изменения точно соответствующие наблюдаемым. Две модельные реализации эволюции климатической системы, отличающиеся только начальными условиями, неизбежно будут существенно расходиться. А среднее по модельному ансамблю не будет точно совпадать ни с какой-то одной реализацией, ни с данными наблюдений. Поэтому при анализе пространственного соответствия модельных расчетов данным наблюдений следует ориентироваться не на различия между наблюдениями и ансамблевым средним, а на попадание наблюдаемых изменений в прогнозируемые статистические интервалы, полученные по модельному ансамблю.

В работе (Спорышев, Говоркова, 2013) использовалось дальнейшее развитие вероятностного подхода, предложенного в работе (Спорышев и др., 2012). При этом подходе предполагается, что каждый член модельного ансамбля является равноправным и взаимозаменимым с любым другим членом ансамбля и с реальной наблюдаемой эволюцией климатической системы. Все данные наблюдений и модельных расчетов были переведены в единую регулярную сетку разрешения $5° \times 5°$. В каждой ячейке сетки, расположенной на континентах, анализировались аномалии средней температуры приземного воздуха для изменивше-

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 267

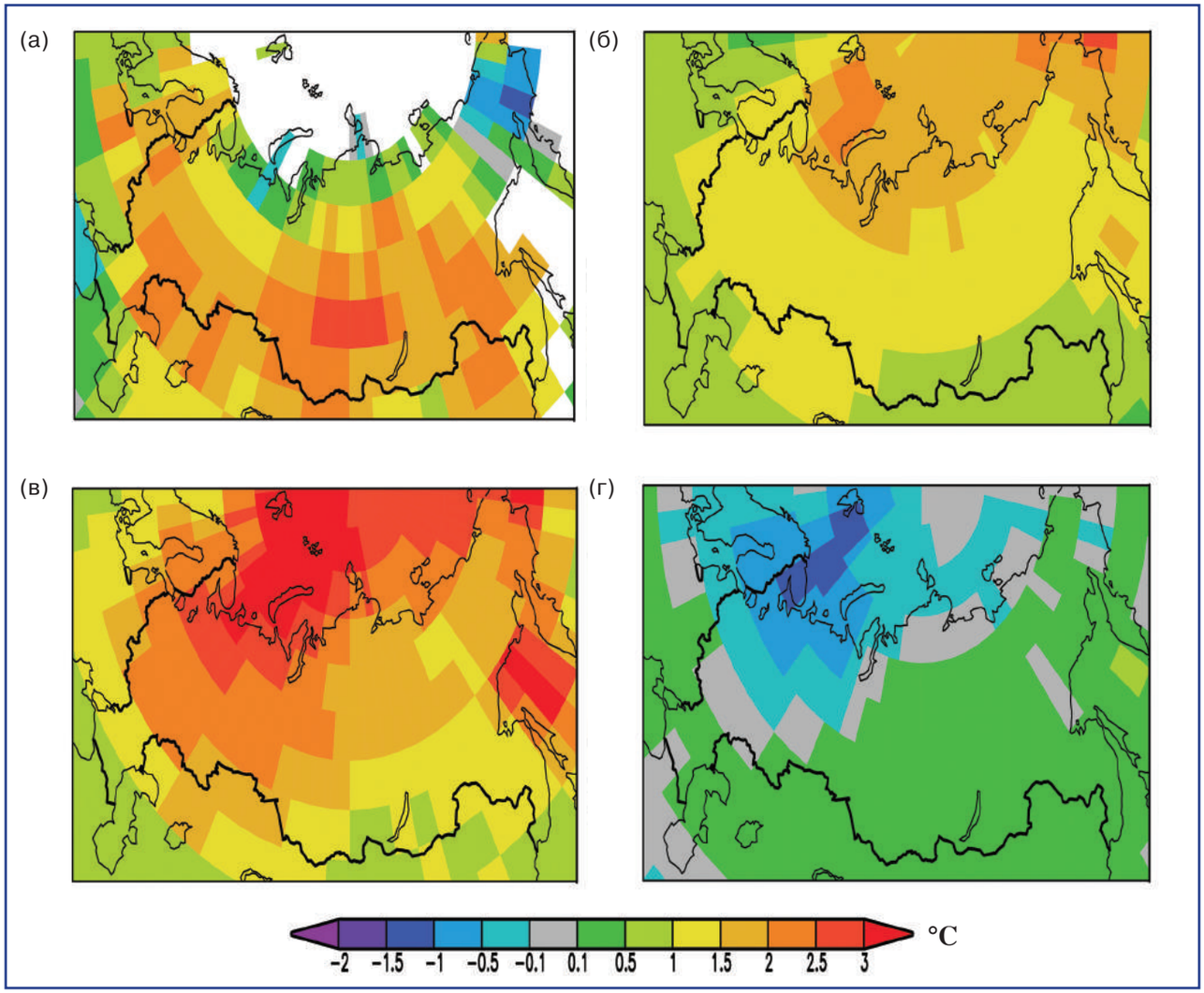


Рис. 2.3.4. Изменения температуры приземного воздуха на территории России зимой для «изменившегося климата» (1991–2005 гг.) по отношению к «контрольному климату» (1951–1980 гг.) по данным наблюдений UD (а) и в среднем по трем модельным ансамблям: Hist (б), Hist-GHG (в) и Hist-Nat (г).

гося климата по отношению к контрольному. Отметим, что рассматривались все континенты, за исключением Антарктиды, для которой данных наблюдений недостаточно для проведения такого анализа. Для всех трех рассматриваемых модельных ансамблей были построены 90%-е "интервалы предсказания" для возможных климатических изменений, и проверялось, попадают ли наблюдаемые изменения в эти интервалы. Интервалы предсказания являются для случайных величин аналогом обычных доверительных интервалов, которые по определению строятся только для детерминированных величин. Если задан уровень уверенности α, то при многократной реализации используемой вероятностной модели случайная величина будет с вероятностью α попадать в построенный для нее $(100*\alpha)\%$-ный интервал предсказания. Таким образом, если с вероятностной точки зрения наблюдения можно рассматривать как еще один член модельного ансамбля, то примерно в 90% случаев наблюдаемые изменения будут попадать в 90%-е интервалы предсказания, построенные по этому ансамблю. И процент точек, в которых наблюдаемые изменения попадают в модельные интервалы, представляет собой численную характеристику соответствия наблюдаемых и модельных изменений. Ячейки регулярной сетки имеют разную площадь, зависящую от гео-

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 268

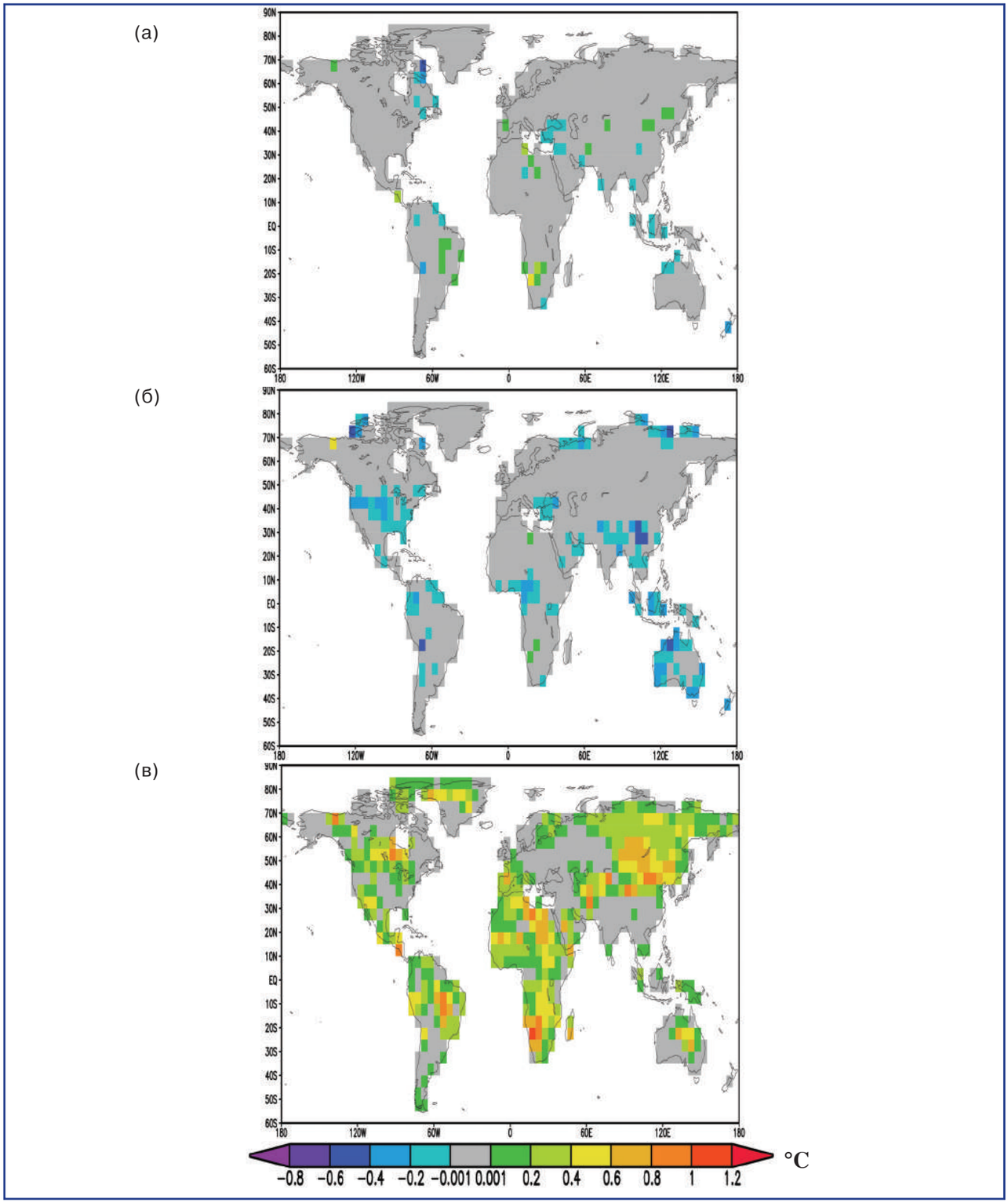


Рис. 2.3.5. Области, в которых наблюдаемые изменения среднегодовой температуры приземного воздуха для «изменившегося климата» (1991–2005 гг.) по отношению к «контрольному климату» (1951–1980 гг.) не отклоняются значимо на уровне 10% от ансамблевого среднего (серый тон), а также области, где эти отклонения значимы для модельных ансамблей Hist (а), Hist-GHG (б) и Hist-Nat (в). В случае значимых отклонений указано, насколько наблюдаемые изменения выходят за границы 90%-ных интервалов предсказания.

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 269

Таблица 2.3.1. Доля (%) площади регионов, на которой наблюдаемые изменения температуры приземного воздуха для периода 1991–2005 гг. по отношению к периоду 1951–1980 гг. попадают в 90%-е интервалы предсказания для них

Регион	Год, сезон	Модельный ансамбль		
		Hist	Hist-GHG	Hist-Nat
Все континенты (кроме Антарктиды)	Год	91.5%	77.8%	35.7%
	Зима	91.0%	79.3%	56.6%
	Лето	89.4%	78.9%	51.9%
Вся территория России	Год	98.8%	93.3%	26.9%
	Зима	90.0%	80.0%	66.1%
	Лето	99.6%	98.2%	79.1%

графической широты ячейки. И как обычно в метеорологии, естественнее говорить не о проценте точек, а о соответствующей доле площади, что, по сути, не меняет проведенных рассуждений. Проверка попадания наблюдаемого изменения в модельный интервал предсказания эквивалентна статистическому тесту по оценке значимости отклонения наблюдаемого изменения от ансамблевого среднего. Попадание в 90%-й интервал означает, что отклонение от ансамблевого среднего не значимо на уровне 10%.

Результаты статистического анализа показали, что температурные изменения, полученные в ансамбле Hist, хорошо соответствуют наблюдаемым изменениям. Так, для всей территории континентов проценты площади ячеек, в которых наблюдаемые изменения попадают в модельные интервалы, для года, зимы и лета Северного полушария (СП) при ожидаемых 90% составили, соответственно, 91.5%, 91.0% и 89.4% (таблица 2.3.1). В ансамбле Hist-GHG указанные доли равны, соответственно, 77.8%, 79.3% и 78.9%, а в ансамбле Hist-Nat – 35.7%, 56.6% и 51.9%. Проверка статистической значимости полученных отличий показала, что для ансамбля Hist рассматриваемые отличия не значимы на уровне 5%, а для двух других ансамблей значимы.

Дополнительную информацию о соответствии наблюдаемых изменений расчетным можно получить из рисунка 2.3.5, где для среднегодовой температуры приземного воздуха для трех модельных ансамблей показаны области, в которых наблюдаемые изменения температуры не отклоняются значимо на уровне 10% от ансамблевого среднего (окрашены серым цветом), а также области, где эти отклонения значимы. Причем, в случае значимых отклонений указано, насколько наблюдаемые изменения выходят за границы 90%-х интервалов предсказания. Из рисунка видно, что для ансамбля Hist число точек, в которых наблюдаемые изменения значимо больше или меньше расчетных, примерно, равно (рис. 2.3.5а). Для двух других ансамблей это не так. Для ансамбля Hist-GHG наблюдаемые изменения в подавляющем большинстве случаев оказываются меньше расчетных, а для ансамбля Hist-Nat – больше. Таким образом, наблюдаемые температурные изменения хорошо соответствуют модельным расчетам, учитывающим все внешние воздействия, и не могут быть объяснены ни только естественными воздействиями, ни только влиянием роста атмосферной концентрации парниковых газов.

Климатические изменения как наблюдаемые, так модельные схожи в географически близких регионах, что статистически проявляется в уменьшении числа степеней свободы в используемой нами вероятностной модели. Разнообразие климатических изменений на территории России сравнительно невелико, и при отдельном рассмотрении России число степеней свободы оказывается недостаточным для получения статистически точного соответствия. Однако и в этом случае было получено очевидное расхождение результатов расчетов из ансамбля Hist-Nat с данными наблюдений. Так, для среднегодовой температуры доля площади ячеек, в которых наблюдаемые изменения попадают в модельные интервалы, составили для ансамблей Hist, Hist-GHG и Hist-Nat 98.8%, 93.3% и 26.9% соответственно (табл. 2.3.1).

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 270

Таблица 2.3.2. Изменения температуры приземного воздуха (°С) для периода 1991–2005 гг. по отношению к 1951–1980 гг.

Регион	Год, сезон	Данные наблюдений	Модельный ансамбль		
			Hist	Hist-GHG	Hist-Nat
Все континенты (кроме Антарктиды)	Год	0.60	0.62 (0.28; 0.96)	0.89 (0.48; 1.30)	–0.01 (–0.29; 0.28)*
	Зима	0.70	0.68 (0.28; 1.07)	0.99 (0.57; 1.42)	0.02 (–0.39; 0.43)*
	Лето	0.52	0.57 (0.25; 0.90)	0.81 (0.40; 1.22)	0.01 (–0.21; 0.22)*
Вся территория России	Год	0.97	0.91 (0.17; 1.66)	1.32 (0.73; 1.91)	–0.01 (–0.64; 0.62)*
	Зима	1.45	1.28 (–0.28; 2.83)	1.81 (0.87; 2.75)	0.07 (–1.29; 1.44)*
	Лето	0.52	0.59 (0.11; 1.08)	0.86 (0.12; 1.60)	0.00 (–0.45; 0.45)*
Европейская территория России	Год	0.80	0.87 (–0.05; 1.78)	1.38 (0.56; 2.19)	–0.00 (–0.75; 0.75)*
	Зима	1.48	1.25 (–0.68; 3.18)	2.16 (0.55; 3.77)	–0.25 (–2.21; 1.71)
	Лето	0.35	0.69 (–0.09; 1.47)	0.88 (0.03; 1.74)	–0.01 (–0.77; 0.75)
Западная Сибирь	Год	1.12	0.93 (0.07; 1.79)	1.27 (0.59; 1.95)	–0.05 (–0.78; 0.67)*
	Зима	1.75	1.26 (–0.74; 3.26)	1.72 (0.48; 2.97)	0.18 (–1.55; 1.92)
	Лето	0.58	0.58 (0.04; 1.11)	0.86 (–0.25; 1.96)	–0.00 (–0.59; 0.58)*
Восточная Сибирь	Год	0.90	0.94 (0.24; 1.63)	1.35 (0.74; 1.95)	0.02 (–0.53; 0.57)*
	Зима	1.04	1.33 (0.04; 2.62)	1.69 (0.80; 2.58)	0.16 (–0.62; 0.93)*
	Лето	0.57	0.54 (0.04; 1.04)	0.85 (.17; 1.53)	0.01 (–0.51; 0.53)*
Крайний северо-восток России	Год	0.75	1.10 (0.20; 2.01)	1.56 (0.66; 2.47)	0.05 (–0.48; 0.58)*
	Зима	–0.20	1.61 (–0.21; 3.44)	2.14 (0.79; 3.50)*	0.12 (–0.93; 1.18)
	Лето	0.51	0.67 (0.00; 1.34)	0.99 (0.19; 1.80)	0.09 (–0.46; 0.64)
Континентальная Арктика	Год	0.90	1.00 (0.29; 1.70)	1.36 (0.76; 1.97)	–0.01 (–0.61; 0.59)*
	Зима	1.04	1.37 (0.19; 2.55)	1.77 (0.99; 2.56)	0.08 (–0.79; 0.95)*
	Лето	0.52	0.57 (0.09; 1.04)	0.79 (0.02; 1.55)	0.01 (–0.52; 0.54)

Примечания. 1. Регионы со второго по пятый соответствуют работе (Катцов и др., 2008).

2. Крайний северо-восток России включает Магаданскую область, Камчатский край и Чукотский автономный округ. Континентальная Арктика охватывает территорию суши севернее 60° с.ш.

3. Справа от полученных в модельных ансамблях величин температурных изменений указаны 90%-е интервалы предсказания для них. Интервалы отмечены звездочкой (*), если наблюдаемые изменения выходят за их границы.

Подобный анализ может выполняться и для отдельных крупных регионов. Так на рисунке 2.3.6 для трех модельных ансамблей показаны расчетные и наблюдаемые изменения среднегодовой температуры приземного воздуха в среднем по территории России с указанием границ 90%-ных интервалов предсказания для них. Видно очень хорошее соответствие наблюдаемых и расчетных изменений в ансамбле Hist (рис. 2.3.6а). Среднее по ансамблю близко к наблюдаемому, и модели примерно поровну, делятся на те, в которых изменения больше и меньше наблюдаемых. Наблюдаемое изменение попадает в 90%-й интервал предсказания и для ансамбля Hist-GHG (рис. 2.3.6б). Однако в этом случае только в одной модели (CSIRO-Mk3.6.0) полученное изменение было меньшее наблюдаемого. Результаты по ансамблю Hist-Nat полностью расходятся с данными наблюдений (рис. 2.3.6в).

Аналогичный анализ был выполнен и для ряда крупных регионов на территории России. В таблице 2.3.2 для 7 регионов представлены наблюдаемые изменения температуры по данным архива UD и полученные в модельных расчетах средние по модельным ансамблям изменения, а также границы 90%-х интервалов предсказания для них. Результаты, полученные по ансамблю Hist, очень хорошо соответствуют данным наблюдений: во всех случаях наблюдаемые изменения попали в рассчитанные для них интервалы предсказания, а ансамблевые средние оказались в большинстве случаев довольно близкими к данным наблюдений. В ансамбле Hist-GHG наблюдаемые изменения практически во всех случаях попадают в 90%-е интервалы предсказания для них, однако расхождение средних по ансамблю с наблюдаемыми значениями в большинстве случаев

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 271

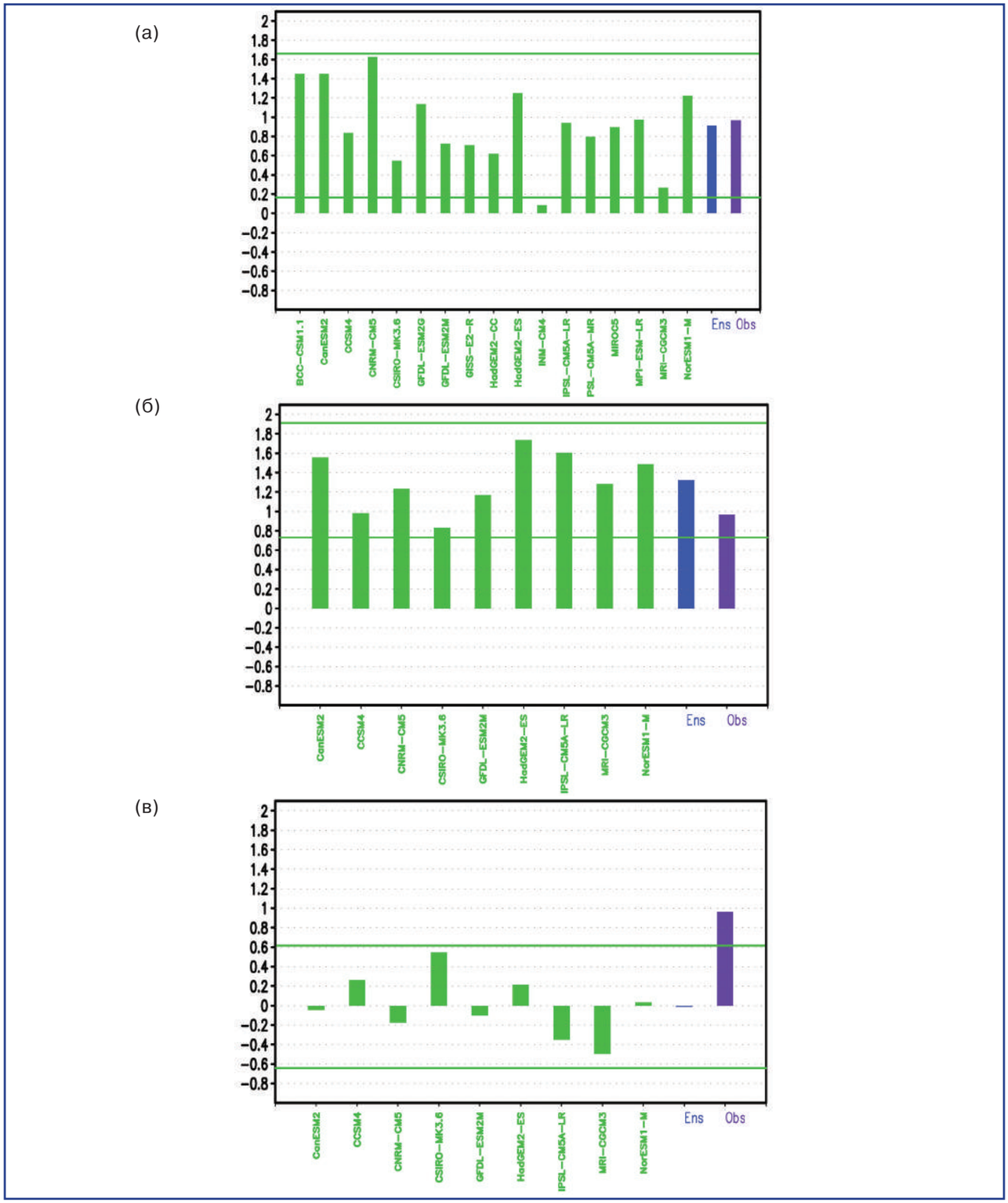


Рис. 2.3.6. Изменения среднегодовой температуры приземного воздуха (°С) в среднем по территории России для периода 1991–2005 гг. по отношению к 1951–1980 гг. для ансамблей Hist (а), Hist-GHG (б) и Hist-Nat (в). Под каждым столбиком указана соответствующая МОЦАО. Последние два столбика соответствует среднему по ансамблю и наблюдаемому изменениям соответственно. Горизонтальные прямые показывают границы 90%-х интервалов предсказания.

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 272

существенно больше. Интервалы предсказания по ансамблю Hist-Nat по большей части не содержат наблюдаемых изменений.

2.3.3. Установление причин наблюдаемых изменений в интенсивности и частоте возникновения экстремальных температур на территории России методами оптимального обнаружения климатических сигналов

Данные наблюдений показывают изменения региональных экстремальных температур во многих регионах Земного шара в целом согласующиеся с наблюдаемым потеплением. Так, например, уменьшается число морозных дней в средних широтах Северного полушария, во многих регионах увеличиваются теплые экстремумы, а холодные становятся менее холодными. Практически, по всему Земному шару увеличивается частота возникновения необычно теплых сезонных температур, например, таких, которые случаются раз в 10 лет (Hansen et al., 2012). Для оценки антропогенного вклада в такие изменения используются модельные расчеты с раздельным учетом влияния антропогенных и естественных факторов, которые позволяют получить пространственную структуру сигнала, связанного с антропогенным воздействием, а далее применяются методы оптимального обнаружения сигнала (“optimal fingerprinting” или “optimal detection”), которые позволяют значительно увеличить отношение сигнала к шуму. Обзор современных методов, используемых для установления причин климатических изменений, дан, например, в работе (Hegerl, Zwiers, 2011).

Для территории России подобный анализ затрудняется высокой межгодовой изменчивостью, что значительно усложняет отделение сигнала от шума. Возможно, в связи с этим специально для территории России подобные исследования еще не проводились. В значительном числе работ, анализирующих региональные изменения, используется набор крупных регионов на континентах, предложенный в работе (Giorgi, Francisco, 2000). Один из таких регионов представляет интерес для нашего обзора, поскольку большую его часть составляет территория России. Это регион Северная Азия – NAS (Northern Asia), представляющий собой территорию Азии, попадающую в область (50°–70° с.ш. 40°–180° в.д.). Рассмотрим подробнее, какие результаты получены для этого региона.

В работах (Stott et al., 2011; Christidis et al., 2012) для выделения антропогенного сигнала использовались ансамблевые модельные расчеты с двумя МОЦАО HadGEM1 (Великобритания) и MIROC (Япония). Было выполнено две серии расчетов. В первой серии учитывались антропогенные и естественные внешние воздействия, а во второй – только антропогенные воздействия. Для первой модели каждая серия состояла из 4 расчетов, а для второй – из 10. В работе (Stott et al., 2011) по данным наблюдений за температурой приземного воздуха из архива CRUTEM3v для периода 1909–2008 гг. анализировались изменения в частоте возникновения экстремально теплых сезонов, то есть таких, в которых средняя сезонная температура в регионе превышает 90-ю процентиль для контрольного периода 1961–1990 гг. Такие температуры возникают в контрольный период с частотой раз в десять лет. Для региона Северная Азия на базе расчетов с каждой моделью было установлено, что антропогенные воздействия вносят значимый вклад в увеличение частоты возникновения экстремально теплых сезонов летом, осенью и зимой. Для весны расчеты с моделью MIROC также показали значимый антропогенный вклад, тогда как расчеты с моделью HadGEM1 – нет. В работе (Christidis et al., 2012) оценивалось антропогенное влияние на возникновение экстремально высоких среднегодовых температур. Анализировался сдвиг распределений среднегодовых температур в модельных расчетах для периода 2000–2009 гг. по отношению к контрольному периоду 1961–1990 гг. Для региона Северная Азия было показано, что антропогенное воздействие более чем в четыре раза увеличило вероятность появления в 2000–2009 гг. года с температурой, превосходящей максимальную за все время с 1900 г.

Антропогенное влияние было также выявлено в изменениях суточных температур. Так в работе (Zwiers et al., 2011) для периода 1951–2000 гг. анализировались изменения минимальных за год минимальных и максимальных за сутки температур

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 273

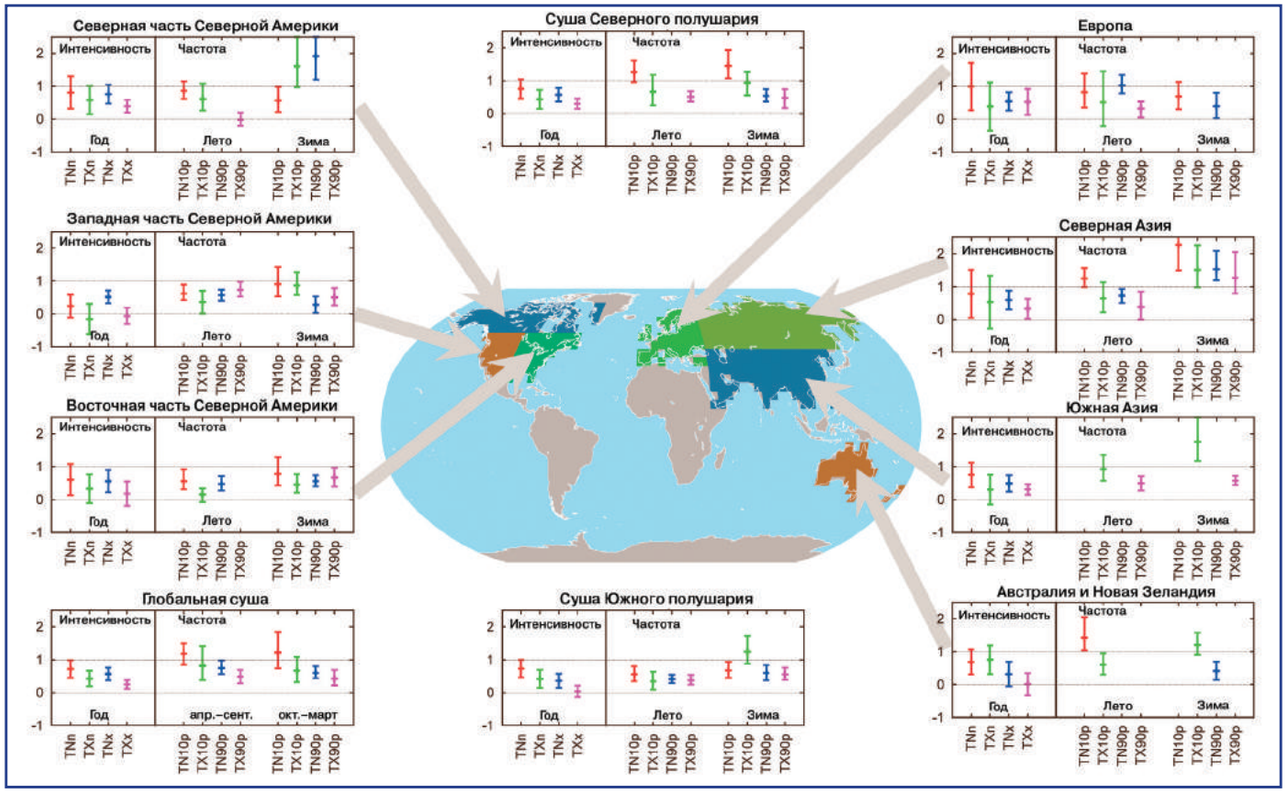


Рис. 2.3.7. Выявление изменений в интенсивности и частоте возникновения экстремальных температур. Левая часть каждого рисунка показывает шкалирующие множители и 90% доверительные интервалы для них для изменений в интенсивности экстремальных явлений в ответ на внешние воздействия в период 1951–2000 гг. Здесь обозначения TNn и TXn соответствуют минимальным за год минимальным и максимальным за сутки температурам, а TNx и TXx – максимальным за год минимальным и максимальным за сутки температурам, оценки основаны на модельных расчетах, учитывающих антропогенные и естественные внешние воздействия (Zwiers et al., 2011). Правая часть каждого рисунка показывает шкалирующие множители и 90% доверительные интервалы для них для изменений в частоте возникновения экстремальных температур в зимнее (с октября по март для Северного полушария и с апреля по сентябрь для Южного полушария) и летнее полугодия. Здесь TN10p и TX10p соответствуют частоте, с которой минимальные и максимальные за сутки температуры оказываются ниже их 10-й процентили, вычисленной для базового периода 1961–1990, TN90p и TX90p – частоте, с которой минимальные и максимальные за сутки температуры оказываются выше их 90-й процентили, вычисленной для базового периода 1961–1990 (Morak et al., 2013). Оценки основаны на расчетах с МОЦАО HadGEM1 при учете антропогенных и естественных внешних воздействий. Наличие сигнала установлено на уровне значимости 0.05, если 90% доверительный интервал для шкалирующего множителя находится целиком выше нулевой линии. Серым цветом отмечены области, где данных наблюдений недостаточно для выполнения оценок. Рисунок из работы (Bindoff et al., 2013).

(TNn и TXn, соответственно), а также изменения максимальных за год минимальных и максимальных за сутки температур (TNx и TXx, соответственно). Оценка антропогенного влияния выполнялась на основе расчетов с семью МОЦАО, участвовавшими в проекте CMIP3. Для большинства регионов и, в частности, для региона Северная Азия было выявлено значимое антропогенное влияние в увеличении максимальной за год минимальной за сутки температуры (TNx, рис. 2.3.7).

В работах (Morak et al., 2011; Morak et al., 2013) также рассматривались суточные температуры, анализировались изменения в частоте возникновения экстремальных температур в зимнее (с октября по март для Северного полушария и с апреля по сентябрь для Южного полушария) и летнее полугодия. Точнее для периода 1951–2003 гг. анализировались изменения TN10p и TX10p – частот, с которой, соответственно, минимальные и максимальные за сутки температуры оказывают-

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 274

ся ниже их 10-й процентили, вычисленной для базового периода 1961–1990 гг., а также TN90p и TX90p – частот, с которыми, соответственно, минимальные и максимальные за сутки температуры оказываются выше их 90-й процентили, вычисленной для базового периода. Оценка вклада внешних воздействий выполнялась на основе четырех расчетов с МОЦАО HadGEM1 с учетом антропогенных и естественных внешних воздействий. Для региона Северная Азия было выявлено значимое влияние внешних воздействий в изменения всех индексов в зимнее и летнее полугодия за исключением индекса TX90p летом (рис. 2.3.7).

2.3.4. Выявление антропогенного вклада в возникновение аномальных климатических явлений на территории России на примере лета 2010 г.

Поскольку многие из последствий изменения климата, проявляются через экстремальные погодные условия, растет интерес к количественной оценке роли человека и других внешних воздействий на конкретно наблюдавшиеся экстремальные климатические явления. Особый интерес представляет рекордная погодная аномалия на Европейской территории России летом 2010 г. Следст-

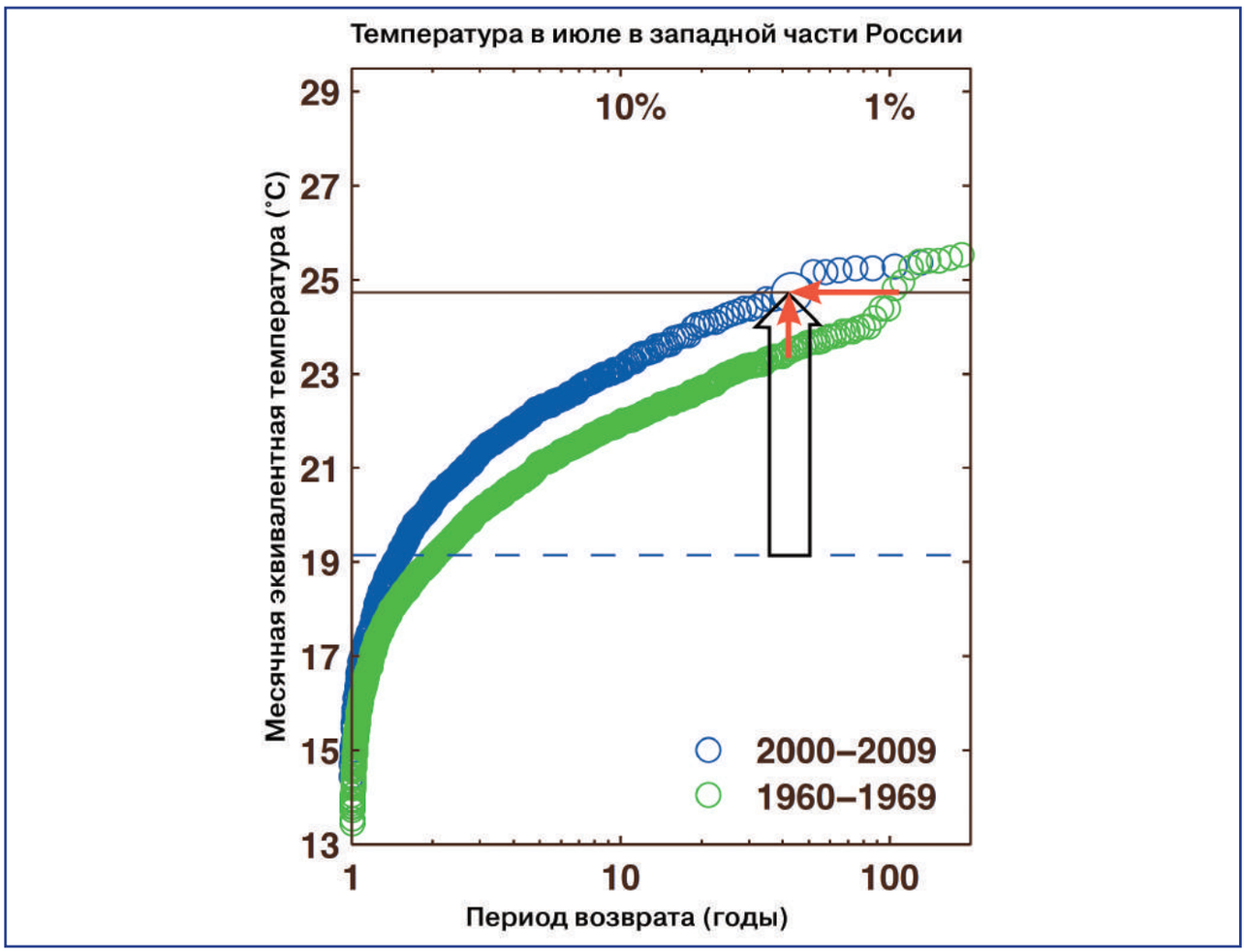


Рис. 2.3.8. Температура в июле в западной части территории России. Результаты оценки периодов возврата аналогов аномалии температура-геопотенциал в июле 2010 г. по данным ансамблевых моделирований за два десятилетия 1960–1969 гг. (зеленый цвет) и 2000–2009 гг. (синий цвет). Вертикальная черная стрелка показывает разность между средним уровнем температуры 1960–1969 гг. (синий пунктир) и уровнем температуры 2010 г. (черная линия). Вертикальная красная стрелка показывает изменение температуры за счет сдвига распределения, а горизонтальная красная стрелка – изменение в частоте аномалий, аналогичных 2010 году (Otto et al., 2012; Bindoff et al., 2013).

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 275

виями этой аномалии были: экстремальная жара, жесточайшая за последние 120 лет засуха и лесные пожары, приведшие к огромным человеческим и экономическим потерям (Фролов, Страшная, 2011: Мещерская и др., 2011).

Исследованиями, выполненными в России и за рубежом, установлено, что непосредственной причиной аномалии явилось необыкновенно длительное блокирование западного переноса в атмосфере вследствие естественной изменчивости атмосферы и, в частности, нелинейной неустойчивости волн Россби (Шакина, 2011; Шакина и др., 2011; Dole et al., 2011; Barriopedro et al., 2011). Отмечается также вероятная возможность повышения риска подобных аномалий под влиянием климатических изменений, связанных с антропогенным воздействием (Мохов, 2011; Груза, Ранькова, 2011; Rahmstorf, Connou, 2011). По мнению Володина (2011) весомый вклад в формирование экстремальной аномалии температуры воздуха 2010 г. внесла почвенная засуха, образовавшаяся месяцем раньше на пути переноса воздушных масс (Володин, 2011).

Следует признать, что по вопросу о том, в какой степени это событие связано с антропогенным изменением климата, высказывались различные позиции. Авторы эмпирического исследования (Rahmstorf, Connou, 2011) пришли к выводу, что с вероятностью 80% рекорд июля 2010г. не был бы достигнут без наблюдавшегося тренда крупномасштабного потепления климата. Авторы другой работы (Dole et al., 2011) на основе численного моделирования заключили, что блокирующий антициклон, ставший главным виновником аномалии, возник вследствие внутренней изменчивости атмосферы, а такие факторы как увеличение концентрации парниковых газов, изменение ледового покрова в Арктике и аномалии температуры поверхности океана не оказали решающего влияния на его формирование. Однако было отмечено также, что изменение климата в ближайшие десятилетия может привести к увеличению вероятности возникновения подобных аномально жарких погодных условий на территории Европейской части России.

Более глубокий анализ, выполнен в работе (Otto et al., 2012). По результатам большой серии ансамблевых модельных экспериментов с использованием глобальной модели циркуляции атмосферы HadAM3P авторы оценили вероятностные распределения июльской температуры воздуха на западе России, соответствующие десятилетиям 1960–1969 и 2000–2009 гг. При этом было показано, что изменения величины аномалии, подобной наблюдавшейся в 2010 г., по сравнению с самой аномалией (примерно 6°) при фиксированной повторяемости относительно невелики (примерно 1.5°). На рис. 2.3.8 они показаны красной вертикальной стрелкой. Поэтому, с позиции оценки величины наблюдавшаяся аномалия может быть объяснена изменчивостью климатической системы. Более очевидным является изменение в частоте (или времени возврата) условий, подобных аномалии 2010 г. По оценкам авторов эта частота увеличилась за 40 лет приблизительно в 3 раза (см. горизонтальную красную стрелку на рис. 3.2.8).

Таким образом, общий вывод выполненных исследований состоит в том, что возникновение экстремальных условий генерируется внутренней изменчивостью, однако внешние воздействия на климатическую систему и общее потепление увеличивают вероятность их возникновения в будущем.

2.3.5. Литература

Володин Е. М., 2011. О природе некоторых сверхэкстремальных аномалий летней температуры. В сб.: Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года, Шакина Н. П. (ред.), М., Триада лтд., с. 48–57.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2011. Оценка возможного вклада глобального потепления в генезис экстремально жарких летних сезонов на Европейской территории РФ, Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 717–721.

Катцов В. М., Мелешко В. П., Говоркова В. А., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2008. Модели, предназначенные для оценки будущих изменений климата. В кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, с. 112–151.

Мещерская А. В., Мирвис В. М., Голод М. П., 2011. Засуха 2010 г. на фоне многолетнего из-

OD-2-1-3n 12/10/14 1:14 PM Page 276

менения засушливости в основных зерносеющих районах европейской части России, Труды ГГО, Вып. 563. с. 94–121.

Мохов И. И., 2011. Особенности формирования летней жары 2010 г. на Европейской территории России в контексте общих изменений климата и его аномалий, Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 709–716.

Спорышев П. В., Катцов В. М., Матюгин В. А., 2012. Согласованность температурных изменений на территории России в ансамблевых модельных расчетах и данных наблюдений, Метеорология и гидрология, № 1, с. 5–19.

Спорышев П. В., Говоркова В. А., 2013. Температурные изменения на территории России по данным наблюдений и результатам модельных расчетов с раздельным учетом антропогенных и естественных внешних воздействий, Труды ГГО, Вып. 568, с. 51–79.

Фролов А. В., Страшная А. И., 2011. О засухе 2010 года и ее влиянии на урожайность зерновых культур. В сб.: Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года, Шакина Н. П. (ред.), М., Триада, лтд., с. 22–31.

Шакина Н. П. (ред.), 2011. Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года, М., Триада, лтд., 72 с.

Шакина Н. П., Иванова А. Р., Бирман Б. А., Скриптунова Е. Н., 2011. Блокирование: условия лета 2010 года в контексте современных знаний. В сб.: Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 года, Шакина Н. П. (ред.), М., Триада, лтд., с. 6–21.

Barriopedro D., Fischer E. M., Luterbacher J., Trigo R. M., Garcia-Herrera R., 2011. The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe, Science. vol. 332 (6026). pp. 220–224. doi: 10.1126/science.1201224.

Bindoff N. L., Stott P. A., AchutaRao K. M., Allen M. R., Gillett N., Gutzler D., Hansingo K., Hegerl G., Hu Y., Jain S., Mokhov I. I., Overland J., Perlwitz J., Sebbari R., Zhang X., 2013. Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 867–952.

Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., Jones P. D., 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850, J. Geophys. Res., vol. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.

Christidis N., Stott P. A., Zwiers F. W., Shiogama H., Nozawa T., 2012. The contribution of anthropogenic forcings to regional changes in temperature during the last decade, Climate Dynamics, vol. 39, pp. 1259–1274.

Dole R., Hoerling M., Perlwitz J., Eischeid J., Pegion P., Zhang T., Quan X.-W., Xu T., Murray D., 2011. Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave?, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L06702, doi:10.1029/2010GL046582.

Giorgi F., Francisco R., 2000. Uncertainties in regional climate change prediction: a regional analysis of ensemble simulations with the HADCM2 coupled AOGCM, Climate Dynamics, vol. 16, pp. 169–182.

Hansen J., Sato M., Ruedy R., 2012. Perception of climate change. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol. 109, pp. 14726–14727.

Hegerl G., Zwiers F., 2011. Use of models in detection and attribution of climate change. WIREs Climate Change, vol. 2, pp. 570–591.

Min S., Zhang X., Zwiers F., Shiogama H., Tung Y.-S., Wehner M., 2013. Multimodel detection and attribution of extreme temperature changes, Journal of Climate, vol. 26, pp. 7430–7451.

Morak S., Hegerl G. C., Kenyon J., 2011. Detectable regional changes in the number of warm nights, Geophysical Research Letters, vol. 38, L17703. doi:10.1029/2011GL048531

Morak S., Hegerl G. C., Christidis N., 2013. Detectable changes in the frequency of temperature extremes. Journal of Climate, vol. 26, pp. 1561–1574.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 277

Otto F. E. L., Massey N., van Oldenborgh G. J., Jones R. G., Allen M. R., 2012. Reconciling two approaches to attribution of the 2010 Russian heat wave, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L04702, doi:10.1029/2011GL050422.

Rahmstorf S., Coumou D., 2011. Increase of extreme events in a warming world, Proc. Natl. Acad. Sci. USA. vol. 108. no. 44, pp. 17905–17909. doi:10.1073/pnas.1101766108.

Stott P. A., Jones G. S., Christidis N., W. Zwiers F., Hegerl G., Shiogama H., 2011. Single-step attribution of increasing frequencies of very warm regional temperatures to human influence, Atmospheric Science Letters, vol. 12. pp. 12220– 12227.

Willmott C. J., Robeson S. M., 1995. Climatolgycally aided interpolation (CAI) of terrestrial air temperature, International Journal of Climatology, vol. 15, no. 2, pp. 221–229.

Zwiers F. W., Zhang, X., Feng Y., 2011. Anthropogenic influence on long return period daily temperature extremes at regional scales, Journal of Climate, vol. 24, pp. 881–892.

Глава 2.4. ВЛИЯНИЕ НЕАНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ НА СОВРЕМЕННЫЙ КЛИМАТ

В. П. Мелешко

Г. В. Алексеев

2.4.1. Введение

Изменения климата происходят в результате собственных колебаний климатической системы и внешних воздействий естественного и антропогенного происхождения. В числе внешних естественных воздействий (на временных масштабах до столетий) в первую очередь обычно рассматриваются изменения потока солнечной радиации и вулканическая активность.

Изменения потока солнечной радиации в результате изменения положения Солнца и Земли вызывает периодические изменения в радиационном воздействии, однако этот фактор играет роль только на временных масштабах в десятки и сотни тысячи лет и более. Кроме того, определенное влияния оказывают колебания солнечной активности (СА) в так называемых циклах, из которых наиболее известен 11-летний цикл. Эти колебания сопровождаются относительно небольшими изменениями общего потока солнечной радиации на временных масштабах от десятилетий до столетий и более.

Вулканическая активность носит эпизодический характер, но может иметь драматические последствия и достаточно быстро влиять на климат. Воздействие астероидов случается крайне редко, однако считается, что они играли важную роль в истории Земли.

Согласно заключению МГЭИК (Stocker et al., 2013) антропогенное воздействие является основной причиной современного потепления климата. На долю неантропогенных факторов приходится не более 10% наблюдаемого потепления. Вместе с тем принято считать, что потепления климата в 1910–1940-х гг. было вызвано естественными причинами.

2.4.2. Солнечная радиация

Новые измерения солнечной постоянной* (СП) дают величину потока, равную 1360.8 ± 0.5 Вт/м^2 в течение 2008 года (Kopp, Lean, 2011), что на 4.46 Вт/м^2 меньше по сравнению с величиной, полученной ранее в обсерватории Давос. Меньшая величина потока рассматривается как наиболее достоверная в настоящее время. Расчеты показывают, что изменения потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы на десятые доли процента в моделях общей циркуляции атмосферы дает незначительный эффект при моделировании климата, поскольку существуют большие неопределенности в описании оптических свойств облаков, которые могут оказывать большее влияние на радиационный баланс атмосферы.

* 1 Солнечная постоянная – суммарный поток солнечного излучения, проходящий через единичную площадку, перпендикулярную направлению лучей и находящуюся вне земной атмосферы на среднем расстоянии от Солнца.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 278

По данным наблюдений годовые вариации полного потока солнечной радиации между максимум и минимум в 11-ти летнем солнечном цикле составляют примерно 1.0 Вт/м^2. В работе (Scafetta, Willson, 2009) утверждается, что тренд СП по данным последовательных измерений на разных спутниках между минимумами 1986 и 1996 гг. составлял 0.033–0.037%, что, по их мнению, может давать заметный вклад в потепление.

Недавно на основе данных измерений на спутнике появилось предположение о возможном влиянии нестабильности спектрального состава солнечного излучения (Harder et al., 2009). Оказалось, что уменьшение излучения в коротковолновой части спектра в 2004–2007 гг. компенсировалось его ростом в длинноволновой части. Однако, Lean and DeLand (2012) считают, что этот эффект может быть вызван дрейфом чувствительности прибора, а не изменениями в спектре излучения.

Приведенные примеры показывают, что существуют расхождения в оценках современных изменений СП и ее изменений, основанных на инструментальных наблюдениях на спутниках. Очевидно, что точность восстановления прошлых значений СП на основе косвенных показателей СА, не может быть выше. Еще большая неопределенность существует относительно будущих изменений потока солнечной радиации на границе атмосферы. Если ожидаемое уменьшение солнечной активности будет происходить, то существует вероятность, что уменьшение потока на границе атмосферы отчасти компенсирует прогнозируемый рост радиационного воздействия, вызванный ростом парниковых газов в глобальной атмосфере (Jones et al., 2012).

Согласно новым оценкам, приведенным в (Stocker et al., 2013) за период с 1750 года по настоящее время радиационное воздействие на верхней границе атмосферы изменилось на 0.05 Вт/м^2 в диапазоне разброса 0.00–0.10 Вт/м^2. По сравнению с антропогенным воздействием, равным 2.29 Вт/м^2, солнечное воздействие составило лишь 2%.

Как известно, самое большое уменьшение потока солнечной радиации наблюдалось в период Минимума Маундера во второй половине XVII столетия и продолжалось примерно 50 лет. Число пятен на Солнце тогда сократилось с десятков тысяч до нескольких десятков. Предполагается, что уменьшение потока приходящей на верхнюю границу солнечной радиации способствовало похолоданию климата во время так называемого Малого ледникового периода. Поскольку можно лишь косвенным путем установить примерное число солнечных пятен в тот период, представляется сложным определить, насколько количественно изменился поток приходящей солнечной радиации на границу атмосферы. В ряде исследований, основанных на использовании моделей климата разной степени сложности, принималось, что это уменьшение потока могло быть в диапазоне 0.01–0.25%. Расчеты показали, что уменьшение глобальной температуры воздуха у поверхности Земли составило при этом несколько десятых градуса (Meehl et al., 2013).

Поскольку причины уменьшения активности Солнца в прошлом неизвестны, можно предположить, что в любое время в будущем может снова возникнуть аналогичное уменьшение активности Солнца и тем самым изменится поток приходящей солнечной радиации. Если это случится, то интересно оценить насколько возможное неожиданное глобальное похолодание может компенсировать антропогенное потепление, вызванное ростом парниковых газов в атмосфере. Чтобы ответить на этот вопрос, использовалась совместная модель океан–атмосфера, имеющая высокое разрешение в стратосфере, в которой учитывались фотохимические процессы образования/разрушения озона в стратосфере и спектральная зависимость поглощения солнечной радиации (Meehl et al., 2013). В этом исследовании задавалось значение потока солнечной радиации на 0.25% меньшим по сравнению с современным измеряемым минимумом, полагая при этом, что такое значение было наиболее вероятным в период Минимума Маундера. В расчетах так же включался 11-летний солнечный цикл, повторяющий последние наблюденные 4 цикла (для периодов 2009–2052 гг. и 2053–2096 гг.). Большой солнечный минимум получен как среднее из минимальных значений потоков в 1975, 1986 и 1996 гг., уменьшенное на 0.25%. В результате ультрафиолетовый диапазон уменьшился на 8%. Интенсивность солнечного излучения понижалась в течение 5 лет (2020–2024 гг.) до мини-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 279

мального значения и затем быстро возрастала через 40 лет (2065–2070 гг.) до первоначальной величины перед окончанием эксперимента в 2080 г. Период такой длительности существовал в течение Минимума Маундера, когда наблюдалось лишь несколько солнечных пятен. Выполнено три эксперимента, которые затем сравнивались с расчетами, проведенными по сценарию RCP4.5.

Результаты анализа показали, что солнечный минимум аналогичный минимуму Маундера в середине XXI века может замедлить глобальное антропогенное потепление и уменьшит рост приземной температуры на несколько десятых градуса (0.24–0.26 °C). Этот вывод подтверждается в ранее полученных работах с более простыми моделями климата.

Однако с ростом потока солнечной радиации до первоначальной величины, глобальная температура воздуха восстанавливается до значения, полученного в эксперименте по сценарию RCP4.5. Другими словами, понижение потока солнечной радиации до величины, наблюдавшейся в период Минимума Маундера, лишь замедлит, но не остановит глобальное антропогенное потепление климата.

В работе (Anet et al., 2013) исследовалось влияние уменьшения солнечной активности по типу минимума Дальтона на эволюцию климата и озоновый слой в XXI веке. Это второй по интенсивности минимум (после Минимума Маундера) за последние 400 лет наблюдался в 1790–1820 гг. Проведены три серии ансамблевых экспериментов с помощью модели атмосфера–океан–фотохимия AOCCM SOCOL3-MPIOM с учетом сценария RCP4.5. В одной серии солнечная активность отсутствовала, в двух других она была пониженной при разной интенсивности радиационного воздействия. Показано, что уменьшение потока солнечной радиации не предотвратит продолжающееся антропогенное потепление. Рассчитанная температура за 20 лет в конце XXI века может понизиться, в зависимости от принятых гипотез в сценариях, до 0.3 °C по сравнению со сценарием неизменности солнечной постоянной. Поскольку продолжительность минимума, принятая в данной работе большая, чем в работе (Meehl et al., 2013), расчетное ослабление глобального потепления получилось также несколько большим. Вместе с тем это не умаляет того факта, что основное потепление связано с антропогенной эмиссий и минимум Дальтона может в лучшем случае вызвать временное уменьшению потепления.

В большинстве исследований влияния СА на климат оценивалось на временных масштабах 11 лет и более. В частности, обнаружено влияние на изменения температуры верхнего слоя океана с масштабом 11 и 70–80 лет при запаздывании в 1–2 года (Gray et al., 2010). Оценки временных масштабов изменений СА, в наибольшей степени влияющих на климат, различаются у разных авторов. Cubbish et al., (2006) считают, что отклик климатической системы на относительно короткие вариации солнечного воздействия больше, чем на длительные. Lovejoy and Schertzer (2012) подтверждают уменьшение этого влияния с увеличением временного масштаба, отмечая при этом, что большинство палеореконструкций указывают на усиление с ростом масштаба колебаний СА. Love et al. (2011) рассматривают как одно из возможных предположение, что влияние солнечно-земного взаимодействия на современные изменения климата проявляется в долговременных трендах.

Помимо статистического анализа связи между изменениями СА и колебаниями характеристик климата, главным образом, температуры, выполнились эксперименты с глобальными моделями климата с дополнительным форсингом от вариаций СА. Ammann et al. (2007) использовали глобальную модель климата NCAR в серии экспериментов с изменением солнечной активности за последнее тысячелетие, полученным на основе анализа ледяных кернов в Антарктиде. В результате расчетов показано, что при максимальном изменении солнечной постоянной < 2 Вт/м^2 изменения температуры могут составить 0.1–0.15°C, максимум на 0.2 °C при высокой чувствительности модели. Расчеты также показывает максимум потепления на 0.2°C в 1950-е годы, которое затем уменьшается под влиянием усиления вулканической активности. Без учета антропогенного воздействия модель не воспроизводит потепления в конце XX столетия.

В работе Seidenglanz et al. (2012) оценивалась реакция климата на два цикла СА – 90-летнего цикла Глейссберга и 200-летнего цикла де Ври с

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 280

заданными амплитудами СП в 1 Вт/м^2 с помощью глобальной модели климата. Изучалась реакция глубинных слоев океана на изменения СП. Были найдены когерентности между изменениями СП в каждом из циклов и потенциальной температуры на разных глубинах с запаздываниями до 50 лет для 90-летнего цикла и до 180 лет для 200-летнего цикла в зависимости от региона земного шара.

Jones et al. (2012) исследовали возможное влияния СА на ПТВ в XXI столетии. Для этой цели использовалась энергобалансовая модель, реконструированные данные по СА и проводились сравнения с результатами, полученными по глобальной модели HadCM3. Найдено, что похолодание в результате снижения СА может быть около 0.06–0.1°С, что составляет малую долю ожидаемого потепления к 2100 году.

Swingedouw et al. (2011) оценивали реакцию модельного климата на изменения СА в последнее тысячелетие, полученные по данным реконструкций. Установлено, что колебания средней ПТВ Северного полушария коррелируют (0.74) с колебаниями СА за 1001–1860 гг. Более того, обнаружено влияние СА на Северо-Атлантическое колебание с запаздыванием в 40 лет, в результате смещения зоны тропической конвекции в Тихом океане. Атлантическая меридиональная циркуляция океана в Сев. Атлантике ослабевает при усилении влияния СА.

Из приведенного выше краткого обзора следует, что в последние годы получены интересные результаты по изучению влияния солнечной активности на глобальный климат с помощью физически содержательных моделей атмосфера–океан–криосфера. Вместе с тем необходимо отметить, что интерпретация модельной реакции климата на изменения потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы затрудняется рядом причин. Во-первых, реакция модельного климата зависит от учитываемых обратных связей в конкретной модели и может существенно отличаться в разных моделях. Во-вторых, обнаружение возможной реакции климата на сравнительно слабый сигнал, хотя и действующий в течение продолжительного времени, затрудняется естественной изменчивостью в системе атмосфера–океан–криосфера, имеющей большие временные масштабы релаксации. Чтобы получить достоверную реакцию климатической системы на внешнее воздействие, необходимо проводить мультимодельные расчеты. Другими словами, большинство указанных выше модельных результатов требует подтверждения выводов с помощью расчетов с другими независимыми моделями.

2.4.3. Вулканическое радиационное воздействие

Извержение вулканов, в результате которых в атмосферу выбрасывается значительное количество SO_2, является основной естественной причиной изменения климата на временных масштабах от года до нескольких десятилетий. Хотя вулканические извержения выбрасывают в атмосферу минеральные частицы (пепел) и сульфатный аэрозоль, именно последний, вследствие длительного существования в атмосфере и эффективного рассеяния солнечного света, может оказывать сильное влияние на радиационное перенос и соответственно климат.

При извержении вулканов выбросы CO_2 в атмосферу оказываются, по крайней мере, в 100 раз меньшими, чем антропогенные. Чтобы оказать значительное влияние на климат, сульфатный аэрозоль должен попасть в стратосферу, где время его жизни намного больше, чем в тропосфере. Так, в тропиках время жизни стратосферного аэрозоля может быть около года.

Исследованиям влияния вулканических извержений на климат уделяется большое внимание. Исследования проводятся как по эмпирическим данным, так и с помощью глобальных моделей климата.

Во второй половине XX века основными извержениями вулканов, повлиявшими на межгодовые колебания глобальной приземной температуры, были извержения вулканов Агунг, Эль-Чичон и Пинатубо. В начале XXI века наблюдалось несколько небольших извержений вулканов, которые оказывали влияние на концентрацию стратосферного аэрозоля, но радиационное воздействие этого аэрозоля на климат было очень малым. Так, в результате двух недавних извержений в высоких широтах (вулкан Казаточи в августе 2008 г. и Саричев в июне 2009 г.), каждый из которых выбросил примерно 1.5 млн т SO_2 в стратосферу, замет-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 281

ной реакции климатической системы на эти извержения не было установлено. Вместе с тем такие извержения позволили лучше изучить зависимость климатической реакции от количества выброшенного аэрозоля и времени года, когда он выброшен. (Haywood et al., 2010; Kravitz et al., 2011). Радиационное воздействие при извержениях в высоких широтах зависит от потока солнечной радиации и времени жизни вулканического аэрозоля. В работе Kravitz and Robock (2011) показано, что при извержениях в высоких широтах должно быть выброшено не меньше 5 млн т SO_2 в нижнюю стратосферу весной, или летом и намного больше зимой, чтобы обнаружить реакцию климата.

Stenchikov et al. (2006) исследовали с помощью 7 глобальных моделей климата реакцию атмосферы на вулканические извержения в 1980–1999 гг. Было установлено понижение температуры воздуха непосредственно после извержения и усиление в последующую зиму Арктической осцилляции (АО) в средних широтах, которое приводило к повышению температуры. Модели согласованно воспроизводили потепление, но расходились в расчетах усиления АО, которое получалось слабее по сравнению с данными наблюдений.

Из недавних публикаций заслуживает внимание работа Miller et al. (2012), в которой рассматривался 8000-летний ряд следов извержений, реконструированный по данным ледяных кернов из ледников канадской Арктики. Установлено, что внезапное ускорение роста ледников в 1430–1455 гг. произошло после крупных извержений вулканов, которое сопровождалось похолоданиями летом и сокращением таяния льда, что действовало, как обратная связь, сохраняющая тенденцию к понижению температуры воздуха.

Извержение вулканов представляет собой естественный эксперимент по оценке влияния стратосферного аэрозоля на климат. Так, Trenberth and Dai (2007) показали, что азиатский и африканский летние муссоны и глобальный гидрологический цикл был более слабым в следующем году после извержения Пинатубо в 1991 году. Эти наблюдения согласуются с данными климатического моделирования. Поскольку реакция гидрологического цикла в климатической системе оказывается очень быстрой, последствия, связанные с извержением вулканов, могут продолжаться около года.

Можно ли предсказать будущие значимые для климата извержения вулканов? Согласно некоторым историческим данным существует примерно 80-ти летняя периодичность извержения вулканов, однако период наблюдений является коротким и недостаточно надежным. Имеющиеся данные показывают, что 1912–1963 гг. были необычно спокойными за последние 500 лет, а период 1250–1300 гг. отмечен как климатически значимый за предшествующие 1500 лет. Современный уровень знаний позволяет делать прогнозы периодов вулканической активности на основании статистического анализа, полагая, что распределения в недавнем прошлом являлись стационарными.

2.4.4. Влияние собственной изменчивости в океане

Океаническое влияние на изменения климата наиболее заметно в высоких и умеренных широтах Северного полушария, особенно в Арктике, на масштабах от сезона до десятилетий. В то же время основной инструмент прогноза будущего климата – глобальные модели циркуляции атмосферы и океана, неудовлетворительно воспроизводят естественные колебания океанической циркуляции. Следствием такого положения остается нерешенная проблема прогноза естественных изменений климата на период нескольких десятилетий, несмотря на имеющиеся расчеты эволюции климата на более длительные сроки по глобальным моделям при заданном сценарии радиационного воздействия. Основная причина состоит в сложности прогноза естественных колебаний климата, значительная часть которых связана с океаном, и отсутствия необходимых глобальных данных наблюдений о состоянии океана и климатической системы, в целом.

Далека от решения проблема учета влияния экваториальных и тропических областей океана, куда поступает большая часть солнечного тепла и формируются эпизоды Эль-Ниньо, аномально теплые режимы, 60–70-ти летние колебания в Северной Атлантике (Атлантическая междесяти-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 282

летняя осцилляция (AMO)) и Тихоокеанская десятилетняя осцилляция (ТДО).

Теплосодержание океана возрастало в последние десятилетия наиболее устойчиво в низких широтах. По оценке Rhein et al. (2013) на долю океана приходится 93% энергии, накопленной климатической системой за период 1971–2010 гг. При этом основная часть потепления приходится на низкие широты Северного полушария (Palmer et al., 2007). В работе Wang et al. (2008) показано, что аномальный прогрев океана в тропической Атлантике может вызвать изменения в переносе тепла и неустойчивость в атмосфере.

Неравномерное глобальное потепление, проявляющиеся на междесятилетних масштабах, связаны с внутренней изменчивостью в океане, на что указывают расчеты с моделью атмосферы, в которых задавались многолетние наблюдаемые колебания в Атлантическом океана. Модель атмосферы воспроизвела междесятилетние колебания температуры воздуха Северного полушария подобные по фазе и амплитуде наблюденным с исключенным трендом (Zhang et al., 2007).

В работе (Kravtsov, Spannagle, 2008) междесятилетние колебания глобальной ПТВ определены как разность наблюденных изменений и средней по ансамблю моделей CMIP3 температурой, которая не содержит междесятилетних колебаний. Выделенный сигнал напоминает Атлантическую междесятилетнюю осцилляцию (AMO), повидимому связанную с внутренней динамикой океанической терморхалинной циркуляции. Имеются основания предполагать, что AMO влияет на полувековой тренд в глобальной ПТВ через прямой региональный вклад в ее изменения.

В отношении изменений океанической и атмосферной составляющих в меридиональном переносе тепла Held (2001) на основе моделирования показал, что обе составляющие изменяются когерентно и с одинаковым знаком. С другой стороны, Bjerknes (1964) полагал, что поток на верхней границе атмосферы меняется мало и поэтому изменения переноса в атмосфере и океане должны компенсировать друг друга, т. е. имеют противоположные знаки.

Проверка этого положения на модельных расчетах (Van Der Swaluw et al., 2007) показала его справедливость на междесятилетних масштабах, в то время как на межгодовых масштабах изменений компенсации не происходит: изменчивость потока на верхней границе атмосферы велика. Компенсация хорошо выражена в высоких широтах в районе Гренландского, Исландского и Норвежского морей (Северо-Европейский бассейн), где усиление океанического притока ведет к повышению ТПО, уменьшению температурного градиента и, как следствие, к ослаблению вихревого переноса атмосферой. В области 40–60° с.ш. атмосфера опережает (воздействует на) океан, в высоких широтах 60–80° с.ш. океан воздействует на атмосферу. Максимум этого воздействия приходится на 70° с.ш., при этом океан опережает атмосферу на 1 год.

Исследования возможной быстрой перестройки в атлантической термохалинной циркуляции, выполненные на глобальной модели климата HadCM3, показали, что этому предшествует быстрые изменения температуры и солености поверхностного слоя в Северных морях и поступления плотных вод через Датский пролив с опережением примерно на 10 лет (Hawkins, Sutton, 2008).

Наряду с признанием важной роли океана в формировании изменений климата, отмечается, что неопределенность, вносимая накоплением тепла в океане, меньше чем вносимая неадекватным описанием обратных связей в атмосфере (Knutti, Tomassini, 2008). Оценивая роль внутренней изменчивости и внешнего воздействия в изменениях климата по результатам расчетов на глобальных моделях, авторы работы (Sedlacek, Knutti, 2012) пришли к выводу, что потепление в XX столетии вызвано, главным образом внешними причинами.

В настоящее время в научной литературе активно обсуждается наблюдаемая в последние полтора десятилетия “приостановка” глобального потепления: наблюдаемый тренд средней глобальной температуры оказался меньшим, чем средний тренд, полученный в моделях CMIP3, использованных в Четвертом оценочном докладе МГЭИК. Как показано в (Hawkins, Sutton, 2009), тренды в наблюдениях за короткие периоды (десятилетия) могут быть в большей степени обусловлены собственной изменчивостью климатической системы, в значительной мере определяемой естественными колебаниями океана, чем внешним воз-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 283

действием. Это же свойственно и модельным расчетам (Easterling, Wehner, 2009).

Согласно Пятому оценочному докладу МГЭИК (Stocker et al., 2013), наблюдаемое в 1998–2012 гг. ослабление тренда повышения приземной температуры по сравнению с периодом 1951–2012 гг. приблизительно в равной мере обусловлено ослаблением тренда радиационного воздействия и охлаждением в силу естественной внутренней изменчивости, включая возможное перераспределение тепла в океане.

2.4.5. Литература

Anet J. G., Rozanov E. V., Muthers S., Peter T., Bronnimann S., Arfeuille F., Beer J., Shapiro A. I., Raible C. C., Steinhilber F., Schmutz W. K., 2013. Impact of a potential 21st century "grand solar minimum" on surface temperatures and stratospheric ozone, Geophys. Res. Lett., 40, 4420–4425, doi:10.1002/grl.508

Ammann C. M., Joos F., Schimel D., Otto-Bliesner B. L., Tomas R., 2007. Solar influence on climate during the past millennium: Results from transient simulations with the NCAR Climate System Model. PNAS, March 6, 2007, vol. 104, no. 10, pp. 3713–3718.

Bjerknes J., 1964. Atlantic air–sea interaction, Advances in Geophysics, vol. 10, Academic Press, pp. 1–82.

Cubbish U., Zorita E., Kaspar F., Gonzalez-Rouco J. F., von Storch H., Proommel K., 2006. Simulation of the role of solar and orbital forcing on climate, Advances in Space Research 37, pp. 1629–1634.

Easterling D. R., Wehner M. F., 2009. Is the climate warming or cooling?, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L08706, doi:10.1029/2009GL037810.

Gray L. J., Beer J., Geller M., Haigh J. D., Lockwood M., Matthes K., Cubasch U., Fleitmann D., Harrison G., Hood L., Luterbacher J., Meehl G. A., Shindell D., van Geel B., White W., 2010. Solar influences on climate, Rev. Geophys., vol. 48, RG4001, doi:10.1029/2009RG000282.

Harder J. W., Fontenla J. M., Pilewskie P., Richard E. C., Woods T. N., 2009. Trends in solar spectral irradiance variability in the visible and infrared, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L07801, doi:10.1029/2008GL036797.

Hawkins E., Sutton R., 2008. Potential predictability of rapid changes in the Atlantic meridional overturning circulation, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L11603, doi:10.1029/2008GL034059.

Hawkins E., Sutton R., 2009. The Potential to Narrow Uncertainty in Regional Climate Predictions, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 90, pp. 1095–1107.

Haywood, J. M., Jones A., Clarisse L., Bourassa A., Barnes J., Telford P., Bellouin N., Boucher O., Agnew P., Clerbaux C., Coheur, P., Degenstein, D., Braesicke P., 2010. Observations of the eruption of the Sarychev volcano and simulations using the HadGEM2 climate model, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, vol. 115, D21212. doi:10.1029/2010JD014447.

Held I. M., 2001. The partitioning of the poleward energy transport between the tropical ocean and atmosphere, J. Atmos. Sci., vol. 58, pp. 943–948.

Jones G. S., Lockwood M., Stott P. A., 2012. What influence will future solar activity changes over the 21st century have on projected global near-surface temperature changes?, J. Geophys. Res., vol. 117, D05103, doi:10.1029/2011JD017013.

Knutti R., Tomassini L., 2008. Constraints on the transient climate response from observed global temperature and ocean heat uptake, Geophys. Res. Lett., vol. 35, L09701, doi:10.1029/2007GL032904.

Kopp G., Lean J. L., 2011. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L01706, doi:10.1029/2010GL045777.

Kravitz B., Robock A., 2011. Climate effects of high-latitude volcanic eruptions: Role of the time of year, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, vol. 116, D01105.

Kravitz B., Robock A., Bourassa A., Deshler T., Wu D., Mattis I., Finger F., Hoffmann A., Ritter C., Bitar L., Duck T. J., Barnes J. E., 2011. Simulation and observations of stratospheric aerosols from the 2009 Sarychev volcanic eruption, Journal of Geophysical Research-Atmospheres, vol. 116, D18211. doi:10.1029/2010JD015501

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 284

Kravtsov S., Spannagle C., 2008. Multidecadal Climate Variability in Observed and Modeled Surface Temperatures, Journal of Climate, vol. 21, pp. 1104–1121.

Lean J. L., DeLand M. T., 2012. How Does the Sun's Spectrum Vary?, J. Climate, vol. 25, pp. 2555–2560. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00571.1:

Love J. J., Mursula K., Tsai V. C., Perkins D. M., 2011. Are secular correlations between sunspots, geomagnetic activity, and global temperature significant?, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L21703, doi:10.1029/2011GL049380.

Lovejoy S., Schertzer D., 2012. Stochastic and scaling climate sensitivities: Solar, volcanic and orbital forcings, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L11702, doi:10.1029/2012GL051871.

Meehl G. A., Arblaster J. M., Marsh D. R., 2013. Could a future "Grand Solar Minimum" like the Maunder Minimum stop global warming?, Geophysical Res. Lett., vol. 40, doi:10.1002/grl.50361.

Miller G. H., Geirsdottir A., Zhong Y., Larsen D. J., Otto-Bliesner B. L., Holland M. M., Bailey D. A., Refsnider K. A., Lehman S. J., Southon J. R., Anderson C., Bjornsson H., Thordarson T., 2012. Abrupt onset of the Little Ice Age triggered by volcanism and sustained by sea–ice/ocean feedbacks, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L02708, doi:10.1029/2011GL050168.

Palmer M. D., Haines K., Tett S. F. B., Ansell T. J., 2007. Isolating the signal of ocean global warming, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L23610, doi:10.1029/2007GL031712.

Rhein M., Rintoul S. R., Aoki S., Campos E., Chambers D., Feely R. A., Gulev S., Johnson G. C., Josey S. A., Kostianoy A., Mauritzen C., Roemmich D., Talley L. D., Wang F., 2013. Observations: Ocean. In: Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, p. 255–315.

Scafetta N., Willson R. C., 2009. ACRIM-gap and TSI trend issue resolved using a surface magnetic flux TSI proxy model, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L05701, doi:10.1029/2008GL036307.

Sedlacek J., Knutti R., 2012. Evidence for external forcing on 20th-century climate from combined ocean–atmosphere warming patterns, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L20708, doi:10.1029/2012GL053262.

Seidenglanz A., Prange M., Varma V., Schulz M., 2012. Ocean temperature response to idealized Gleissberg and de Vries solar cycles in a comprehensive climate model, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L22602, doi:10.1029/2012GL053624.

Stenchikov G., Hamilton K., Stouffer R. J., Robock A., Ramaswamy V., Santer B., Graf H.-F., 2006. Arctic Oscillation response to volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models, J. Geophys. Res., vol. 111, D07107, doi:10.1029/2005JD006286.

Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Alexander L. V., Allen S. K., Bindoff N. L., Breon F.-M., Church J. A., Cubasch U., Emori S., Forster P., Friedlingstein P., Gillett N., Gregory J. M., Hartmann D. L., Jansen E., Kirtman B., Knutti R., Krishna Kumar K., Lemke P., Marotzke J., Masson-Delmotte V., Meehl G. A., Mokhov I. I., Piao S., Ramaswamy V., Randall D., Rhein M., Rojas M., Sabine C., Shindell D., Talley L. D., Vaughan D. G., Xie S.-P., 2013. Technical Summary. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33–115.

Swingedouw D., Terray L., Cassou C., Voldoire A., Salas-Melia D., Servonnat J., 2011. Natural forcing of climate during the last millenium: Fingerprint of solar variability. Low frequency solar forcing and NAO, Clim. Dyn., vol. 36, 1349–1364, doi:10.1007/s00382-010-0803-5.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:26 PM Page 285

Trenberth K. E., Dai A., 2007. Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering, Geophys. Res. Lett., vol. 34, L15702, doi:10.1029/2007GL030524.

Van Der Swaluw E., Drijfhout S. S., Hazeleger. Bjerknes W., 2007. Compensation at High Northern Latitudes: The Ocean Forcing the Atmosphere, Journal of Climate, vol. 20, pp. 6023–6032.

Wang C., Lee S.-K., Enfield D. B., 2008. Climate Response to Anomalously Large and Small Atlantic Warm Pools during the Summer, Journal of Climate, vol. 21, pp. 2437–2450.

Zhang R., Delworth T. L., Held I. M., 2007. Can the Atlantic Ocean drive the observed multi-decadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? Geophys. Res. Lett., vol. 34, L02709, doi:10.1029/2006GL028683.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 286

РАЗДЕЛ 3. ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ

Глава 3.1. НОВОЕ ПОКОЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Т. В. Павлова

В. М. Катцов, В. П. Мелешко, И. М. Школьник, В. А. Говоркова, Е. Д. Надежина

3.1.1. Введение

Можно выделить два уровня оценки пригодности моделей для расчетов будущих изменений климата: компонентный и системный. На компонентном уровне рассматриваются отдельные составляющие климатической системы и климатически значимые процессы, представленные в моделях, а также используемые численные аппроксимации (включая разрешение) и параметризации. На системном уровне оценивается способность моделей воспроизводить современное состояние климатической системы, а также различные ее состояния в прошлом, в соответствии с имеющимися данными наблюдений. К проблемам оценки моделей на системном уровне относятся непредсказуемая собственная изменчивость, а также неопределенности во внешних воздействиях на климатическую систему и в данных наблюдений за климатом, используемых для верификации расчетов. Очевидной мерой качества модельного воспроизведения той или иной климатической характеристики является разброс соответствующих наблюдательных оценок и/или реанализов. В ряде случаев, в особенности в высоких широтах, этот разброс бывает весьма значительным.

Качество воспроизведения климатическими моделями наблюдаемых состояний глобальной климатической системы – как для различных характеристик ее компонентов, так и в различных регионах – остается ключевым условием доверия к оценкам будущих изменений климата, получаемым с использованием этих моделей. Развитие климатических моделей, состоящее как в улучшении их пространственного разрешения, так и во включении новых процессов и компонентов, позволяющих все более полно описывать обратные связи, действующие в климатической системе, “усложнение” моделей, далеко не всегда приводят к улучшению соответствия между данными наблюдений и результатами моделирования.

В то же время, анализ модельных данных, призванный оценить качество моделей климата на основе сопоставления результатов моделирования с доступными данными наблюдений, требует понимания фундаментальных свойств климатической системы, таких, например, как ее предсказуемость. Оценка качества климатических моделей предшествует оценке неопределенностей климатических прогнозов. В последнее время оценка качества климатических моделей привлекла большое количество исследователей в связи с потребностью в дискриминации климатических моделей в составе мультимодельных ансамблей, ис-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 287

пользуемых в оценках будущих изменений климата. Перечисленным проблемам моделирования климатической системы посвящена обширная научная литература. На русском языке их краткое изложение можно найти в Первом оценочном докладе Росгидромета (Катцов и др., 2008).

В рамках подготовки Пятого оценочного доклада МГЭИК (IPCC, 2013) был организован очередной проект по анализу расчетов климата с помощью глобальных климатических моделей. Основу этого проекта, получившего название CMIP5 и являющегося пятой фазой проекта CMIP (Taylor et al., 2012), составили расчеты климата XX века при заданных в соответствии с наблюдениями концентрациях парниковых газов и аэрозолей, а также сценарные расчеты климата XXI века для новой группы сценариев антропогенных выбросов – так называемых RCP, в соответствии с номенклатурой МГЭИК (см. гл. 3.2). Всего в проекте по состоянию на конец 2013 г. приняло участие более пяти десятков моделей, разработанных в разных исследовательских центрах мира.

Целью настоящей главы является оценка качества глобальных климатических моделей CMIP5. При этом не ставится задача полномасштабной и всесторонней оценки качества моделей CMIP5, подобно тому, как это делается в гл. 9 Пятого оценочного доклада МГЭИК (IPCC, 2013). Основное внимание здесь уделено расчетам климата на территории Российской Федерации. Сравнительный анализ моделей CMIP5 проводится не только с имеющимися данными наблюдений и реанализов, но и с данными предшествующей фазы проекта CMIP – CMIP3, создавшего основу для Четвертого оценочного доклада МГЭИК (IPCC, 2007) и первого “Оценочного доклада…” Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008).

3.1.2. Климатические модели CMIP5

С целью научного обеспечения подготовки Пятого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменениям Климата (МГЭИК) (IPCC, 2013) Всемирная программа исследований климата (ВПИК) инициировала 5-ю фазу Международного проекта сравнения объединенных моделей CMIP5 (Taylor et al., 2012). В результате реализации экспериментальной части CMIP5 моделями был суммарно сгенерирован беспрецедентный совокупный объем данных – порядка петабайта (против десятков терабайт предыдущего этапа этого проекта – CMIP3 (Meehl et al., 2007)). Это увеличение явилось следствием расширения списка экспериментов, а также роста количества участвующих в проекте моделей, улучшения их пространственного разрешения и временной дискретизации архивируемых данных (суточного и более высокого разрешения). Модельные данные архивируются в Ливерморской лаборатории США и предоставляются для исследований участникам диагностической части CMIP5. Диагностическая часть CMIP5 состоит из большого числа проектов, направленных на анализ модельных данных в широком тематическом диапазоне, в том числе – в исследованиях региональных аспектов эволюции климатической системы.

По сравнению с CMIP3 (IPCC, 2007), в CMIP5 произошло определенное улучшение качества моделей как класса во многих, хотя и не во всех, аспектах. Это улучшение, очевидно, обусловлено не только увеличением разрешения многих из них, а также совершенствованием используемых вычислительных методов и параметризаций, но и включением рядом моделей описаний дополнительных климатически значимых процессов (IPCC, 2013). В частности, по оценке МГЭИК, которой присвоен *очень высокий уровень достоверности*, модели на континентальных масштабах воспроизводят наблюдаемые в течение многих десятилетий тренды и структуру изменений приземной температуры, в том числе более быстрое потепление, отмечаемое с середины XX века, и похолодания, немедленно следующие за крупными извержениями вулканов. Долгосрочные расчеты по климатическим моделям показывают тренд средней глобальной приземной температуры в 1951–2012 гг., совпадающий с данными наблюдений (*очень высокий уровень достоверности*). Однако на коротких интервалах (10–15 лет) отмечаются различия между модельными и наблюдаемыми трендами (например, с 1998 г. по 2012 г.)*. Уверенность в способ-

* Возможным причинам этого расхождения между модельными расчетами и наблюдающимся замедлением глобального потепления в 5-м оценочном докладе МГЭИК уделяется большое внимание.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 288

Таблица 3.1.1. Модели CMIP5, использовавшиеся в анализе современного климата и его будущих изменений

№	Индекс модели и год создания	Научные организации, страна	Разрешение атмосферного компонента	Разрешение океанского компонента	Параграф 2.3.2		RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
					Ансамбль Hist	Ансамбль Hist-GHG, Hist-Nat			
1	ACCESS1.0, 2011	CSIRO&BOM, Австралия	N96 (1.875° × 1.25°) L38	MOM4p1 (1° × 0.3° – 1.0°) L50				✓	✓
2	ACCESS1.3, 2011	CSIRO&BOM, Австралия	N96 (1.875° × 1.25°) L38	MOM4p1 (1° × 0.3° – 1.0°) L50				✓	✓
3	BCC-CSM1.1 2011	BCC, Китай	T42 (2.8° × 2.8°) L26	MOM4 (1° × 0.3°–1.0°) L40	✓		✓	✓	✓
4	BNU-ESM1*, 2011	BNU, Китай	T42 (2.8° × 2.8°) L26	MOM4p1 (1° × 0.3–1.0°) L50				✓	✓
5	CanESM2, 2010	CCCMA, Канада	T63 (1.9° × 1.9°) L35	(~0.7° × ~0.9°) L40 256 × 192	✓	✓	✓	✓	✓
6	CCSM4, 2010	NCAR, США	f09_g16 (1.25° × 0.9°) L27, 288 × 192	POP2 (1.1° × 0.3~0.6°) L60 320 × 383	✓	✓	✓	✓	✓
7	CESM1-BGC, 2010	NSF-DOE-NCAR, США	f09_g16 (1.25° × 0.9°) L27 288 × 192	POP2 (1.1° × 0.3~0.6°) L60 320 × 384				✓	✓
8	CESM1-CAM5**, 2010	NSF-DOE-NCAR, США	f09_g16 (1.25° × 0.9°) L27 288 × 192	POP2 (1.1°× 0.3~0.6°) L60 320 × 384			✓	✓	✓
9	CMCC-CM, 2009	CMCC, Италия	T159 (0.75° × 0.75°) L31 480 × 240	ORCA2 (2.0°× 0.5~2°) L31 182 × 149			–	✓	✓
10	CMCC-CMS, 2009	CMCC-CMS, Италия	T63 (1.9° × 1.9°) L95	ORCA2(2.0° × 0.5~2°) L31 182 × 149				✓	✓
11	CNRM-CM5, 2010	CNRM, Франция	TL127 (1.4° × 1.4°) L31	ORCA1 (~1° × 1~0.3°)L42 256 × 128	✓	✓	✓	✓	✓
12	CSIRO Mk3.6, 2010	CSIRO, Австралия	T63 (1.9° × 1.9°) L18	MOM2.2 (1.9° × 0.9°) L31	✓	✓	✓	✓	✓
13	GFDL-CM3, 2011	GFDL, США	AM3 C48 (2° × 2.5°) L48	MOM4 T(1° × 0.3–1.0°)L50 360 × 200			✓	✓	✓
14	GFDL-ESM2G, 2010	GFDL, США	AM2 M45 (2° × 2.5°) L24	TOPAZT(1° × 0.3–1.0°) L63, 360 × 210	✓		✓	✓	✓
15	GFDL-ESM2M, 2010	GFDL, США	AM2 M45 (2° × 2.5°) L24	MOM4 ((1° × 0.3–1.0°) L50 360 × 200	✓	✓	✓	✓	✓
16	GISS-E2-H, 2004	NASA, США	(2.0° × 2.5°) L40	HYCOM (1° × 0.2~1.0°) L26			✓	✓	✓

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 289

Таблица 3.1.1. Продолжение.

17	GISS-E2-R, 2011	NASA, США	(2.0° × 2.5°) L40	Russel (1° × 1.25°) L32	✓		✓	✓	✓
18	HadGEM2-AO, 2008	NIMR/KMA, Корея	N46 (2.0° × 2.5°) L38	(1° × 0.3~1°)L40			✓	✓	✓
19	HadGEM2-CC, 2011	Hadley Centre, Великобритания	HadGEM2N96 (1.875° × 1.25V)L60	HadGOM2 (1° × 0.3–1.0°) L40	✓		–	✓	✓
20	HadGEM2-ES, 2009	Hadley Centre, Великобритания	HadGEM2N96 (1.875° × 1.25°)L38	HadGOM2 (1° × 0.3–1.0°) L40	✓	✓	✓	✓	✓
21	INM CM4, 2009	ИВМ, Россия	(2.0° × 1.5°) L21	R1× (1.0°–0.5°) L40 360 × 340	✓		–	✓	✓
22	IPSL-CM5A-LR***, 2010	IPSL, Франция	LMDZ4 (1.9° × 3.75°) L39 96 × 95	ORCA2 (2° × 2°) L31 1 82 × 149	✓	✓	✓	✓	✓
23	IPSL-CM5A-MR, 2010	IPSL, Франция	LMDZ4 (1.3° × 2.5°) L39 144 × 143	ORCA2 (2° × 2°) L31 182 × 149	✓		✓	✓	✓
24	MIROC5****, 2010	AORI/NIES/JAMES&T, Япония	T85L40 (1.4° × 1.4°) L40	COCO4.5R(1.4° × 0.5°)L50 256 × 224	✓		✓	✓	✓
25	MIROC-ESM, 2010	JAMES&T/A&ORI/NIES, Япония	T42L80 (2.8° × 2.8°) L80	COCO3.4R(1.4° × 0.5°)L44 256 × 192			✓	✓	✓
26	MIROC-ESM-CHEM, 2010	JAMES&T/A&ORI/NIES, Япония	T42L80 (2.8° × 2.8°) L80	COCO3.4R(1.4° × 0.5°)L44 256 × 192			✓	✓	✓
27	MPI-ESM-LR, 2009	MPI, Германия	T63 (1.90 × 1.90) L47	MPIO GR16 (~1° × 0.5°) L40 256 × 220	✓		✓	✓	✓
28	MPI-ESM-MR, 2009	MPI, Германия	T63 (1.90 × 1.90) L95	MPIO TP04(~0.4° × 0.4°) L40 802 × 404			✓	✓	✓
29	MRI-CGCM3, 2011	MRI, Япония	TL159 (1.1° × 1.1°) L48 320 × 160	MRI.COM3 (1° × 0.5°) L51 360 × 368	✓	✓	✓	✓	✓
30	NorESM1-M, 2011	NCC, Норвегия	F19 (2.5° × 1.9°) L26 144 × 96	MICOM (r112, 0.9° × 1~0.5°) L53 384 × 320	✓	✓	✓	✓	✓
31	NorESM1-ME, 2012	NCC, Норвегия	F19 (2.5° × 1.9°) L26 144 × 96	MICOM (r139, 0.9° × 1~0.5°) L53 384 × 320			✓	✓	✓

Примечания: * Данные этой модели не использовались при анализе ледовых характеристик.

** Данные этой модели не использовались при анализе снежного покрова и многолетней мерзлоты в расчетах по сценариям RCP4.5, RCP8.5.

*** Данные этой модели не использовались при анализе снежного покрова и многолетней мерзлоты.

**** Данные этой модели не использовались при анализе ледовых характеристик в расчетах по сценарию RCP2.6.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 290

Таблица 3.1.2. Сводная таблица источников данных наблюдений/реанализов

Характеристика	Источник данных	Ссылка
Температура у поверхности Земли	CRU – Группа анализа данных наблюдений за климатом Университета Восточной Англии, Великобритания	New. et al., 1999; 2000
	CFSR (NCEP) – Национальные центры США по прогнозированию окружающей среды (реанализ)	Saha et al., 2010
	ERA40 – Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (реанализ)	Uppala et al., 2005
	ERA-Interim – Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (реанализ)	Dee et al., 2011
	NCEP (NCEP-DOE) – Национальные центры США по прогнозированию окружающей среды – Департамент энергетики США (реанализ)	Kanamitsu et al., 2002
	MERRA (NASA) – Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства, США (реанализ)	Rienecker et al., 2011
Осадки	ERA40 – Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (реанализ)	Uppala et al., 2005
	ERA-Interim – Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (реанализ)	Dee et al., 2011
	MERRA (NASA) – Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства, США (реанализ)	Rienecker et al., 2011
	CMAP (NOAA CPC) – Центр прогноза климата, Национальное управление по океану и атмосфере, США	Xie, Arkin, 1997
	GPCP (GSFC NASA) – Центр космических полетов Годдарда, Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства, США	Huffman et al., 2001
	Legates	Legates, Willmott, 1990
	Serreze	Serreze et al., 2005
	Xie-Arkin	Xie P., Arkin P.A., 1998
Давление	ERA40 – Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (реанализ)	Uppala et al., 2005
	ERA-Interim – Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (реанализ)	Dee et al., 2011
	NCEP – Национальные центры США по прогнозированию окружающей среды	Kanamitsu et al., 2002
Морской лед	HadISST – архив данных о ТПО и сплоченности морского льда Центра Хэдли, Великобритания	Rayner et al., 2003
	NSIDC – Национальный центр данных о снеге и льде, США	Fetterer et al., 2002
	NASA – Национальное управление по воздухоплаванию и исследованию космического пространства, США	Comiso, Nishio, 2008
Снег	Rutgers University – Ратгеровский Университет, США	Robinson, Frai, 2000
Многолетняя мерзлота	IPA – Международная ассоциация по мерзлотоведению	Brown et al., 1997, 1998
Сток		Dai, Trenberth, 2002

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 291

ности моделей воспроизводить приземную температуру на региональном уровне ниже, чем в более крупном масштабе. Однако с *высокой достоверностью* констатируется более высокое качество моделирования региональной приземной температуры моделями CMIP5, нежели CMIP3. Отмечается значительный прогресс в моделировании экстремальных погодных и климатических явлений. Модельные средние глобальные тренды частоты экстремально жарких и экстремально холодных дней и ночей во второй половине XX века, как правило, совпадают с данными наблюдений. Хотя качество моделирования осадков в масштабах континентов повысилось, на региональном уровне оно хуже, что усугубляется неопределенностями в данных наблюдений. Модели стали лучше воспроизводить некоторые важные климатические явления. С *высокой достоверностью* повысилось качество статистики по муссонам и явлению Эль Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК). Хотя климатические модели стали включать больше процессов, связанных с облаками и аэрозолями, а также с их взаимодействием, результаты воспроизведения этих процессов в моделях оставляют желать лучшего. Определенный прогресс достигнут в воспроизведении наблюдаемого тренда площади морского льда в Северном полушарии, однако в Южном полушарии (при значительном межмодельном разбросе) знаки среднемодельного и наблюдаемого (восходящего, хоть и небольшого) трендов не совпадают. Многие модели воспроизводят наблюдаемое изменение теплосодержания верхних слоев океана (0–700 м) с 1961 г. по 2005 г. (*высокий уровень достоверности*). Климатические модели, включающие углеродный цикл (модели Земной системы), воспроизводят глобальную структуру потоков CO_2 между океаном и атмосферой с выделением CO_2 в тропиках и поглощением в средних и высоких широтах. В большинстве этих моделей масштабы глобальных стоков углерода в почву и океан за последнюю часть XX века находятся в диапазоне оценок, основанных на наблюдениях.

Следует отметить более чем двукратное, по сравнению с CMIP3, увеличение числа глобальных моделей, участвующих в сравнении. Некоторые центры представили для участия в CMIP5 более одной версии своих моделей, что внесло существенный вклад в указанное увеличение. Описанная ситуация создала дополнительные трудности в применении мультимодельного ансамблевого подхода и сделала более актуальным поиск альтернатив “модельной демократии” при формировании ансамблей для оценок будущих изменений климата (см. п. 3.1.3).

В табл. 3.1.1 приводятся характеристики 31 модели CMIP5, которые были отобраны для использования в оценках будущих изменений климата (см. гл. 3.2), и большая часть которых использовалась в гл. 2.3 для установления причин наблюдающихся изменений климата.

Модели включают весьма различающиеся по полноте и сложности методы параметризации физических процессов. В течение нескольких лет, прошедших после публикации Четвертого оценочного доклада МГЭИК (IPCC, 2007) и первого “Оценочного доклада…” Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008), одной из наиболее значимых тенденций развития климатических моделей стало включение в модели общей циркуляции атмосферы и океана биогеохимических компонентов и превращение их тем самым в модели Земной системы.

В оценках качества воспроизведения моделями наблюдаемого климата использованы различные источники данных, включая реанализы. Расхождения между данными наблюдений (реанализов) на рассматриваемой территории могут достигать сравнительно больших значений и в некоторых случаях сопоставимы с межмодельным разбросом для соответствующих характеристик. Последние, впрочем, включают не только модельные ошибки, но и в определенной степени отражают собственную изменчивость климатической системы, неустраненную осреднением модельных данных по времени и пространству. Сводка источников данных наблюдений и реанализов, использованных в настоящей главе, приводится в табл. 3.1.2.

В качестве “базового” климатического периода в настоящей главе выступает период 1981–2000 гг., а также, в ряде случаев, – 1980–1999 гг., использовавшийся в Четвертом оценочном докладе МГЭИК (IPCC, 2007) и первом “Оценочном докладе…” Росгидромета (ОД_РФ-1, 2008). Использование двух базовых периодов обусловлено наличием обоих в публикациях, посвященных анализу результатов CMIP5, в

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 292

особенности в сравнениях этих результатов с CMIP3. Сколько-нибудь существенных различий, возникающих в результате применения указанных базовых периодов, не обнаружено.

3.1.3. Подходы к дискриминации глобальных климатических моделей

Наиболее высокую успешность воспроизведения средних климатических характеристик при сравнении с данными наблюдений, как правило, показывает результат осреднения по ансамблю моделей. Это связано с тем, что систематические ошибки, присущие каждой модели в отдельности часто являются случайными по отношению к ансамблю моделей и при осреднении по ансамблю взаимно компенсируются. В настоящее время, по-видимому, нет достаточных оснований для того, чтобы автоматически переносить указанное превосходство "средней" модели над отдельными членами ансамбля на оценки будущих изменений климата. Научное сообщество ощутило потребность в создании системы показателей (на основе сравнения модельных расчетов с данными наблюдений), которые позволили бы количественно оценивать совокупное качество каждой модели, а не ограничиваться оценками качества расчетов той или иной климатической характеристики в отдельности. В последние годы, в частности, в связи с необходимостью подготовки Пятого оценочного доклада МГЭИК (IPCC, 2013) разработке таких показателей (метрик), позволяющих ранжировать модели с точки зрения достоверности рассчитываемых с их помощью будущих состояний климатической системы и, соответственно, распределять веса между моделями в ансамблевых расчетах, было посвящено много усилий (IPCC, 2010). Однако, на сегодняшний день неясно, возможна ли в принципе разработка системы метрик, которая стала бы общепринятой (как, например, в численном прогнозе погоды), и позволила ли бы такая система взвешивать члены мультимодельных ансамблей, или, по крайней мере, "объективно" устанавливать пригодность моделей для тех или иных целей (в том числе, для тех или иных регионов) и исключать из мультимодельных ансамблей непригодные модели, а остальные члены использовать с одинаковыми весами.

Насущность дискриминации климатических моделей, формирующих ансамбли, равно как и совершенно не достаточная исследованность соответствующего круга фундаментальных проблем подтверждается нарастающим количеством научных публикаций на соответствующую тему. Дискриминация моделей стала постоянным предметом дискуссии в научном сообществе (см., напр., (Knutti et al., 2010)).

Дискриминация предполагает построение набора метрик в функциональном пространстве модельных расчетов характеристик климата Земли в целом или совокупностей отдельных регионов, которые позволяют оценивать эффективность каждой из включенных в климатический ансамбль моделей в воспроизведении современного климата и его наблюдаемых изменений. Оценки достоверности модельных расчетов строятся в первую очередь на основе анализа воспроизведения климата Земли во второй половине XX – начале XXI столетий, поскольку для этого периода имеется наибольшее количество надежных данных наблюдений и реанализов.

Экспериментирование в области комплексирования ансамблей, в том числе на основе сравнения с данными наблюдений, позволило сделать ряд выводов относительно современной ситуации и перспектив дискриминации климатических моделей. На современном уровне развития моделирования и в обозримом будущем дискриминация моделей при формировании ансамблей, предназначенных для оценки будущих изменений климата, по видимому, не может представлять собой ничего большего, нежели исключение непригодных моделей (Overland et al., 2011) или моделей приблизительно равного качества, количество которых превышает "оптимальный" размер ансамбля (Генихович и др., 2010). Исключение моделей может быть особенно уместно при формировании ансамблей для региональных оценок. В некоторых регионах некоторые модели могут оказаться непригодными для оценок будущих изменений климата из-за низкого качества воспроизведения рассматриваемой климатической характеристики (например, для приземного климата высоких широт – морского льда). Маловероятно, что при современном уровне развития моделирования присвоение разным членам мультимодельного ан-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 293

самбля различных ненулевых (т. е., нецелых в пределах от 0 до 1) весов может получить достаточное научное обоснование. При этом осреднение по ансамблю моделей с равными весами не является универсально наилучшим подходом (в ряде случаев, например, предпочтительно определение "медианной" модели). Экспертные оценки региональных изменений климата на основе того или иного дискриминационного подхода к комплексированию мультимодельного ансамбля должны включать анализ робастности полученного результата. Робастность оценивается путем сопоставления с полным (недискриминированным) ансамблем, или с ансамблем, составленным на основе иной системы метрик (см., например, Катцов, Мелешко, 2008).

Сравнительный анализ вероятностных функций распределения, полученных в расчетах и по данным наблюдений, выявил ряд серьезных методических проблем, непосредственно связанных с проблемой дискриминации моделей (например, проблему корректности сравнения данных наблюдений, представляющих собой лишь одну из возможных реализаций, с модельным ансамблем, представляющим собой множество реализаций). Следует принимать во внимание, что воспроизведение эволюции климатической системы (траектории в фазовом пространстве) подразумевает надлежащую инициализацию "медленных" компонентов модельной климатической системы, прежде всего – термохалинной структуры океана и толщины морского льда. При этом остается актуальной проблема быстрого "модельного дрейфа" от начальных условий, не говоря уж о фундаментальной проблеме предсказуемости климата на временных масштабах от нескольких лет до десятилетия (Murphy et al., 2010; Катцов, 2010; Frolov, Kattsov, 2009).

На основе проведенных исследований можно сформулировать предварительные базовые рекомендации по дискриминации климатических моделей. (Разработка более строгого, чем набор рекомендаций и принципов, алгоритма дискриминации моделей на сегодняшний день не представляется принципиально осуществимой.)

Как правило, качество расчетов климата с помощью той или иной модели неодинаково для разных переменных, регионов и оценочных метрик. Причины различий редко бывают очевидны. Дискриминация моделей, таким образом, должна, по-видимому, основываться на следующих соображениях. Во-первых, должна оцениваться способность моделей воспроизводить наблюдаемый (например, в XX – начале XXI в.) климат, включая его изменчивость. Эта изменчивость включает годовой цикл климатических характеристик, а также ведущие пространственные и/или временные моды. Уже на этом первоначальном этапе из дальнейшего рассмотрения могут быть исключены некоторые модели. Следующим шагом отбора (присвоения весов) является рассмотрение воспроизведение климата XX века для переменных, представляющих интерес с точки зрения конкретной задачи (приложения). При этом, несмотря на определенную привлекательность, выбор единственной "лучшей" модели и, соответственно, полученных с ее помощью оценок будущих изменений климата, очевидно, рискован, поскольку результаты ранжирования моделей, как правило, не являются робастными по отношению к выбору метрики. Кроме того, разброс расчетов с различными моделями является мерой т. н. "структурной" неопределенности, связанной с недостатками модельных описаний различных климатообразующих процессов. Наконец, должна быть рассмотрена "полнота" модельных описаний интересующих климатических параметров.

Задача обеспечения "объективности" дискриминации, очевидно, не имеет количественного решения, поэтому ключевым требованием при отборе моделей является прозрачность процедур, которой способствует максимально возможная простота используемых методов и подходов.

В настоящем докладе реализован упрощенный вариант дискриминации моделей CMIP5 для отдельных регионов: Северное полушарие; северная полярная область в пределах 60° с.ш.; водосборы суши Северного Ледовитого океана; территория России; ее отдельные части (например, водосборы крупных рек или групп рек). Наиболее существенным допущением при этом была равнозначность (одинаковый вес) рассматриваемых климатических характеристик, включая равнозначность различных переменных (например, температуры и осадков), средних значений и изменчивости (например, среднеквадратичное от-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 294

Таблица 3.1.3. Средние систематические ошибки расчета температуры приземного воздуха (°С) на территории России по ансамблям из 19 моделей CMIP3 для современного климата (1980–1999 гг.) и из 31 модели CMIP5 (1981–2000 гг.), по отношению к данным наблюдений CRU. Приводятся стандартные отклонения температуры, характеризующие межмодельный разброс (± σ)

Регионы	Ансамбль	Зима	Лето	Год
Россия	CMIP3	–1.9 ± 2.6	–1.1 ± 1.5	–1.8 ± 1.5
	CMIP5	–0.0 ± 2.0	0.2 ± 1.5	–0.3 ± 1.3
ЕТР	CMIP3	–3.4 ± 2.6	–1.1 ± 1.5	–2.3 ± 1.6
	CMIP5	–1.2 ± 2.5	0.1 ± 1.5	–0.5 ± 1.5
Западная Сибирь	CMIP3	–2.3 ± 2.7	–1.2 ± 1.7	–2.1 ± 1.5
	CMIP5	–0.4 ± 2.2	0.1 ± 1.5	–0.5 ± 1.3
Восточная Сибирь	CMIP3	–0.6 ± 3.4	–0.8 ± 1.8	–1.1 ± 1.9
	CMIP5	1.2 ± 2.7	0.2 ± 1.7	0.3 ± 1.6

клонение), средних значений и трендов, средних годовых и средних сезонных значений и т. п. При этом наборы климатических характеристик для разных регионов были различными (например, для Северного полушария, помимо прочих характеристик, рассматривалась площадь ледяного покрова океана, а для водосборов суши – речной сток).

При формировании ансамбля моделей, предназначенного для использования в настоящем Докладе, была применена “мягкая” дискриминация (по сравнению, например, с работами (Мелешко, Говоркова, 2013) или (Анисимов, Кокорев, 2013), в которых отбирались “лучшие” модели). В итоге был сформирован ансамбль из 31 модели CMIP5 (табл. 3.1.1), что, примерно, в полтора раза больше, чем число моделей CMIP3, использовавшихся в первом Оценочном докладе (ОД_РФ-1) (Катцов и др., 2008).

3.1.4. Воспроизведение наблюдаемого климата России с помощью моделей CMIP5

3.1.4.1. Температурный режим

Географическое распределение полученных в результате осреднения по ансамблю моделей CMIP5 отклонений средних годового и сезонных значений температуры воздуха от данных наблюдений характеризуется рядом особенностей (рис. 3.1.1). Над большей частью территории России модели занижают среднюю годовую температуру, по отношению к данным реанализов. По сравнению с данными анализа CRU, занижение температуры отмечается, главным образом, на ЕТР и на Дальнем Востоке. В то же время над Сибирью отмечается завышение температуры ансамблем моделей, по отношению к CRU. Наиболее заметной систематической погрешностью в холодный период является занижение температуры над северными регионами Европейской территории России и Западной Сибири.

По отношению к среднему по ансамблю моделей CMIP3, практически на всей территории России температура воздуха у поверхности Земли в ансамбле CMIP5 повысилась, особенно в зимний период (рис. 3.1.2). Тем самым систематическая погрешность, присущая ансамблю моделей CMIP3, в целом для территории России уменьшилась (табл. 3.1.3).

Большинство моделей успешно воспроизводит сезонный ход температуры приземного воздуха на крупных водосборах (рис. 3.1.3). В большинстве случаев среднемесячные наблюдаемые значения температуры (и, зачастую, разбросы между данными наблюдений/реанализов) оказываются в пределах одного стандартного отклонения от среднего по модельному ансамблю (рис. 3.1.2П, 3.1.4Па). Межмодельный разброс заметно превышает среднюю ошибку по ансамблю.

Качество расчета экстремальных значений приземной температуры воздуха в моделях CMIP5 несколько выросло по сравнению с моделями предыдущего поколения. Повышение качества расчетов затронуло, в первую очередь, экстремально высокие температуры воздуха, в то время как расчет экстремально низких температур остался примерно на прежнем уровне качест-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 295

ва. Так, например, пространственное распределение среднего за 20 лет годового максимума температуры воздуха (в умеренных широтах отмечается обычно летом) в моделях CMIP5 хорошо согласуется с данными реанализа, в то время как оценки CMIP3 несколько заниженные относительно тех же данных (рис. 3.1.4). Среднее отклонение годового максимума температуры на территории суши Северного полушария для ансамбля CMIP3 составляет –1.8°C, а для CMIP5 – –0.8°C. На территории России отклонения составляют –1.8°C и –0.1°C, соответственно. Что касается среднего годового минимума температуры воздуха, то для моделей обоих поколений характерной систематической погрешностью остается недооценка экстремальности зимнего термического режима. Как следует из рисунка 3.1.4, несмотря на общую удовлетворительную согласованность пространственных распределений экстремально низких температур между реанализом и моделями CMIP3 и CMIP5, модельные температуры завышены соответственно на 4.1°C и 5.1°C (по России) и на 4.5°C и 4.1°C на территории суши Северного полушария. В небольших по размеру областях на севере Центральной и Восточной Сибири абсолютные значения отклонений температуры в CMIP5 от реанализа оказываются несколько большими по сравнению с отклонениями CMIP3. Однако в целом качество расчетов низкотемпературных экстремумов в моделях разных поколений близкое. При этом необходимо отметить, что в настоящее время климатологии экстремальных явлений континентального масштаба, основанной на данных наземных наблюдений и пригодной для сравнения с модельными оценками, не существует, а в оценках экстремальности термического режима по реанализам имеется значительная неопределенность, особенно в регионах с

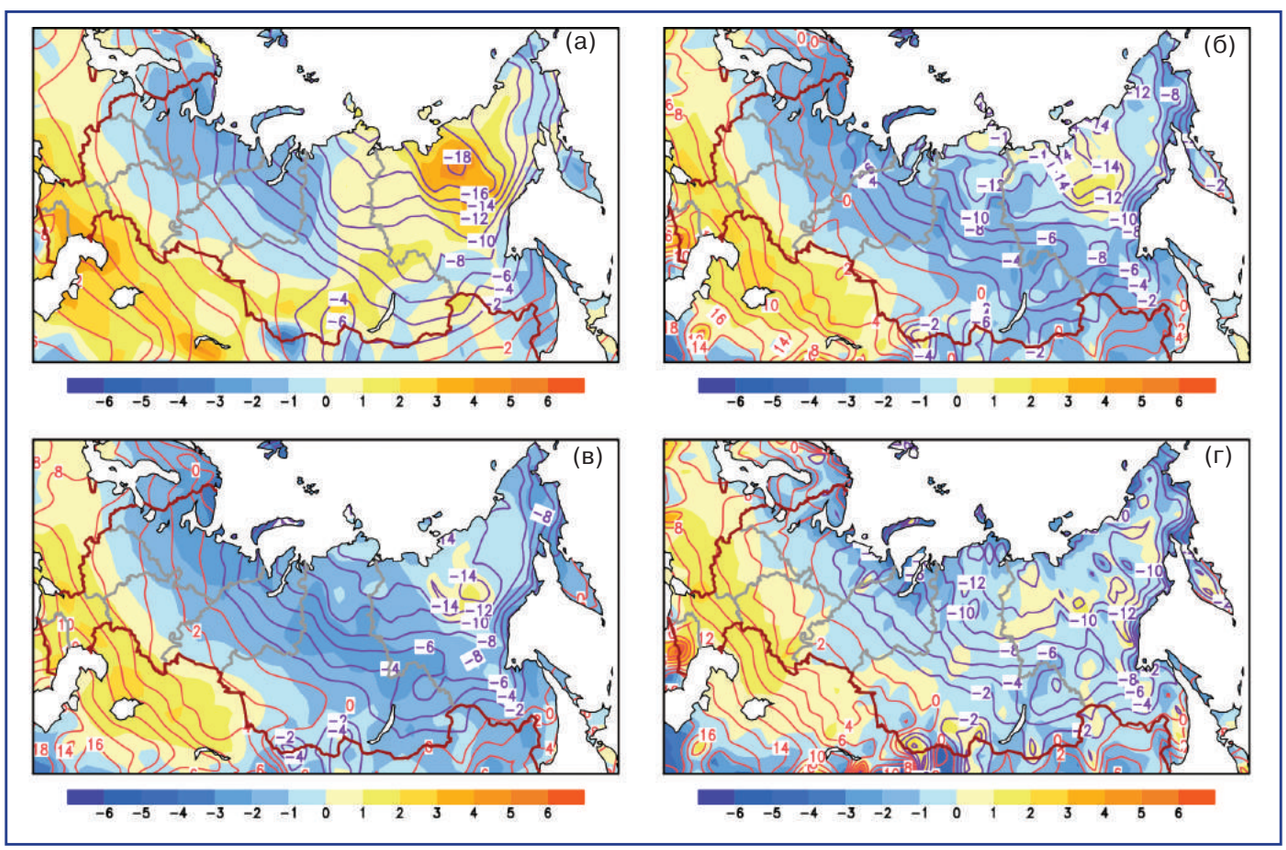


Рис. 3.1.1. Распределения средней систематической ошибки расчета средней за год температуры приземного воздуха (1981–2000 гг.) (показана цветом, ˚C), полученной в ансамбле из 31 модели CMIP5, по отношению к (а) данным наблюдений CRU и (б–г) данным реанализов ERA-Interim, ERA40, MERRA, соответственно, (табл. 3.1.2) (показаны изолиниями).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 296

редкой сетью метеорологических наблюдений (Kharin et al., 2005). К таким регионам относятся, в первую очередь, Сибирь и российский Крайний Север, для которых сравнение модельных оценок с реанализом представляется менее надежным по сравнению с западными регионами России.

Улучшение описания моделями термического режима и его экстремальных значений на территории России, особенно в теплое время года, позволило, в свою очередь, уменьшить ошибки в расчетах целого ряда индексов экстремальности. Так, абсолютное значение ошибки в расчете длительности вегетационного сезона (числа суток в году между датой последнего перехода к температурам выше +5°C весной и датой первого осеннего понижения температуры ниже указанного значения) уменьшилось в среднем на территории России с 12 до 2 суток относительно данных реанализа.

Завышение числа дней в году с минимальной суточной температурой воздуха ниже 0°C на 20 суток сократилось при использовании результатов расчета температуры по моделям CMIP5 по сравнению со CMIP3 более чем в два с половиной раза (до 8 суток). Заметно возросла и степень согласованности между рассчитанной по моделям непрерывной длительностью морозного периода (периода со средней суточной температурой приземного воздуха ниже 0°C) и данными реанализа: завышение длительности такого периода на 9 дней, рассчитанное по температуре из моделей CMIP3, сменилось по оценкам моделей нового поколения незначительным занижением (на 4 дня).

В то же время, существенных различий в описании средней продолжительности волн тепла летом и волн холода зимой, рассчитанных относительно соответствующих 90 и 10 квантилей максимальной и минимальной суточных температур, не отмечается. По данным обоих ансамблей прослеживается тенденция к незначительному завы-

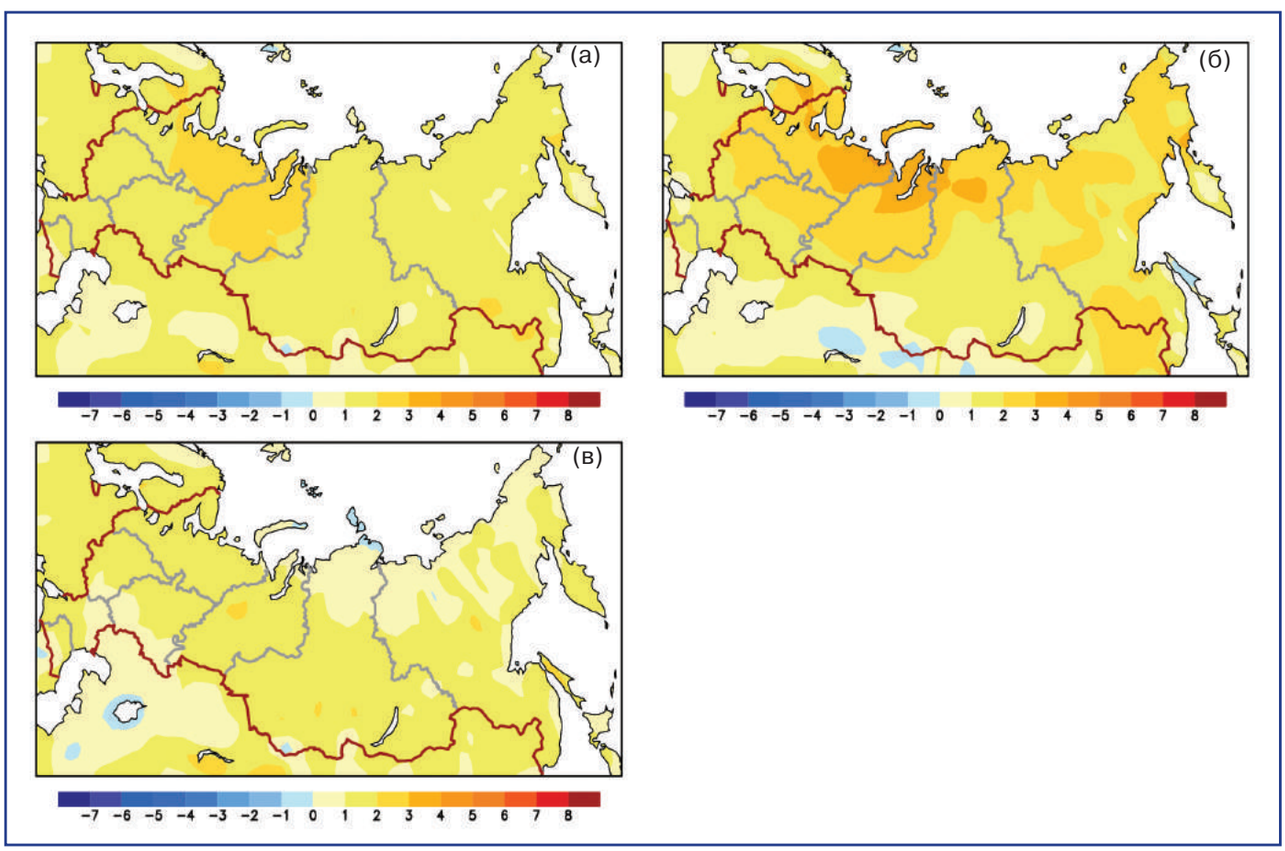


Рис. 3.1.2. Распределения разности (а) средней за год, (б) зимней и (в) летней температуры воздуха (°C) между ансамблями CMIP5 (1981–2000 гг.) и CMIP3 (1980–1999 гг.).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 297

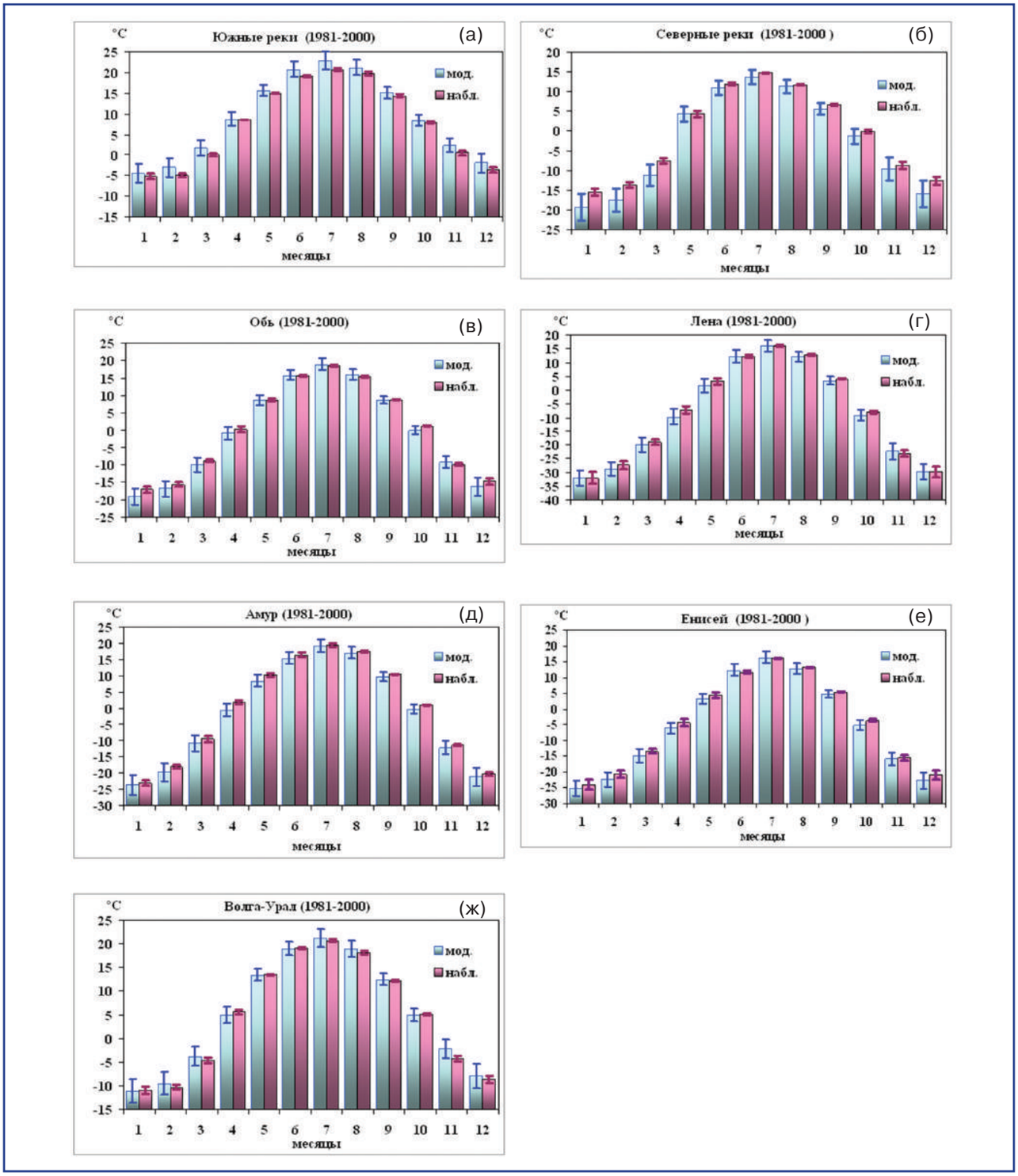


Рис. 3.1.3. Сезонные изменения температуры приземного воздуха на водосборах российских рек (1981–2000 гг.): рассчитанные по ансамблю из 31 модели CMIP5 (“мод.”) и полученные по осредненным данным наблюдений/реанализов (“набл.”). В столбцах, помимо средних, показаны стандартные отклонения, характеризующие разброс (± σ) между моделями, а также между данными наблюдений/реанализов. Расчеты представлены для семи водосборов: (а) Южные реки (Днепр, Днестр, Дон, Кубань); (б) Северные реки (Западная Двина, Печора, Мезень); (в) Обь; (г) Лена, (д) Амур, (е) Енисей, (ж) Волга-Урал.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:42 PM Page 298

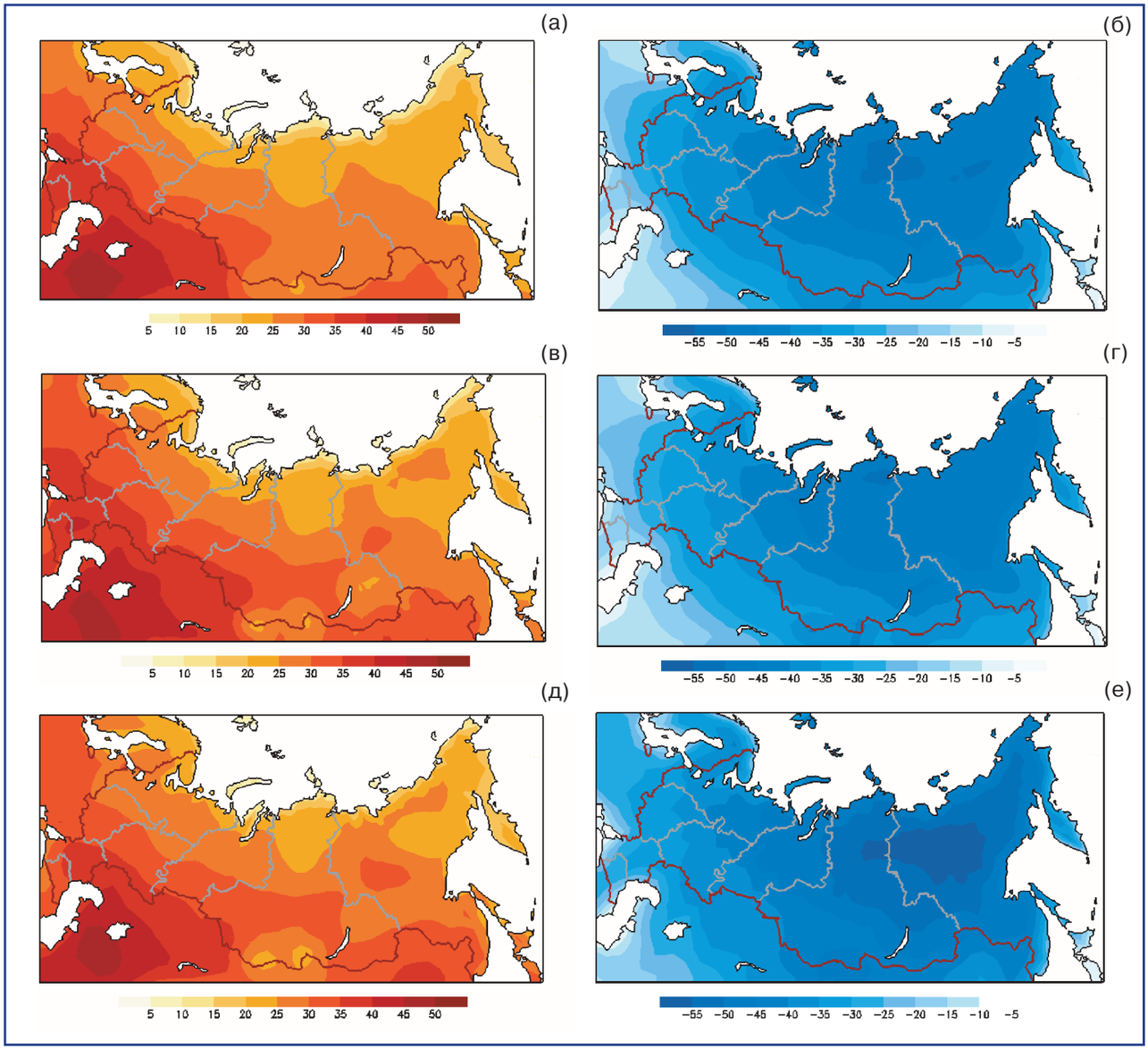


Рис. 3.1.4. Пространственные распределения среднего за период 1980–1999 гг. годового максимума (а, в, д) и минимума (б, г, е) температуры приземного воздуха по оценкам ансамбля моделей CMIP3 (а, б), CMIP5 (в, г) и по данным реанализа (д, е) NCEP-DOE (Kanamitsu et al.,2002). Рисунки (а, б, д, е) были включены в (ОД_РФ-1, 2008). Оценки рассчитаны с использованием ансамбля 9 моделей (номера 5, 11, 12, 14, 20, 22, 24, 27, 29 из табл. 3.1.1) одних и тех же исследовательских групп, принимавших участие в CMIP3 и CMIP5.

шению (до 1 суток) продолжительности таких волн. По-видимому, в сохранении таких погрешностей существенную роль играют ограничения моделей в описании изменчивости приземной температуры воздуха. Такие ограничения могут быть отчасти обусловлены недостаточным модельным разрешением, приводящим к большей, чем в реанализе, сглаженности временных вариаций температуры воздуха.

3.1.4.2. Циркуляционный режим атмосферы

Изменчивость циркуляции атмосферы над Северной Евразией зависит от сезонного положения и интенсивности основных центров действия атмосферы в Северном полушарии. Ансамбль моделей CMIP5 достаточно успешно воспроизводит положение и интенсивность Исландского и Алеутского минимумов и Сибирского максимума зимой

OD-2-1-3n 12/15/14 1:43 PM Page 299

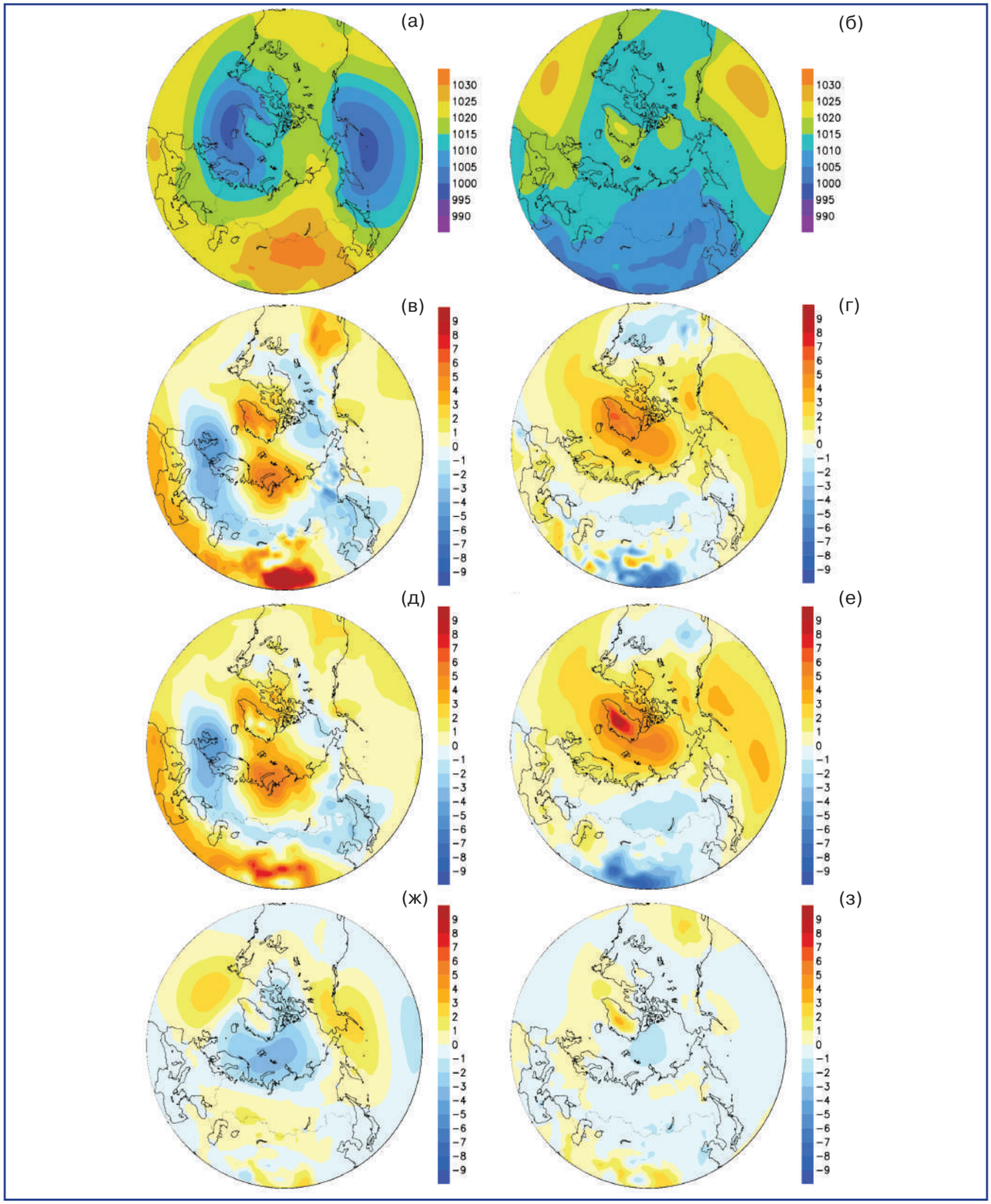


Рис. 3.1.5. Атмосферное давление на уровне моря (гПа) в среднем за период 1981–2000 гг. (а) зимой и (б) летом, полученное в ансамбле из 31 модели CMIP5, а также разности давления для зимы (в, д, ж) и лета (г, е, з) между ансамблем CMIP5 и реанализом ERA-Interim (в, г), CMIP5 и реанализом NCEP-2 (д, е), CMIP5 и CMIP3 (ж, з).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:43 PM Page 300

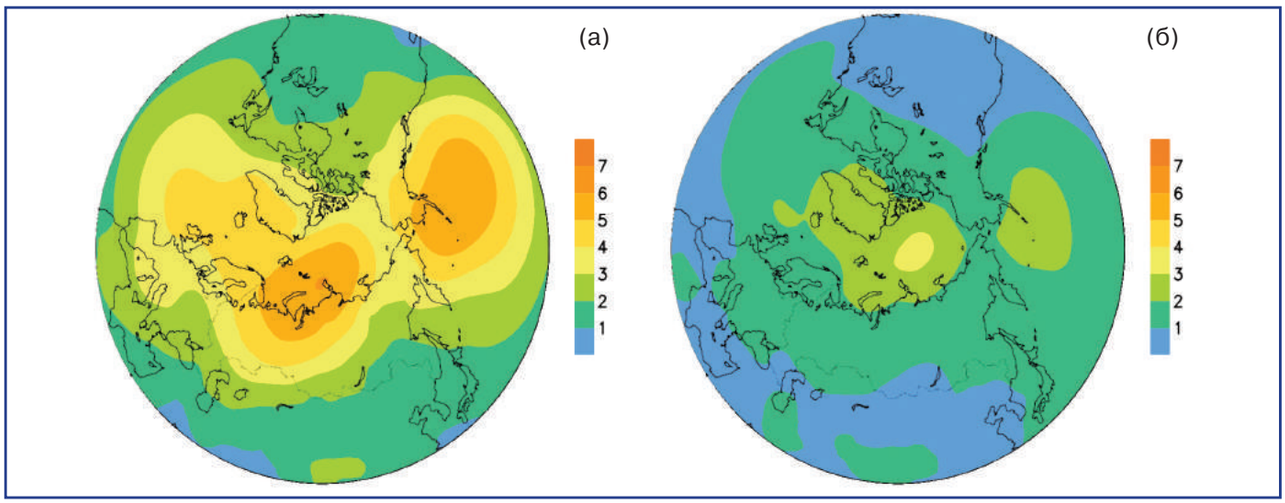


Рис. 3.1.6. Межгодовая изменчивость атмосферного давления на уровне моря (гПа) (а) зимой и (б) летом, полученная в ансамбле из 31 модели CMIP5 (1981–2000 гг.).

(рис. 3.1.5). Летом более выраженными оказываются субтропические антициклоны над Атлантическим и Тихим океанами, причем в модельных расчетах они получились несколько более интенсивными, чем показывают данные наблюдений.

Модели CMIP5 в среднем завышают атмосферное давление над северными регионами России (в зимний период) и, в особенности, над Арктикой (и зимой, и летом). По сравнению с CMIP3, в ансамбле CMIP5 произошло уменьшение этой систематической ошибки, имеющей важное значение, с точки зрения динамического воздействия атмосферы на дрейфовую циркуляцию океана и морского льда. Улучшение результатов расчетов давления над северной полярной областью может быть в некоторой степени связано с улучшением разрешения моделей.

Модели реалистично воспроизводят области максимальной изменчивости атмосферного давления на уровне моря зимой и летом (рис. 3.1.6). Изменчивость несколько занижается моделями, по сравнению с данными наблюдений, особенно зимой. Однако, в ансамбле CMIP5 отмечается некоторое улучшение в воспроизведении этой характеристики, по сравнению с CMIP3 (см. (Катцов и др., 2008), рис. 5.8).

3.1.4.3. Атмосферные осадки и речной сток

В целом, ансамбль моделей CMIP5 реалистично воспроизводит основные крупномасштабные характеристики осадков (рис. 3.1.7). На Европейской территории России наблюдаются меньшие по абсолютной величине погрешности среднегодовых осадков. Тенденция к завышению расчетных осадков отмечается на большей части Азиатской территории России. Распределения систематических ошибок по территории России зависят от того, какие данные наблюдений за осадками использованы при анализе. Интерпретировать полученные отклонения достаточно сложно, учитывая их большую пространственную изменчивость и большой разброс между данными наблюдений/реанализов*. Как и в CMIP3, межмодельные стандартные отклонения в ансамбле CMIP5 оказываются, как правило, значительно большими, чем средние за год погрешности для всей территории России.

По сравнению с моделями CMIP3, ансамбль CMIP5 показывает незначительное увеличение осадков практически по всей территории России как в зимний, так и в летний период.

Средние сезонные колебания осадков в бассейнах крупных российских рек, рассчитанные по моделям CMIP5, в целом, удовлетворительно согласуются с наблюдениями/реанализами (рис. 3.1.8), особенно если учесть значительные расхождения между данными наблюдений (реанализов) из разных источников.

* По этой причине таблица для осадков, аналогичная таблице 3.1.3 для температуры, не приводится.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:43 PM Page 301

Модельные оценки сезонного хода осадков для федеральных округов РФ представлены в Приложении (рис. 3.1.3П, 3.1.4Пб). Среднегодовые оценки стока для крупных водосборов средних и высоких широт хорошо согласуются с данными наблюдений (рис. 3.1.9). По сравнению с ансамблем CMIP3 (ОД_РФ-1, 2008; рис. 5.11), качественного улучшения расчетов в ансамбле CMIP5 не произошло.

3.1.4.4. Снежный покров суши и многолетняя мерзлота

Прогностическими характеристиками снежного покрова суши в климатических моделях обычно являются его толщина, удельная (на единицу площади) масса или водный эквивалент, температура поверхности и в толще снега, а также, в некоторых моде-

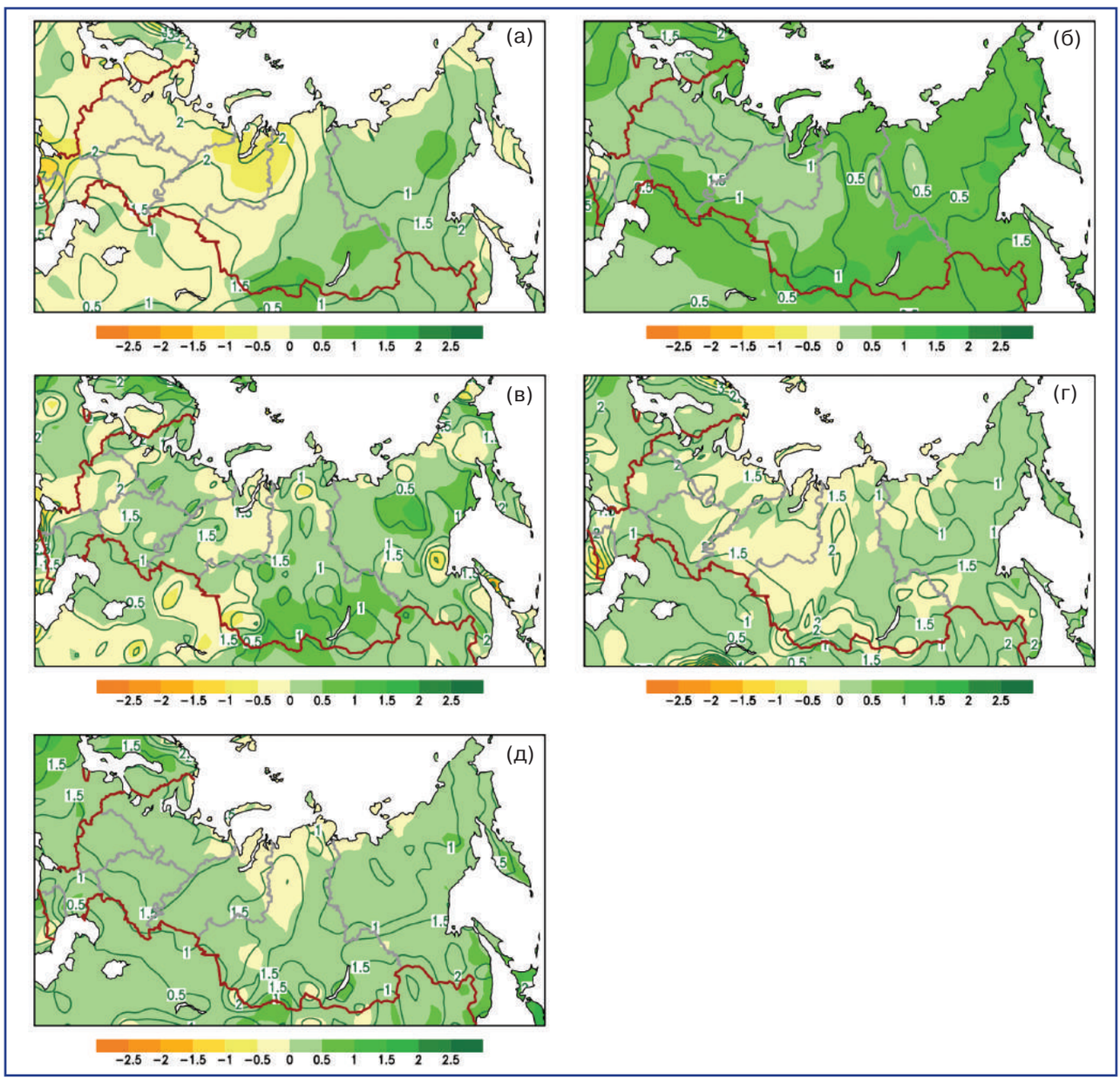


Рис. 3.1.7. Распределения средней систематической ошибки расчета средних за год атмосферных осадков (1981–2000 гг.) (показана цветом, мм/сутки), полученной в ансамбле из 31 модели CMIP5, по отношению к данным наблюдений (а) GPCP, (б) ХА, (в) Legates и данным реанализов (г) ERA-Interim, (д) ERA40, соответственно, (табл. 3.1.2) (показаны изолиниями).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:43 PM Page 302

лях, доля суши, покрытая снегом. Благодаря спутниковым наблюдениям площадь снежного покрова является наиболее надежно измеряемой характеристикой, и потому используется в сравнительных анализах модельных расчетов в качестве основной.

В целом ансамбль моделей CMIP5 удовлетворительно воспроизводит площади, занятые снегом и многолетней мерзлотой в Северном полушарии, при этом соответствие расчетных и наблюдаемых границ зоны многолетней мерзлоты лучше в Евразии, чем в Северной Америке, а для снежного покрова суши – наоборот (рис. 3.1.10). По сравнению с моделями CMIP3, произошло некоторое улучшение качества воспроизведения площади снежного покрова

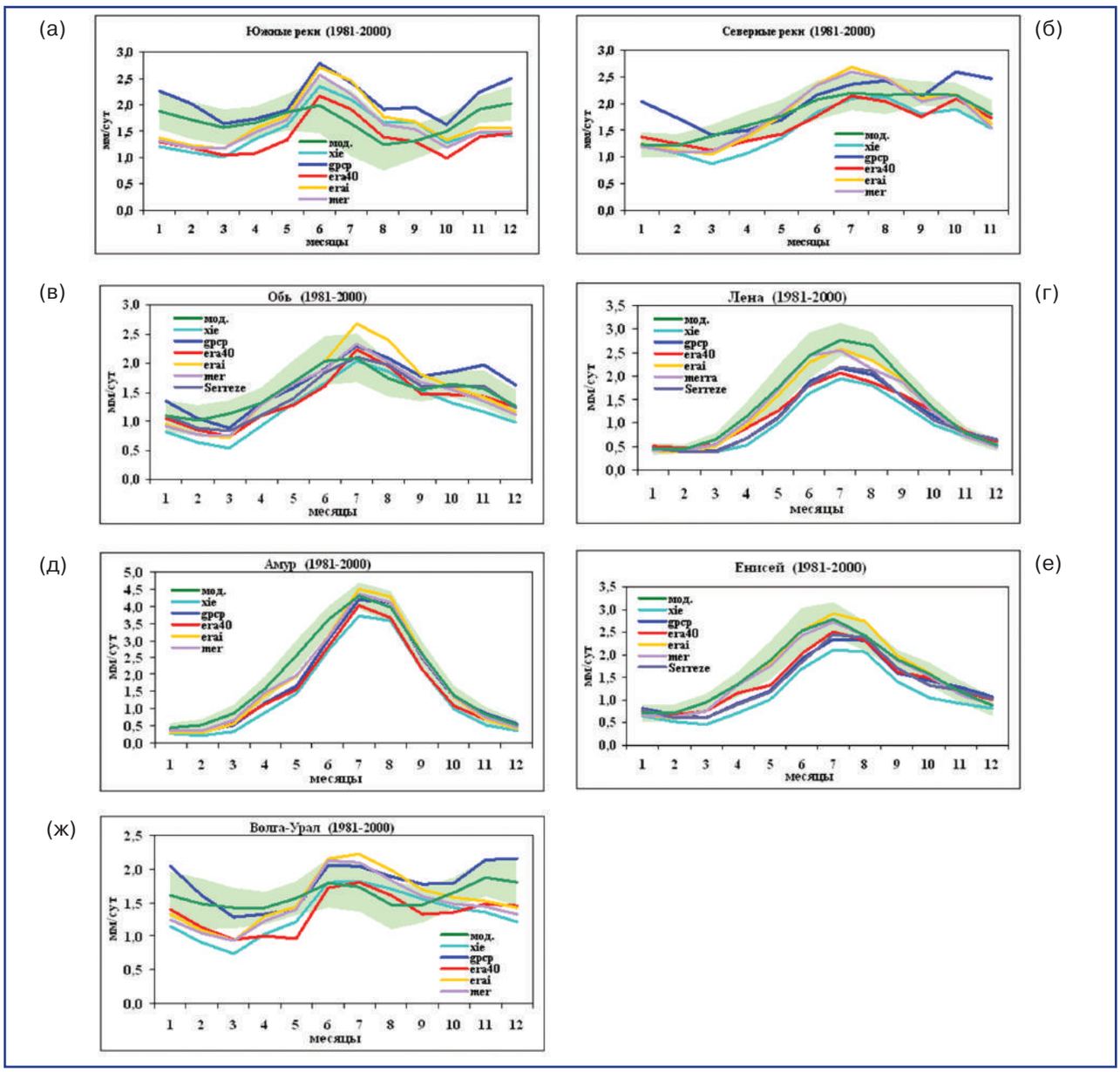


Рис. 3.1.8. Сезонный ход осадков (мм/сутки) на водосборах российских рек (1981–2000 гг.): рассчитанные по ансамблю из 31 модели CMIP5 (“мод.”) и полученные по осредненным данным наблюдений/реанализов (“набл.”) (см. табл. 3.1.2). Заштрихованная область показывает межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю моделей (± σ). Расчеты представлены для семи водосборов: (а) Южные реки (Днепр, Днестр, Дон, Кубань); (б) Северные реки (Западная Двина, Печора, Мезень); (в) Обь; (г) Лена, (д) Амур, (е) Енисей, (ж) Волга-Урал.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:43 PM Page 303

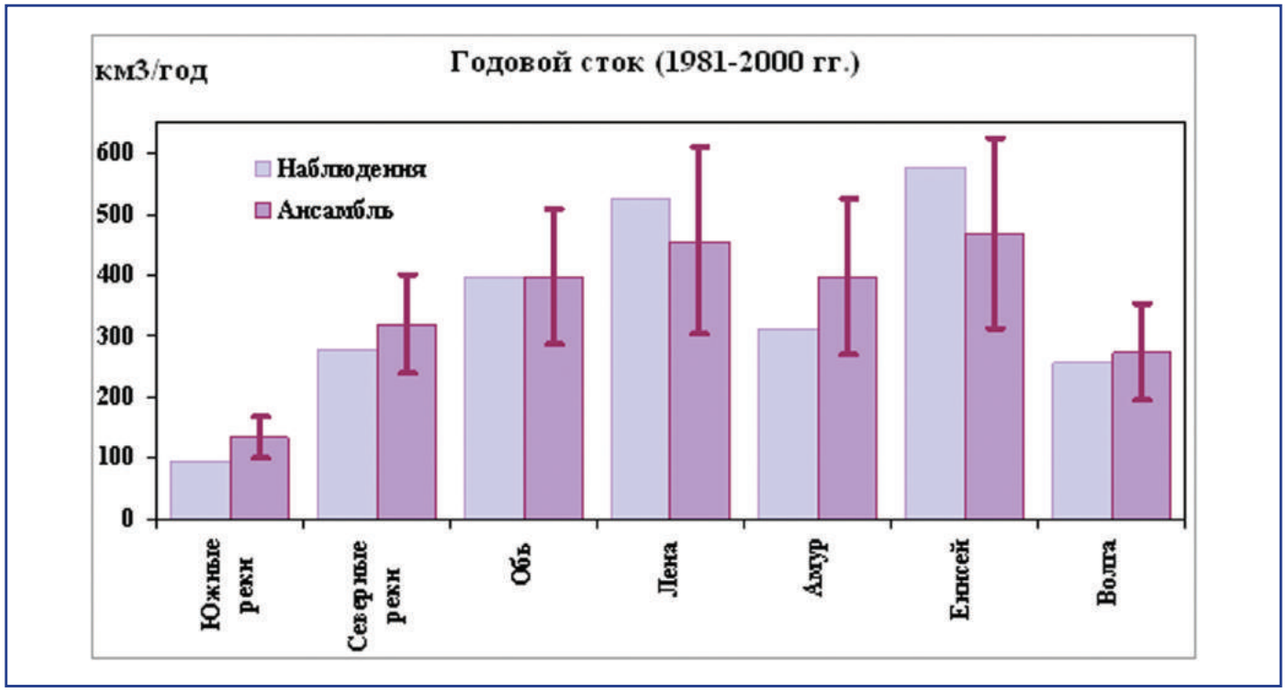


Рис. 3.1.9. Средние значения годового стока (км^3/год) на крупных водосборах, рассчитанные по ансамблю из 26 моделей (1981–2000 гг.) и полученные по данным наблюдений (Dai, Trenberth, 2002; Hagemann, Dumenil, 1998). В столбцах с модельными данными, помимо средних, приводятся стандартные отклонения, характеризующие межмодельный разброс (± σ).

в моделях CMIP5, хотя по-прежнему, часть моделей неудовлетворительно воспроизводит площадь снежного покрова на территории Китая и Монголии.

По сравнению с моделями CMIP3, ансамбль моделей CMIP5 лучше воспроизводит сезонный ход площади снега, лишь немного занижая ее в зимние месяцы и в июне, но межмодельный разброс остается значительным (рис. 3.1.11). Столь же существенный разброс между моделями характерен и для расчетов массы снега. По сравнению с ансамблевыми расчетами по 17 моделям CMIP3 (Павлова и др., 2007, рис. 2), существенных изменений в результатах моделирования этой характеристики снежного покрова не обнаруживается (рис. 3.1.12а).

Сравнение с данными наблюдений по-прежнему затруднительно в связи с отсутствием надежных данных наблюдений. К настоящему времени разработан ряд методов и моделей восстановления на основе спутниковых данных таких характеристик, как площадь, высота и водный эквивалент снежного покрова. В основном методы отличаются в зависимости от типа используемого датчика, но могут включать учет зависимости от преобладающего типа растительности, рельефа и климатических условий. Подробный обзор методов получения и использования спутниковой информации для восстановления данных о снежном покрове приведен в работе (Dietz et al., 2011). Как показывают исследования (Китаев, Титкова, 2010; Носенко и др., 2005; 2006), погрешность восстановленных данных водного эквивалента снега может быть весьма значительна по сравнению с данными наземных измерений.

Данные наземных наблюдений свидетельствуют о том, что в последние десятилетия на территории России происходит увеличение высоты снежного покрова как максимальной, так и средней за зиму (Булыгина и др., 2011). В работе (Булыгина и др., 2011) выполнен анализ пространственных и временных изменений снежного покрова за период 1966–2010 гг. и показано (рис. 6, 8 в этой работе), что положительный тренд в рядах средней за зиму высоты снега обнаруживается для регионов атлантической и сибирской Арктики, южной части Западной Сибири, Восточной Сибири и Дальнего Востока, а максимальный за зиму запас воды в снеге увеличился на севере Восточ-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 304

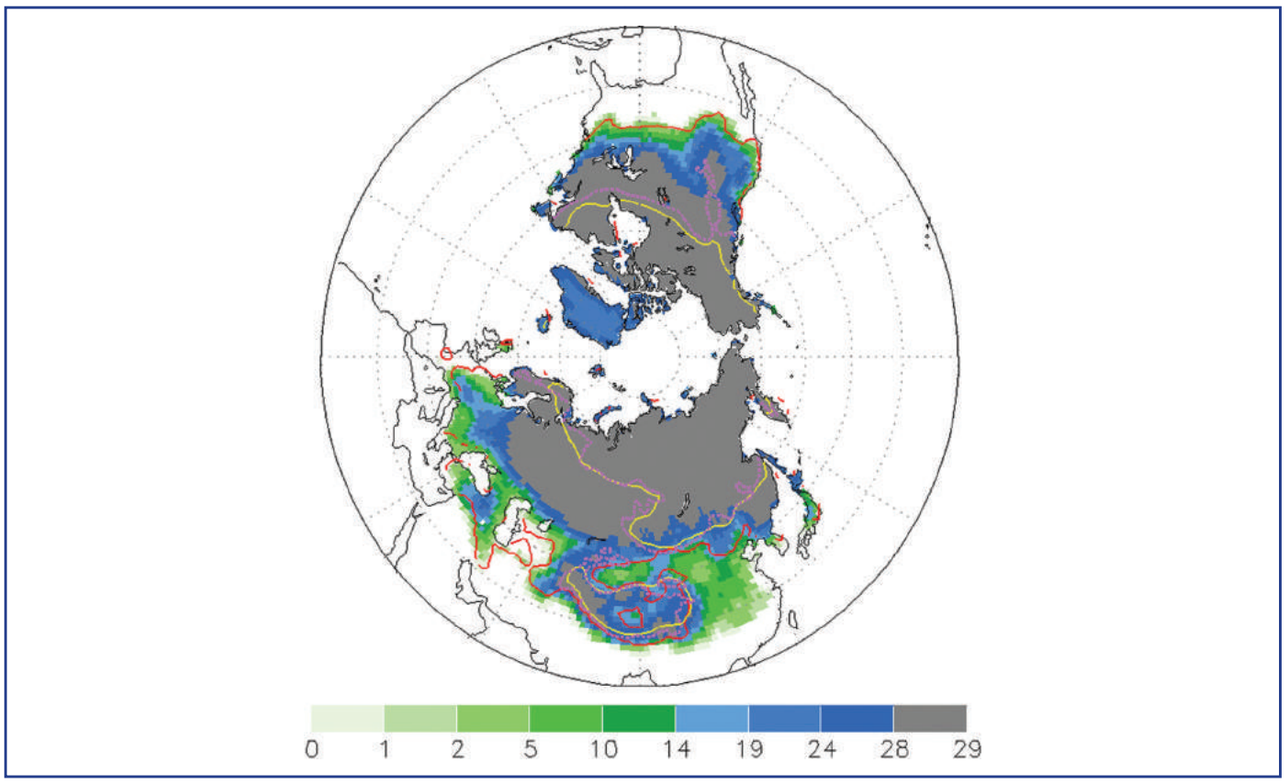


Рис. 3.1.10. Распределение снежного покрова суши в Северном полушарии в расчетах с моделями CMIP5 для февраля: за период 1980–1999 гг. В каждой ячейке модельной сетки различными цветами, в соответствии со шкалой внизу рисунка, показано количество моделей, в которых для этой ячейки получен снег удельной массой не менее 5 кг/м^2. Красная линия – наблюдаемые границы снежного покрова (не менее 20% дней месяца) за период 1980–1999 гг., полученные по данным (Robinson, Frei, 2000). Желтая линия – расчетная граница зоны многолетней мерзлоты, фиолетовая штриховая линия – современная наблюдаемая граница многолетней мерзлоты. (Brown et al., 1997, 1998).

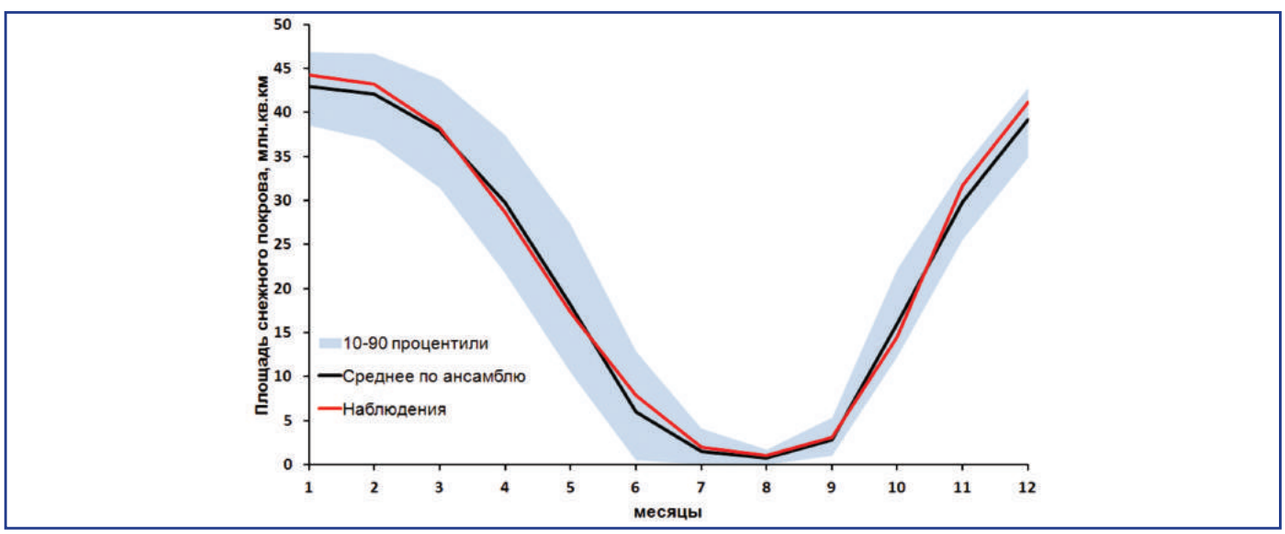


Рис. 3.1.11. Сезонный ход площади снежного покрова суши Северного полушария без учета Гренландии (млн км^2) по данным модельных расчетов и данным наблюдений (Robinson, Frei, 2000) за период 1980–1999 гг. Голубая штриховка – межмодельный разброс в пределах 10-й и 90-й процентилей.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 305

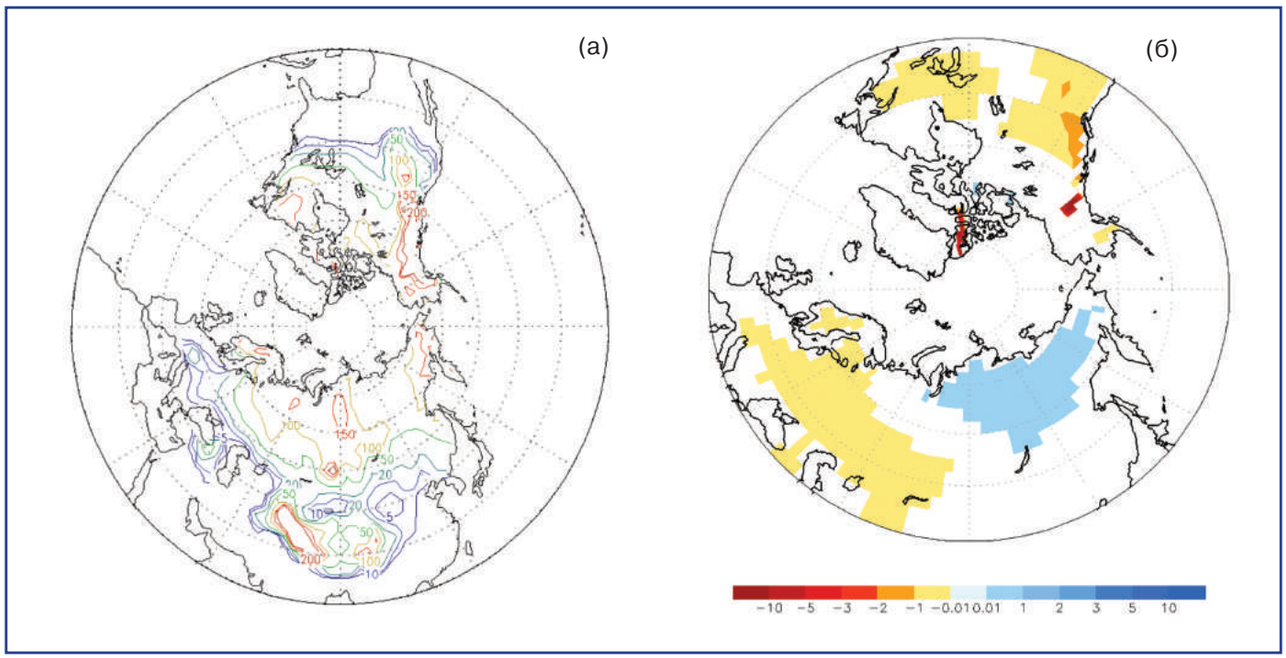


Рис. 3.1.12. Удельная масса снега по данным ансамбля CMIP5: (а) удельная масса (кг/м²) для февраля за период 1980–1999 гг. и (б) линейный тренд среднемесячных значений удельной массы снежного покрова для марта 1966–2010 гг. (кг/м² в год). Показаны области статистически значимых трендов.

но-Европейской равнины, юге Западной Сибири, на Дальнем Востоке и центральной части Восточной Сибири. Анализ модельных данных за этот же период показал, что в некоторых моделях и в среднем по ансамблю обнаруживается увеличение среднемесячной массы снежного покрова в основном для регионов Восточной Сибири (рис. 3.1.12).

Расчеты линейных трендов среднегодовой площади снежного покрова суши в Северном полушарии в ансамбле моделей CMIP5 за периоды 1900–1999 и 1980–1999 гг. показали результаты, близкие к расчетам по моделям CMIP3, а именно: для периода 1900–1999 гг. все члены рассмотренного ансамбля CMIP5 демонстрируют сокращение площади снежного покрова суши, величина тренда оказывается равной –6.0 тыс. км²/год против –6.2 тыс. км²/год в ансамбле CMIP3. Для периода 1980–1999 гг. в пяти моделях CMIP5 выявляется рост среднегодовой площади снежного покрова, в двадцати пяти – сокращение площади снега, величина среднего по ансамблю CMIP5 линейного тренда оказывается сопоставимой с соответствующей оценкой, полученной по данным моделей CMIP3: –31.6 тыс. км²/год против –32.5 тыс. км²/год. Наблюдаемый тренд за период 1980–1999 гг. составил –25.9 тыс. км²/год. (Павлова и др., 2013)

Анализ данных наблюдений (Brown, Robinson, 2011) показывает сокращение площади снежного покрова весной (март–апрель) в период с 1922 г. по 2010 г., при этом скорость сокращения возросла за последние 40 лет. Линейный тренд изменения мартовской и апрельской площади снега в период 1922–2010 гг. составил –32.4 тыс. км²/год и –47.2 тыс. км²/год соответственно, и –72.6 тыс. км²/год и –83 тыс. км²/год соответственно в период 1970–2010 гг. (Brown, Robinson, 2011). Тренды, полученные по данным (Robinson, Frei, 2000) несколько меньше, чем приведенные в работе (Brown, Robinson, 2011), но и в этом случае скорость сокращения площади снега в эти месяцы в среднем по ансамблю из 28 моделей CMIP5 оказывается меньше наблюдаемой: –42.7 тыс. км²/год в марте и –54.4 тыс. км²/год в апреле против наблюдаемых –66.4 тыс. км²/год и –70 тыс. км²/год соответственно (Павлова и др., 2013).

Снежный покров (площадь его распространения, высота, продолжительность залегания) оказывает существенное влияние на температурный режим многолетнемерзлых грунтов. Оценки площади

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 306

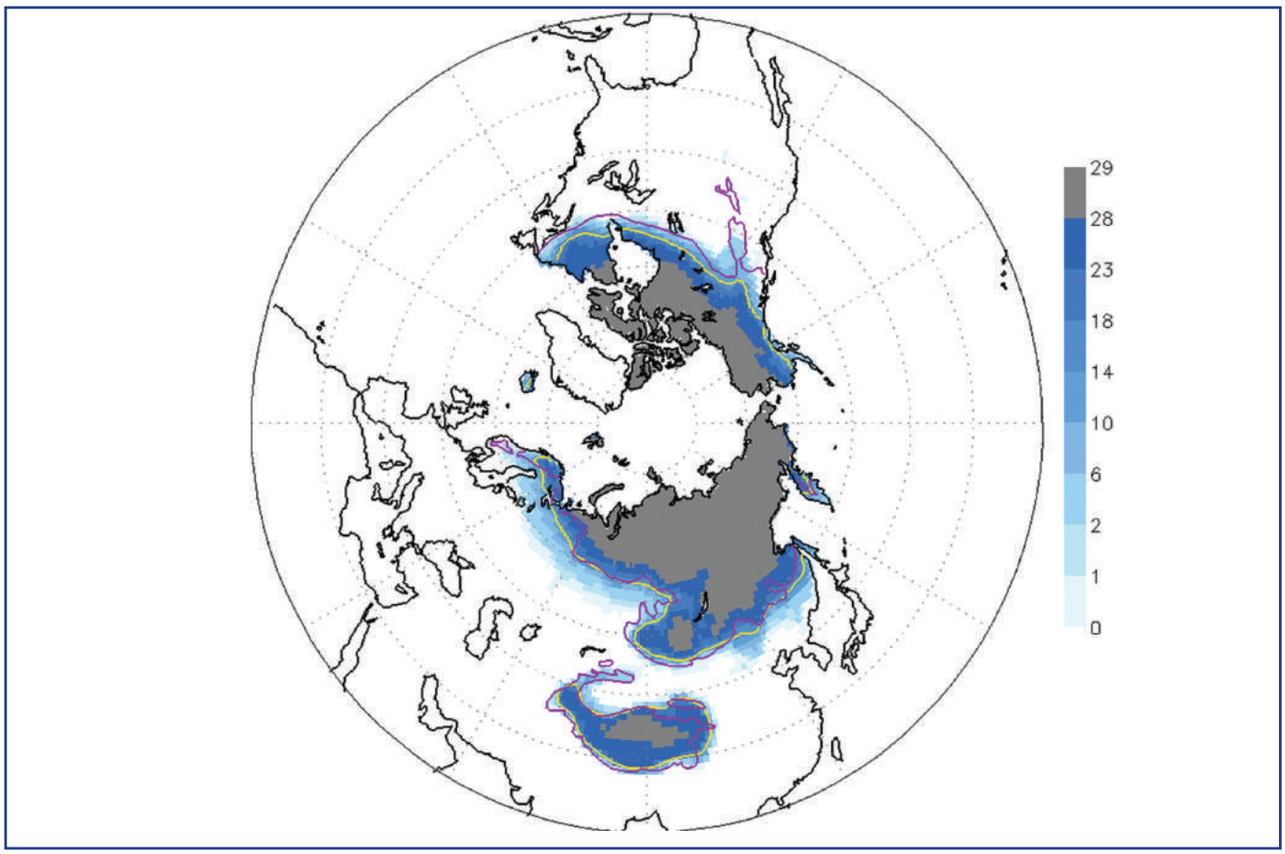


Рис. 3.1.13. Площадь, занятая мерзлотой в верхнем (3.3 м) слое почвы по данным расчетов на базе 29 моделей CMIP5 для периода 1980–1999 гг. В каждой ячейке сетки 1° × 1° различными цветами показано количество моделей, в которых для этой ячейки осредненная за период 1980–1999 гг. среднегодовая температура грунта на глубине 3.3 м не превышает 0°С. Желтая линия показывает условную расчетную границу зоны многолетней мерзлоты, определяемую по положению среднегодовой изотермы 0°С на глубине 3.3 м, осредненной по ансамблю моделей, фиолетовая линия – современная наблюдаемая граница многолетней мерзлоты (Brown et al., 1997, 1998).

и ряда других характеристик многолетней мерзлоты и их эволюции могут быть получены либо напрямую из климатических моделей по данным о расчетной температуре почвы на различных глубинах, либо с помощью других моделей и расчетных схем, использующих в качестве входных параметров данные о температуре воздуха (подстилающей поверхности) и высоте снежного покрова, полученные из реанализов и/или климатических моделей.

Как показано в работах (Koven et al., 2013; Slater, Lawrence, 2013), анализ современного состояния и эволюции площади многолетней мерзлоты, полученной по данным о температуре почвы в моделях, оказывается затруднительным в связи с тем, что в климатических моделях для описания процессов на поверхности и в глубине почвы используются сильно различающиеся (как по числу уровней и глубине почвы, так и по физическим процессам) почвенные модели. Так в рассмотренных в (Slater, Lawrence, 2013) 13 моделях почвенная колонка включала от 3 до 23 слоев, а глубина ее варьировала от 3 до 47 м.

Разброс модельных значений площади многолетней мерзлоты, рассчитанной напрямую по данным о модельной температуре почвы, оказывается очень большим. Рассчитанная в 18 моделях CMIP5 современная площадь многолетней мерзлоты составила от 1.4 до 27.3 млн км^2 (Koven et al., 2013). Оценки современной площади многолетней мерзлоты, полученные на основе почвенно-мерзлотного индекса (Nelson, Outcalt, 1987), рассчитанного по модельным данным о снежном покрове и температуре воздуха, составили от 11 до 21 млн км^2 (Slater, Lawrence, 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 307

В расчетах термического состояния грунтов, выполненных с помощью модели теплопереноса в грунтах ГГО (Malevsky-Malevich et al., 2001) с использованием данных о температуре подстилающей поверхности и высоте снежного покрова, рассчитанных в 29 моделях CMIP5, положение средней по ансамблю расчетов нулевой изотермы среднегодовой температуры грунта на глубине 3.3 м удовлетворительно описывает современную границу многолетней мерзлоты, включая зоны прерывистой и островной мерзлоты (рис. 3.1.13). Площадь, занятая многолетней мерзлотой в Северном полушарии (без учета Гренландии), составила 21.9 млн км^2 в расчетах с данными моделей CMIP5, что практически совпадает с результатами, полученными с использованием данных CMIP3 (21.8 млн км^2). Фактическая площадь этой зоны по современным оценкам 22.8 млн км^2 (Zhang et al., 1999).

В целом сравнение результатов расчетов CMIP5 и CMIP3 показало, что значительных изменений в качестве воспроизведения площади снежного покрова и многолетней мерзлоты в моделях не произошло, особенности будущих изменений данных характеристик, полученные в моделях CMIP3, подтвердились в моделях CMIP5.

3.1.4.5. Морской лед

Прогностическими переменными ледовых компонентов климатических моделей обычно являются толщина (или удельная масса) льда, сплоченность, толщина снежного покрова, температура поверхности и в толще морского льда, а также скорость дрейфа. За редким исключением, соленость морского льда не является прогностической переменной, а альбедо ледяного покрова океана обычно весьма произвольно связано с толщиной льда и наличием снежного покрова. Площадь распространения морского льда является его сравнительно надежно измеряемой (со спутников) характеристикой и потому используется в сравнительных анализах модельных расчетов в качестве основной. Имеющиеся данные наблюдений за толщиной и скоростью дрейфа льда не достаточны для полноценного анализа качества модельных расчетов этих характеристик.

В настоящем анализе использованы три источника данных, основанных на наблюдениях за сплоченностью морского льда: Центра Хэдли, Великобритания – HadISST (Rayner et al., 2003), Национального центра данных о снеге и льде, США – NSIDC (Fetterer et al., 2002), а также Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства США – NASA (Comiso, Nishio, 2008). Точность алгоритмов восстановления данных установленных на спутниках пассивных микроволновых (ПМВ) датчиков для оценки площади и сплоченности морского льда анализировалась в ряде работ (например, Meier and Stroeve (2008)). Различия в полученных на основе разных алгоритмов интегральных оценках площади морского льда достигают 1 миллиона км^2 (см., например, (Kattsov et al., 2010), рис. 2 в этой статье). При этом тренды и аномалии в разных ПМВ продуктах, как правило, согласуются лучше, чем абсолютные значения площади.

Совокупная картина распределения морского льда в Северном полушарии для ансамбля CMIP5 (рис. 3.1.14), построенная для базового периода 1980–1999 гг., указывает на значительный разброс между моделями. При этом есть отдельные модели, существенно завышающие или существенно занижающие площадь льда. В то же время, медианное положение границы льда (т. е. граница, в пределах которой половина моделей имеет не менее 15% льда в ячейке) удовлетворительно согласуется с границей, построенной по данным анализа наблюдений, что отмечалось и для моделей CMIP3 (Randall et al., 2007).

Несмотря на значительные различия между моделями CMIP5, рассматриваемый ансамбль в среднем хорошо согласуется с данными наблюдений. Средняя по ансамблю площадь льда, оцениваемая как площадь модельных ячеек, в которых концентрация льда составляет не меньше 15%, отличается от наблюдаемых значений в Северном полушарии не более, чем на 10% зимой и весной, практически совпадая с наблюдаемой площадью в остальные сезоны (рис. 3.1.15). Следует отметить, однако, что в ряде моделей региональные особенности распределения морского льда воспроизводятся плохо, даже если суммарная площадь близка к наблюдаемой. При этом ансамбль CMIP5 в среднем заметно лучше воспроизводит площадь морского льда, нежели CMIP3.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 308

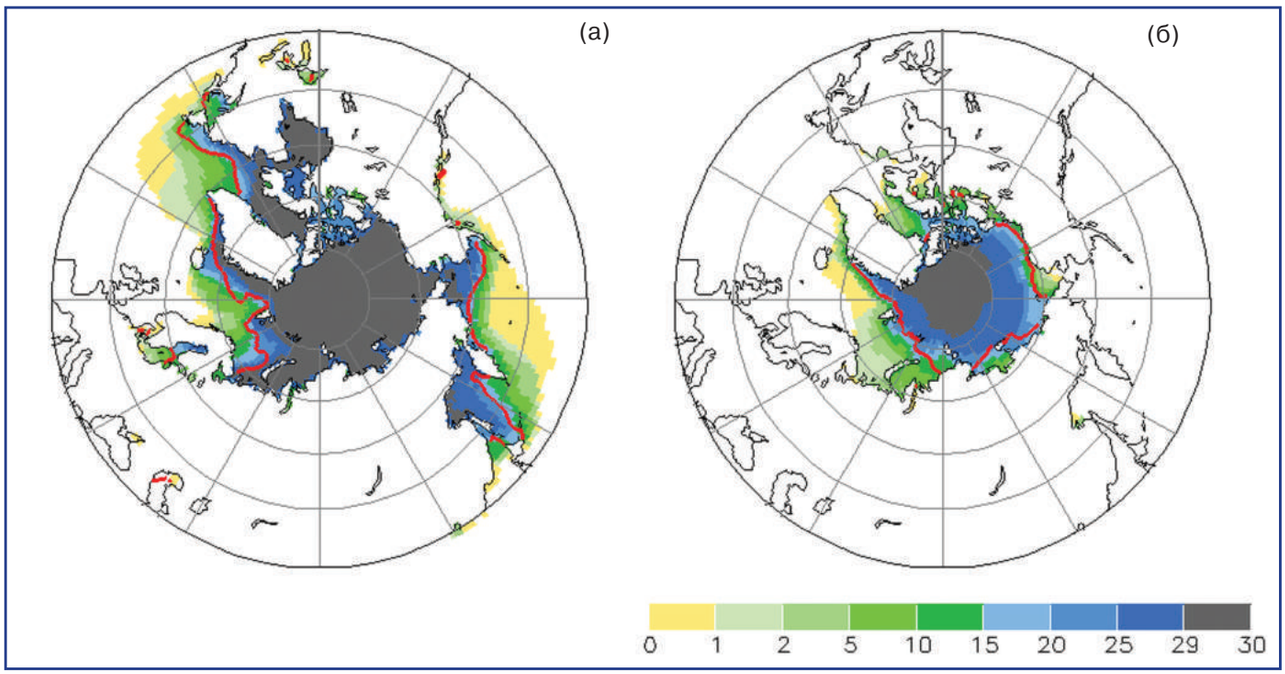


Рис. 3.1.14. Распределение морского льда в Северном полушарии для февраля (слева) и сентября (справа) в расчетах с 30 моделями CMIP5 за период 1980–1999 гг. В каждой ячейке широтно-долготной сетки 1° × 1° различными цветами, в соответствии со шкалой внизу рисунка, представлено количество моделей, в которых для этой ячейки получен лед сплоченностью не менее 15%. Наблюдаемые границы ледяного покрова сплоченностью не менее 15% (красная линия) за период 1980–1999 гг. получены по данным HadISST (Rayner et al., 2003).

За период спутниковых, т. е. наиболее надежных, наблюдений за ледяным покровом Мирового океана, площадь сентябрьского льда в Северном Ледовитом океане сокращается с ускорением: в 2012 г. был достигнут ее абсолютный минимум – 3.41×10^6 км^2, а средняя скорость этого сокращения по отношению к периоду 1979–2000 гг. составила 13% за десятилетие (NSIDC).

В то же время модели CMIP3 в среднем по ансамблю показывали существенно меньшее значение. “Консервативность” моделей CMIP3 обсуждалась в ряде работ (Rampal et al., 2011; Stroeve et al., 2007; Winton, 2011; Zhang, 2010). В работе (Kattsov et al., 2010) при обсуждении возможных причин указанной “консервативности” моделей CMIP3 затрагивался вопрос о том, насколько от моделей в принципе следует ожидать воспроизведения времени быстрого сокращения площади морского льда, коль скоро соотношение внешнего воздействия (антропогенного потепления) и собственной изменчивости климатической системы в этом случае не получено. Впоследствии в работе (Notz et al., 2012) были приведены результаты анализа ансамблевых расчетов с моделью MPI-ESM, которые показывают, в частности, что собственная изменчивость климатической системы в Арктике может приводить к тому, что в отдельных реализациях для рассматривавшегося 29-летнего периода (начиная с 1979 г.) тренды площади морского льда в Арктике могут различаться не только величиной, но и знаком, несмотря на фоновое потепление климата.

В среднем ансамбль из 30 моделей CMIP5 лучше, чем CMIP3 (12 моделей), воспроизводит наблюдаемый в последние десятилетия тренд сентябрьской площади морского льда в Северном полушарии (рис. 3.1.16). Примерно, в четверти моделей CMIP5 значения сентябрьского тренда превышают по абсолютному значению наблюдаемое (Павлова, Катцов, 2013).

Модели CMIP5 в среднем по ансамблю демонстрируют улучшение, по сравнению с ансамблем CMIP3, в воспроизведении сезонного хода и тренда площади арктического морского льда. При

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 309

этом проблема соотношения собственной изменчивости и изменений, связанных с внешним воздействием, в наблюдаемом резком сокращении сентябрьского льда в Арктике требует дальнейших исследований.

3.1.5. Пространственная детализация результатов моделирования глобальной климатической системы

Современные глобальные климатические модели включают описание климатообразующих процессов в самом широком диапазоне масштабов – от глобального до регионального и локального. Все эти процессы описываются моделями взаимообусловлено в рамках замкнутой физической системы по аналогии с тем, как это происходит в реальной климатической системе Земли. Однако использование глобальных климатических моделей в оценках регионального климата и экстремальных явлений часто оказывается затруднительным по причине большой пространственной сглаженности модельного климата, занижения его естественной изменчивости и недооценки опасных погодных явлений. Проблема сглаженности обусловлена недостаточным разрешением глобальных моделей и, как следствие, ограниченным учетом влияния региональных особенностей на расчет мезомасштабной атмосферной циркуляции и характеристик приземного климата.

Использование глобальных климатических моделей высокого разрешения (с шагами сетки менее 100 км), которое необходимо для удовлетворительного описания регионального климата, затруднено чрезвычайной длительностью расчетов по таким моделям, даже с использованием современных суперкомпьютерных систем. Проблема вычислительных ресурсов усугубляется в случаях, когда ставится задача проведения массовых

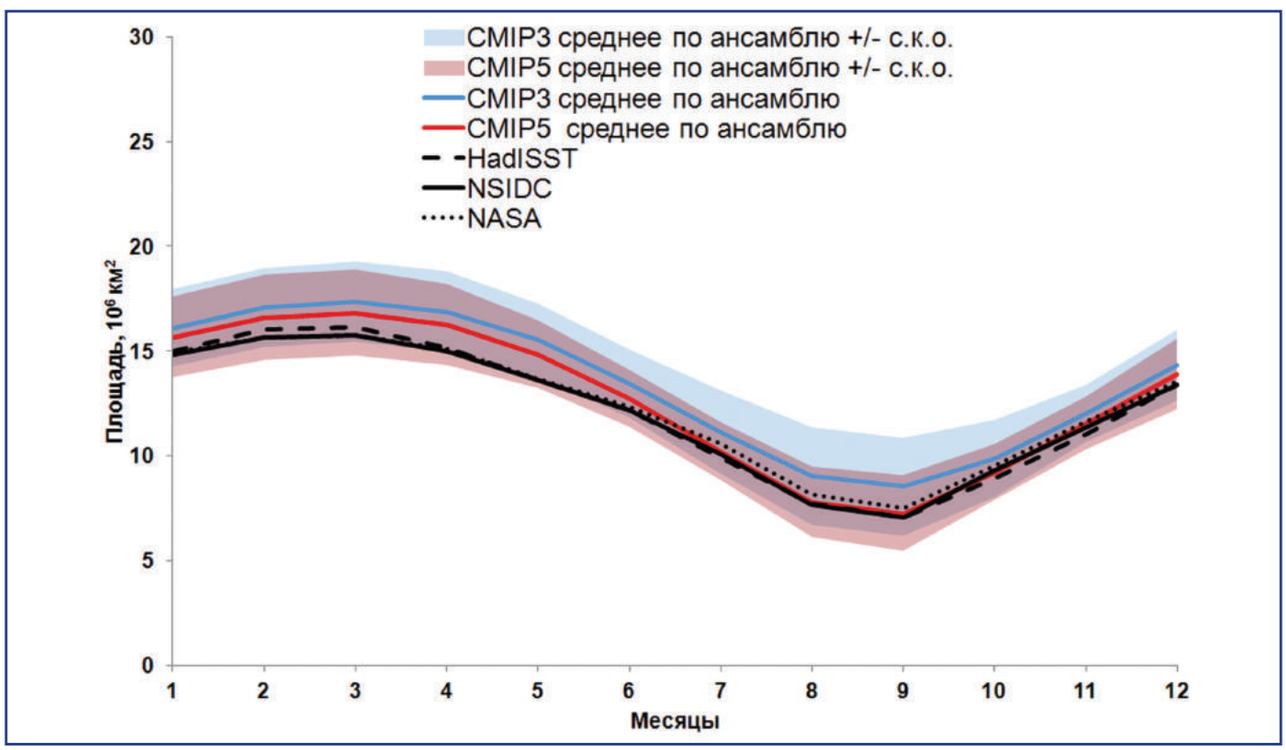


Рис. 3.1.15. Средний многолетний (за период 1980–1999 гг.) сезонный ход площади морского льда (км²) в Северном полушарии (площадь океана, покрытого льдом сплоченностью более 15%): полученный в ансамблях из 30 моделей CMIP5 (красная линия) и 17 моделей CMIP3 (голубая линия), а также по данным наблюдений HadISST (Rayner et al., 2003) (прерывистая черная линия); NSIDC (Fetterer et al., 2002) (сплошная черная линия) и NASA (Comiso, Nishio, 2008) (черный пунктир). Заштрихованные области соответствуют среднеквадратичному отклонению членов ансамблей от средних по ансамблям CMIP5 (розовая) и CMIP3 (голубая).

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 310

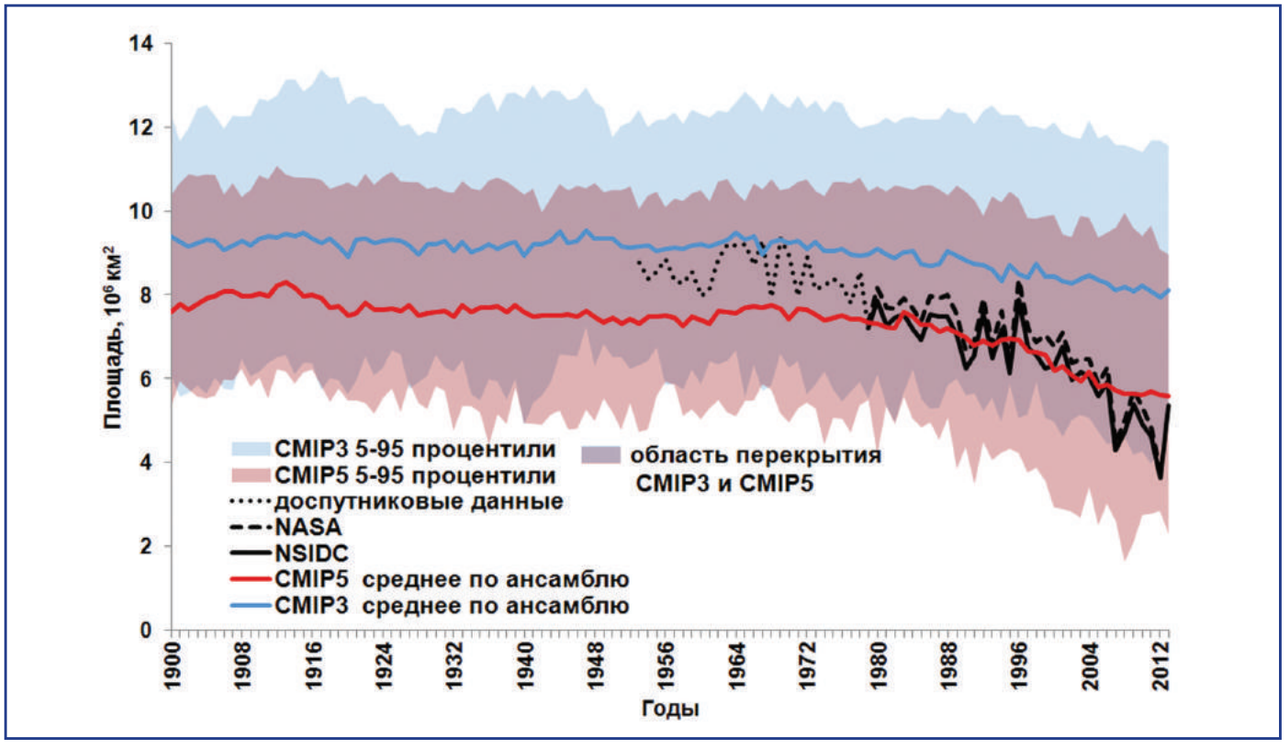


Рис. 3.1.16. Площадь морского льда в период с 1900 по 2013 гг. в Северном полушарии в сентябре по данным моделирования (CMIP5 и CMIP3) и наблюдений. Данные моделей: среднее по ансамблю 30 моделей CMIP5 (красная линия); среднее по ансамблю 12 моделей CMIP3 (голубая линия) и области 5–95 процентилей для обоих ансамблей (розовая и голубая штриховки, соответственно). Ретроспективные расчеты CMIP5 (т. е. до 2005 г. включительно) дополнены сценарными расчетами RCP4.5 для периода 2006–2013 гг.; расчеты CMIP3 – для периода 2000–2013 гг. – SRES A2 (Катцов и др., 2007). Показаны средние оценки для среднемесячных значений (не абсолютные годовые минимумы). Каждая модель в ансамбле представлена единственным расчетом. Данные наблюдений – NASA, (Comiso, Nishio, 2008); NSIDC; (Fetterer et al. 2002) – соответственно, прерывистая и сплошная черные линии). Черная пунктирная линия показывает эволюцию площади морского льда в Арктике, полученную на основе “доспутниковых” данных наблюдений (Meier, Stroeve, 2008; Stroeve et al. 2012).

ансамблевых расчетов – тогда требования к производительности суперкомпьютеров возрастают многократно из-за необходимости проводить одновременно большое число экспериментов. В настоящее время расчеты климата с помощью глобальных моделей с разрешением до 20 км и переменным разрешением (с локальным сгущением сетки) проводятся лишь на сравнительно небольшие сроки (10–20 лет) в рамках атмосферных компонент моделей (Murakami et al., 2012; Fox-Rabinovitz et al., 2008) и не имеют широкого распространения.

Помимо недостаточного разрешения, имеется и другое препятствие для более широкого применения глобальных климатических моделей в исследованиях регионального климата – это единообразие подхода к описанию физических процессов одновременно во всех регионах Земли. Для реалистичного описания климатического режима конкретного региона, представляющего интерес для импактных исследований, требуется специальная адаптация используемого в глобальном масштабе обобщенного описания взаимодействия пограничного слоя атмосферы с подстилающей поверхностью, детализация гидрологических процессов на суше и регионального термического режима.

Альтернативным источником детализированной информации о региональном климате и его изменениях служат специально разрабатываемые региональные климатические модели (РКМ), основанные на тех же физических законах и методах вычислительной математики, что и глобальные модели, но имеющие более высокое пространственное разрешение (Laprise, 2008;

OD-2-1-3n 12/15/14 1:44 PM Page 311

Rummukainen, 2010; Christensen et al., 2010; Школьник и др., 2012). РКМ лежат в основе так называемой динамической детализации расчетов глобальных климатических моделей. Региональные модели применяются для ограниченных областей субконтинентального масштаба с использованием на боковых границах модельных областей данных об эволюции глобального климата. Если большинство современных глобальных климатических моделей имеют разрешение в диапазоне 100–300 км, то региональные климатические модели к настоящему времени в ряде случаев уже перешагнули рубеж 10 км. Наиболее распространенное сейчас разрешение РКМ – 25 км, однако часто используется и более низкое – 50 км. Разрешение 10–50 км позволяет учитывать влияние на эволюцию климата мезомасштабных факторов, начиная с реалистичной орографии, небольших внутриконтинентальных водоемов, изменчивых характеристик растительности и свойств подстилающей поверхности, и заканчивая детальным описанием прибрежных зон, экосистемы которых демонстрируют высокую чувствительность к изменениям глобального климата. Следует упомянуть, что в России протяженность прибрежных зон – самая большая в мире, а разнообразие типов подстилающей поверхности исключительно велико в силу больших размеров территории, включающей почти все типы известных науке ландшафтов. Как отмечено выше, перечисленные региональные особенности, взаимодействующие с глобальной циркуляцией атмосферы и играющие важную роль в формировании регионального баланса тепла и влаги, представлены на сетках глобальных климатических моделей со слишком большим пространственным осреднением.

Региональные модели используются в комплексе с другими моделями, стоящими на другой ступени модельной иерархии – это модели пограничного слоя атмосферы, теплопереноса в грунтах, динамики растительности, наводнений, пожаров, землепользования и другие модели, выходная информация которых предназначена для использования непосредственно в оценках воздействий изменений климата на региональную инфраструктуру и экосистемы и, наконец, в задачах климатического обслуживания.

В настоящее время на смену разрозненным исследованиям климата с помощью высокоразрешающих модельных систем, в рамках которых были получены детализированные оценки изменений регионального климата для нескольких регионов Северной Америки и Европы, приходят скоординированные в глобальном масштабе проекты, среди которых – крупный проект Всемирной программы исследования климата CORDEX (http://wcrp-cordex.ipsl.jussieu.fr). Эксперименты в рамках указанного проекта включают ансамблевые мультимодельные расчеты по РКМ для всех регионов Земли, причем не только для суши, но и для тех регионов Мирового океана, где высокое разрешение моделей необходимо для улучшения описания экстремальных режимов атмосферной циркуляции и их прогноза на будущее. Один из таких регионов – Арктика, над акваторией которой часто возникают экстремальные полярные мезоциклоны, которые сопровождаются опасными погодными явлениями (штормовой ветер и осадки исключительно высокой интенсивности). Прохождение таких циклонов несет угрозу экономической деятельности в полярных морях и наносит большой ущерб инфраструктурам в прибрежных зонах. Задача воспроизведения (и прогнозирования) таких сравнительно небольших атмосферных вихрей, какими являются полярные циклоны, ложится, в первую очередь, на климатические модели, обладающие высоким пространственным разрешением и позволяющие обеспечить лучшую согласованность числа полярных циклонов между расчетами и данными наблюдений по сравнению с глобальной моделью более низкого разрешения (рис. 3.1.17).

Для получения еще более локализованной, по сравнению с РКМ, климатической информации к результатам расчетов по глобальным климатическим моделям и РКМ применяются специальные статистические преобразования (статистическая детализация). Такие преобразования базируются на установлении регрессионных эмпирических соотношений между оценками климатических моделей (предикторами) и данными наблюдений за климатом (предиктантами) на сети метеорологических станций (Segui et al., 2010; van Vliet et al., 2011).

К сожалению, статистическая детализация, проведенная для отдельно взятой модели климата,

OD-2-1-3n 12/15/14 1:45 PM Page 312

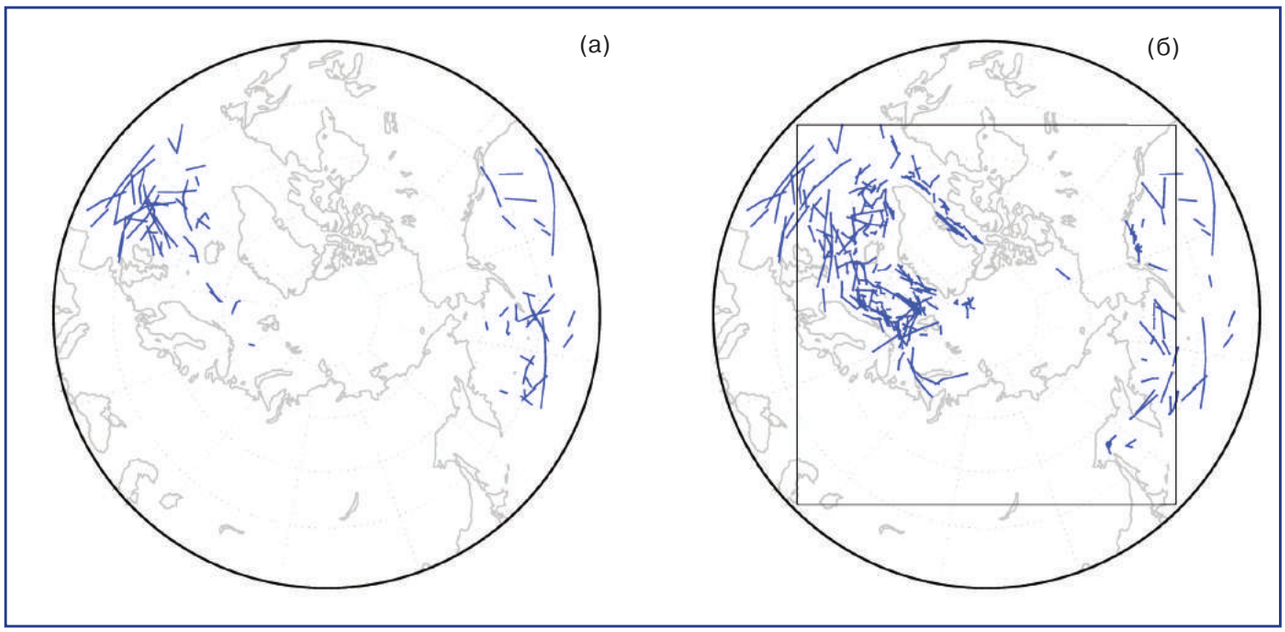


Рис. 3.1.17. Пространственное распределение траекторий полярных циклонов за десять зимних сезонов с 1981 по 1990 годы по оценкам глобальной модели атмосферы с разрешением 200 км (а) и оценкам встроенной в нее РКМ ГГО с разрешением 25 км (б). Рисунок взят из работы (Shkolnik, Efimov, 2013). По сравнению с глобальной моделью, оценки РКМ лучше согласуются с данными анализа наблюдений (Lutsenko, Lagun, 2010), согласно которым только в Северо-Европейском секторе Арктики, включающем северную часть акватории Норвежского моря, Баренцево море и часть акватории Гренландского моря, число полярных циклонов за указанный временной интервал составляет 97.

небольшого района и конкретного временного интервала, не может быть обобщена на другие периоды, модели и регионы. Эта особенность существенно ограничивает применимость статистических методов в задачах по "привязке" оценок будущих изменений климата по глобальным климатическим моделям к локальному масштабу. Несомненным преимуществом статистической детализации перед динамической является отсутствие необходимости использовать мощные вычислительные ресурсы.

Что касается эффективности динамической и статистической детализации расчетов глобальных климатических моделей, то она для современного климата оказывается близкой, с небольшим преимуществом одного подхода над другим в зависимости от региона. Следует отметить, что в силу линейности используемых соотношений статистическую детализацию, по-видимому, имеет смысл проводить на малые сроки в пределах небольших регионов и/или там, где изменчивость климата, обусловленная нелинейностью физических процессов и обратных связей в климатической системе, сравнительно невысокая.

Большая часть территории России включает умеренные и высокие широты, где всем, без исключения, компонентам климатической системы присущи хаотичная динамика и большая временная изменчивость. Поэтому усилия по анализу и прогнозу состояния климата России представляется целесообразным сосредоточить, в первую очередь, на комплексном использовании оценок глобальных и региональных моделей с подключением статистических методов детализации там, где их применение окажется полезным.

3.1.6. Выводы

Несмотря на значительный разброс между отдельными моделями CMIP5, удовлетворительное согласие средних по ансамблю моделей расчетов основных характеристик наблюдаемого приземного климата на территории России с данными наблюдений позволяют констатировать пригодность этого ансамбля для оценок будущих изме-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:45 PM Page 313

нений климата на территории России. Сравнение моделей разных поколений указывает на постепенное улучшение воспроизведения моделями ряда характеристик приземного климата на территории России.

Отмеченные в (ОД_РФ-1, 2008) принципиальные сложности совокупной оценки качества моделей, несмотря на значительные усилия научного сообщества, в целом, остаются актуальными. Равно как остаются открытыми и некоторые важные вопросы, касающиеся избирательной применимости (пригодности) отдельных моделей в оценках будущих изменений отдельно взятых климатических характеристик в отдельно взятых регионах. Формирование ансамблей (комплексирование) глобальных моделей для оценки будущих региональных изменений климата остается в повестке актуальных исследований.

Потребность в высоком пространственном разрешении оценок будущих изменений климата остается сильным мотивирующим фактором развития региональных климатических моделей, которые в ряде случаев демонстрируют появление "добавочного качества" по отношению к расчетам климата с помощью глобальных моделей.

3.1.7. Литература

Анисимов О. А., Кокорев В. А., 2013. Об оптимальном выборе гидродинамических моделей для оценки влияния изменений климата на криосферу, Лед и Снег, № 1 (121), с. 83–92.

Булыгина О. Н., Разуваев В. Н., Коршунова Н. Н., 2011. Снежный покров на территории России и его пространственные и временные изменения за период 1966–2010 гг., Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 24, с. 211–227.

Генихович Е. Л., Павлова Т. В., Катцов В. М., 2010. О комплексировании ансамбля климатических моделей, Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, т. 561, с. 28–46.

Катцов В. М., 2010. Предсказание климата: достижения, проблемы и перспективы. Метеорология и гидрология, №.1, с. 18–22.

Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В., Спорышев П. В., Бекряев Р. В., Говоркова В. А., 2007. Эволюция ледяного покрова Мирового океана в 20-м и 21-м веках в расчетах с глобальными климатическими моделями нового поколения, Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 2, с. 1–17.

Катцов В. М., Мелешко В. П., 2008. Современные приоритеты фундаментальных исследований климата, Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, т. 557, с. 3–19.

Катцов В. М., Мелешко В. П., Говоркова В. А., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2008. Модели, предназначенные для оценки будущих изменений климата. В кн.: Оценочный доклад об зменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации А. И. Бедрицкий и др., (ред.), т. 1. Изменения климата, с. 112–151.

Китаев Л. М., Титкова Т. Б., 2010. Оценка снегозапасов по данным спутниковой информации, Криосфера Земли, Т. XIV, № 1, с. 76–80.

Мелешко В. П., Говоркова В. А., 2013. Успешность расчета современного регионального климата с помощью ансамбля моделей CMIP3 и CMIP5, Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И.Воейкова, т. 568, с. 26–50.

Носенко Г. А., Долгих Н. А., Носенко О. А., 2005. О возможности практической реализации существующих алгоритмов восстановления характеристик снежного покрова по данным микроволновых съемок из космоса для мониторинга водных ресурсов, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: Сборник научных статей, т. II., с. 150–156.

Носенко О. А., Долгих Н. А, Носенко Г. А., 2006. Снежный покров центра Европейской части России по данным AMSR-E и SSM/I, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: Сборник научных статей, вып. 3, т. I, с. 296–301.

ОД_РФ-1, 2008. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории

OD-2-1-3n 12/15/14 1:45 PM Page 314

Российской Федерации. Бедрицкй А. И. и др., (ред.), в 2 томах, М.: Росгидромет.

Павлова Т. В., Катцов В. М., 2013. Площадь ледяного покрова Мирового океана в расчетах с помощью моделей CMIP5, Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 568, с. 7–25.

Павлова Т. В., Катцов В. М., Пикалева А. А., Спорышев П. В., Говоркова В. А., 2013. Снежный покров и многолетняя мерзлота в моделях CMIP5: оценки современного состояния и его возможных изменений, Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, т. 569, с. 38–61.

Павлова Т. В., Катцов В. М., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., Говоркова В. А., 2007. Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения, Криосфера Земли, т. XI, № 2, с. 3–13.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н., 2012. Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине 21 века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–23.

Brown J., Ferrians O. J., Heginbottom J. A., Melnikov E. S., 1997. International Permafrost Association Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions, U.S. Geological Survey Circum-Pacific Map Series, Map CP-45. Scale 1:10,000,000.

Brown J., Ferrians O. J., Heginbottom J. A., Melnikov E. S., 1998. Digital circum-arctic map of permafrost and groundice conditions., In Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS) CD-ROM, version 1.0. National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder.

Brown R. D., Robinson D. A., 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty, The Cryosphere, vol. 5, pp. 219–229, doi:10.5194/tc-5-219-2011.

Christensen J. H., Kjellstrom E., Giorgi F., Lenderink G., Rummukainen M., 2010. Weight assignment in regional climate models. Climate Research, vol. 44, no. 2–3, pp. 179–194. doi: DOI 10.3354/cr00916

Comiso J. C., Nishio F., 2008. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data, J. Geophys. Res., vol. 113, C02S07.

Dai A., Trenberth K. E., 2002. Estimates of freshwater discharge from continents: latitudinal and seasonal variations, J. Hydrometeorology, vol. 3, no. 6, pp. 660–687.

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P. et al., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, Quart. J. R. Meteorol. Soc., vol. 137, pp. 553–597 (DOI: 10.1002/qj.828).

Dietz A. J., Kuenzer C., Gessner U., Dech S., 2012. Remote sensing of snow – a review of available methods, International Journal of Remote Sensing, vol. 33, no. 13, pp. 4094–4134.

Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M., 2002. Sea Ice Index. Boulder, Colorado USA, National Snow and Ice data Center.

Fox-Rabinovitz M., Cote J., Dugas B., Deque M., McGregor J. L., Belochitski A., 2008. Stretched-grid Model Intercomparison Project: decadal regional climate simulations with enhanced variable and uniform-resolution GCMs, Meteorology and Atmospheric Physics, vol. 100.1–4. pp. 159–177, doi: DOI10.1007/s00703-008-0301-z

Frolov A. V., Kattsov V. M., 2009. Predicting Arctic climate: Knowledge gaps and uncertainties, n: UNESCO Climate change and Arctic sustainable development: Scientific, social, cultural and educational challenges, pp. 302–312.

Hagemann S., Duemenil L., 1998. A parameterization of the lateral waterflow for the global scale. Climate Dyn., vol. 14, pp. 17–31.

Huffman G. J., Adler R. F., Morrissey M. M., Bolvin D. T., Curtis S., Joyce R., McGavock B., Susskind J., 2001. Global Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations, J. Hydrometeor, vol. 2, pp. 36–50.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., D. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller

OD-2-1-3n 12/15/14 1:45 PM Page 315

(eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC, 2010. Meeting Report of the IPCC Expert Meeting on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections (NCAR, Boulder, CO, USA, 25–27 January 2010), (T.Stocker, Q.Dahe, G.-K. Plattner, M. Tignor, P. Midgley, eds.), IPCC WGI TSU, University of Bern, Switzerland, 117 pp. (https://www.ipcc-wg1.unibe.ch/publications/supportingmaterial/IPCC_EM_MultiModel Evaluation_MeetingReport.pdf)

IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Stocker T. F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Kanamitsu M., Ebisuzaki W.I., Woollen J. et al., 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R–2), Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 83, no. 11, pp. 1631–1643.

Kattsov V., Ryabinin V., Overland J., Serreze M., Visbeck M., J. Walsh, Meier W., Zhang X., 2010. Arctic sea ice change: a grand challenge of climate science, Journal of Glaciology, vol. 56, no. 200, p. 1115–1121.

Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X., 2005. Intercomparison of near surface temperature and precipitation extremes in AMIP-2 simulations, reanalyses and observations, Journal of Climate, vol. 18, pp. 5201–5223.

Knutti R, Furrer R, Tebaldi C, Cermak J., Meehl G., 2010. Challenges in combining projections from multiple climate models, Journal of Climate, vol. 23, pp. 2739–2758.

Koven C. D., Riley W. J., Stern A., 2013. Analysis of Permafrost Thermal Dynamics and Response to Climate Change in the CMIP5 Earth System Models, Journal of Climate, vol. 26, pp. 1877–1900. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00228.1

Laprise R., 2008. Regional climate modelling, Journal of Computational Physics, vol. 227, no. 7, pp. 3641–3666. doi:10.1016/j.jcp.2006.10.024|

Legates D. R., Willmott C. L., 1990. Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation, Int. J. Climatol., vol. 10, pp. 111–133.

Lutsenko E., Lagun V., 2010. Polar meso-scale cyclonic eddies in the Arctic atmosphere, Handbook, Arctic and Antarctic Research Institute, pp.97, in Russian (available at http://www.aari.ru/projects/mesocyclone/mez_ant.html).

Malevsky-Malevich S. P., Molkentin E. K., Nadyozhina E. D., Shklyarevich O. B., 2001. Numerical simulation of permafrost parameters distribution, Cold Regions Sci. and Technol., no. 32, pp. 1–11.

Meehl G. A., Covey C., Taylor K. E, Delworth T., Stouffer R. J., Latif M., McAvaney B., Mitchell J. F. B., 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset: a new era in climate change research, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 88, pp. 1383–1394.

Meier W. N., Stroeve J., 2008. Comparison of sea ice extent and ice edge location estimates from passive microwave and enhanced-resolution scatterometer data, Annals of Glaciology, vol. 48, no. 1, pp. 65–70. doi:10.3189/172756408784700743.

Murakami H., Wang Y. Q., Yoshimura H., Mizuta R., Sugi M., Shindo E, Kitoh A., 2012. Future Changes in Tropical Cyclone Activity Projected by the New High-Resolution MRI-AGCM, Journal of Climate, vol. 25, no. 9, pp. 3237–3260. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00415.1/

Murphy J., Kattsov V., Keenlyside N., Kimoto M., Meehl J., Mehta V., Pohlmann H., Scaife A., Smith D., 2009. Towards Prediction of Decadal Climate Variability and Change. White paper for the World Climate Conference 3, Geneva, 31 August – 4 September 2009. Procedia Environmental Sciences 1 (2010) pp. 287–304, doi:10.1016/j.proenv.2010.09.018/

Nelson F., Outcalt S., 1987. A computational method for prediction and regionalization of permafrost, Arct. Alp. Res., vol. 19, pp. 279–288, doi:10.2307/1551363.

New M., Hulme M., Jones P., 1999. Representing twentieth-century space-time climate ariability. Part I: Development of a 1961–90 mean month-

OD-2-1-3n 12/15/14 1:45 PM Page 316

ly terrestrial climatology, Journal of Climate, vol.12, pp. 829– 856.

New M., Hulme M., Jones P., 2000. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface temperature, Journal of Climate, vol. 13, pp. 2217–2238.

Notz D., Haumann F. A., Haak H., Jungclaus J. H., Marotzke J., 2012. Sea-ice evolution in the Arctic as modeled by MPI-ESM, Journal of Advances in Modeling Earth Systems, vol. 5, pp. 173–194, doi:10.1002/jame.20016

Overland, J. E., Wang M., Bond N. A., Walsh J. E., Kattsov V. M., Chapman W. L., 2011. Considerations in the Selection of Global Climate Models for Regional Climate Projections: The Arctic as a Case Study. Journal of Climate, vol. 24, pp. 1583–1597, doi: 10.1175/2010JCLI3462.1.

Rampal P., Weiss J., Dubois C., Campin J. M., 2011. IPCC climate models do not capture Arctic sea ice drift acceleration: Consequences in terms of projected sea ice thinning and decline, Journal of Geophysical Research-Oceans, vol. 116. doi: 10.1029/2011jc007110.

Randall D. A., Wood R. A., Bony S., Colman R., Fichefet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R.J., Sumi A., Taylor K. E., 2007. Climate Models and Their Evaluation, Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, USA, pp. 589–662.

Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., et al., 2003. Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late ninteeth century, Journal of Geophysical Research, vol. 108 (D14), doi:10.1029/2002JD002670.

Rienecker M. M., Suarez M. J., Gelaro R., Todling R., et al., 2011. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Journal of Climate, vol. 24, pp. 3624–3648.

Robinson D. A., Frei A., 2000. Seasonal variability of northern hemisphere snow extent using visible satellite data, Professional Geographer, vol. 51, pp. 307–314.

Rummukainen M., 2010. State-of-the-art with regional climate models, Wiley Interdisciplinary Reviews, Climate Change, vol. 1, no. 1, pp. 82–96, doi: 10.1002/wcc.8

Saha S., Adiga S. N., Hiaw C. T., Ang J. W. et al., 2010. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 91, pp. 1015-1057.

Segui P. Q., Ribes A., Martin E., Habets F., Boe J., 2010. Comparison of three downscaling methods in simulating the impact of climate change on the hydrology of Mediterranean basins, Journal of Hydrology, vol. 383, no. 1–2, pp. 111–124. doi: DOI 10.1016/j.jhydrol.2009.09.050

Serreze M. C., Barrett A., Lo F., 2005. Northern high latitude precipitation as depicted by atmospheric reanalyses and satellite retrievals, Monthly Weather Review, vol. 133, pp. 3407–3430.

Shkolnik I. M., Efimov S. V., 2013. Cyclonic activity in high latitudes as simulated by a regional atmospheric climate model: added value and uncertainties, Environ. Res. Lett., vol. 8, 045007, doi:10.1088/1748-9326/8/4/045007.

Slater A. G., Lawrence D. M., 2013. Diagnosing Present and Future Permafrost from Climate Models, Journal of Climate, vol. 26, pp. 5608–5623, doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1

Stroeve J., Holland M., Meier W., Scambos T., Serreze M., 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast, Geophysical Research Letters, 34(9), DOI 10.1029/2007GL029703

Stroeve J. C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W. N., 2012. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations, Geophysical Research Letters, vol. 39, L16502, doi:10.1029/2012GL052676.

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A., 2012. An Overview of CMIP5 and the experiment design,

OD-2-1-3n 12/15/14 1:45 PM Page 317

Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 93, pp. 485–498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

Uppala S. M., Allberg K., Simmons P., Andrae A. J., et al,, 2005. The ERA-40 re-analysis, Q.J.R. Meteorol. Soc., vol. 131, pp. 2961–3012. doi: 10.1256/qj.04.176.

van Vliet M., Blenkinsop S., Burton A., Harpham C., Broers H., Fowler H., 2011. A multi-model ensemble of downscaled spatial climate change scenarios for the Dommel catchment, Western Europe, Climatic Change, vol. 1–29. doi: 10.1007/s10584-011-0131-8

Winton M., 2011. Do Climate Models Underestimate the Sensitivity of Northern Hemisphere Sea Ice Cover?, Journal of Climate, vol. 24, no. 15, pp. 3924–3934.

Xie P., Arkin P. A., 1998. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation, Journal of Climate, vol. 11, pp. 137–164.

Xie P., Arkin P. A., 1997. Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 78, pp. 2539–2558.

Zhang T., Barry R. G., Knowles K., Heginbottom J. A., Brown J. l., 1999. Statistics and characteristics of permafrost and ground–ice distribution in the Northern Hemisphere, Polar Geography, vol. 23, no. 2, pp. 132–154.

Zhang X., 2010. Sensitivity of arctic summer sea ice coverage to global warming forcing: towards reducing uncertainty in arctic climate change projections, Tellus Series a-Dynamic Meteorology and Oceanography, vol. 62, no. 3, pp. 220–227. doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00441.x.

Глава 3.1. ПРИЛОЖЕНИЕ

Рис. 3.1.1П. Федеральные округа РФ, для которых в настоящем докладе получены оценки современного климата и его будущих изменений: 1. Северо-Западный; 2. Центральный; 3. Южный; 4.Приволжский; 5. Уральский; 6. Сибирский; 7. Дальневосточный; 8. Северо-Кавказский.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:45 PM Page 318

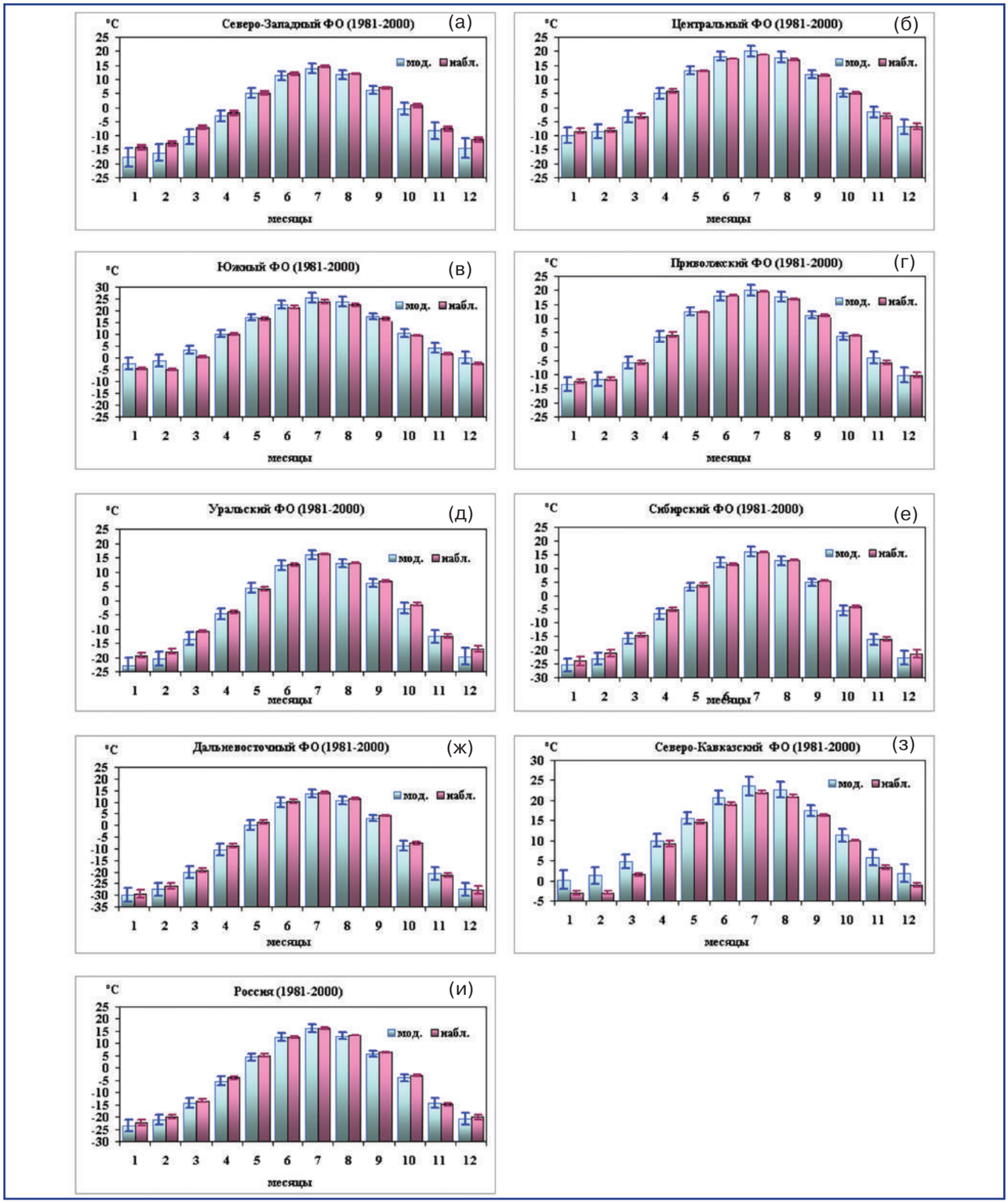


Рис. 3.1.2П. Сезонные изменения температуры приземного воздуха (1981–2000 гг.): рассчитанные по ансамблю из 31 модели CMIP5 (“мод.”) и полученные по осредненным данным наблюдений/реанализов (“набл.”). В столбцах, помимо средних, показаны стандартные отклонения, характеризующие разброс (± σ) между моделями, а также между данными наблюдений/реанализов. Расчеты представлены для федеральных округов (рис. 3.1.1.П) и территории РФ в целом.

OD-2-1-3n 12/15/14 1:46 PM Page 319

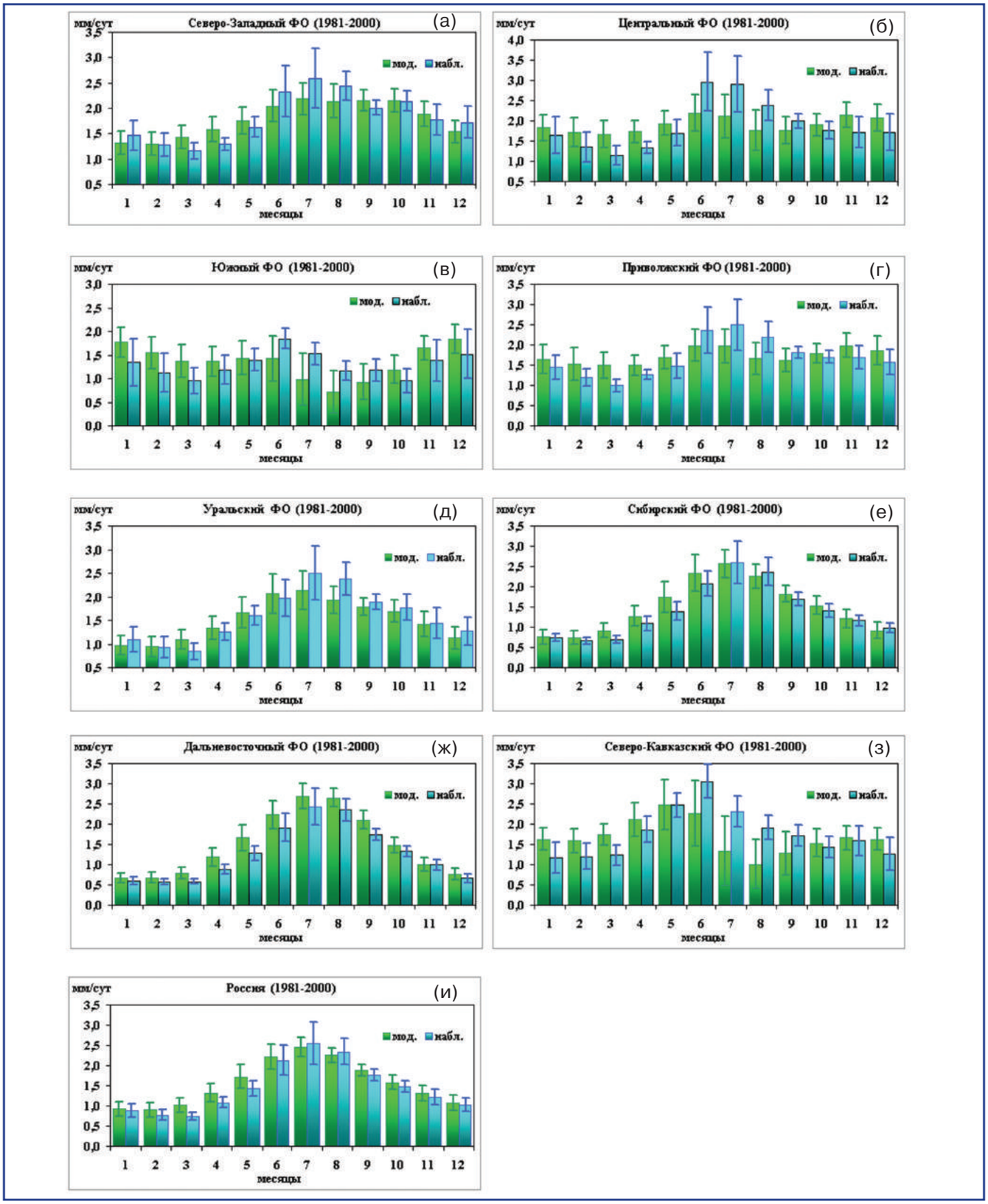


Рис. 3.1.3П. Сезонные изменения осадков (1981–2000 гг.): рассчитанные по ансамблю из 31 модели CMIP5 (“мод.”) и полученные по осредненным данным наблюдений/реанализов (“набл.”). В столбцах, помимо средних, показаны стандартные отклонения, характеризующие разброс (± σ) между моделями, а также между данными наблюдений/реанализов. Расчеты представлены для федеральных округов (рис. 3.1.1.П) и территории РФ в целом.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:11 PM Page 320

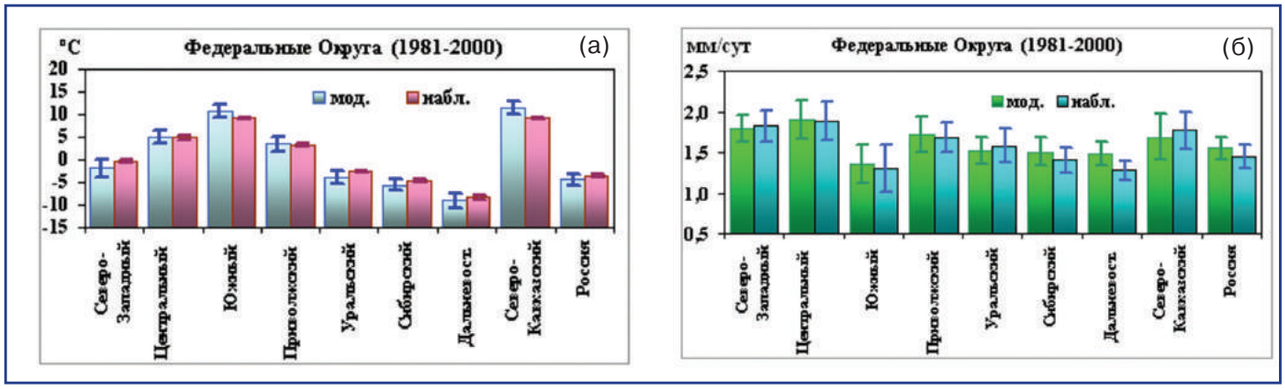


Рис. 3.1.4П. Среднегодовые значения температуры приземного воздуха (а) и осадков (б) (1981–2000 гг.), рассчитанные по ансамблю из 31 модели CMIP5 (“мод.”) и полученные по осредненным данным наблюдений/реанализов (“набл.”). В столбцах, помимо средних, показаны стандартные отклонения, характеризующие разброс (± σ) между моделями, а также между данными наблюдений/реанализов. Расчеты представлены для федеральных округов (рис. 3.1.1.П) и территории РФ в целом.

Глава 3.2. ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ В XXI ВЕКЕ

И. М. Школьник

В. А. Говоркова, И. Л. Кароль, А. А.Киселев, В. П. Мелешко, Е. Д. Надежина, Т. В. Павлова

3.2.1. Сценарии антропогенных воздействий на глобальную климатическую систему

Особенности сценариев предыдущего поколения SRES (Special Report on Emissions Scenarios – Специальный Доклад о Сценариях Выбросов) кратко описаны в главе 7.1 первого Оценочного доклада Росгидромета (ОД_РФ-1 (2008)). Сценарии SRES широко использовались в модельных исследованиях последнего десятилетия. Наибольшее внимание, естественно, привлекали сценарии с экстремальными – наибольшим (A2) и наименьшим (B1) – глобальными содержаниями CO_2 в нижней атмосфере в XXI веке (см. рис. 7.1 в ОД_РФ-1).

При подготовке Пятого отчета МГЭИК были учтены недостатки “идеологии” сценариев SRES. Такие недостатки проистекали из нескольких вариантов ожидаемых путей социально–экономического развития как в глобальном, так и в региональном масштабах. Затем характеристики каждого варианта развития преобразовывались в предполагаемые изменения непосредственно эмиссий климатически активных субстанций, либо их концентраций в нижней атмосфере и на подстилающей поверхности. Эти эмиссии или концентрации и их эволюция должны служить основой для используемых в прогнозах изменений климата в XXI веке сценариев возможной эволюции климатических характеристик в глобальном и региональном масштабах. При этом указывается, что эти сценарии нацелены на антропогенную часть климатообразующих факторов. Климатообразующие факторы, связанные с “естественной” изменчивостью климатических характеристик, сценариями SRES не охватываются. Однако в ряде публикаций (см., напр., Кароль, 1988) отмечается, что с течением времени доля и влияние антропогенных климатообразующих факторов на изменения климата будут возрастать, и потому ожидаемый эффект все более будет определяться именно этими сценариями. Достаточно полное и подробное исследование и сравнение старых (SRES) и новых (RCP) сценариев представлено в работах (Rogelj et al., 2012; Meinshausen et al., 2011).

В практике использования сценариев SRES были случаи пересечения “кривых” эволюции климатообразующих факторов в некоторые мо-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:11 PM Page 321

менты времени, когда уровни содержания климатообразующих факторов от более или менее "интенсивных" в среднем сценариев менялись местами в величинах их влияния на климатическую систему из-за принятых в сценариях разных особенностей социально–экономического развития. Это затрудняло "ранжирование" сценариев по степени их эмиссий парниковых газов в атмосферу и таким образом – по степени их воздействия на климатическую систему.

Для модельных прогнозов изменений климата от антропогенных факторов основное значение имеют именно прогнозы эволюции содержания парниковых газов, а порождающие ее социально-экономические условия не входят непосредственно в прогностический механизм. Поэтому именно физические характеристики климатообразующих факторов любого сценария должны быть определяющими. Такой характеристикой в последние десятилетия служит индекс радиационного воздействия (РВ, в Отчетах МГЭИК используется также понятие "метрика"), который достаточно полно отражает степень внешнего (антропогенного) воздействия на климатическую систему и широко используется в теории и практике исследований. И при использовании сценариев SRES их общие эффекты оценивались часто по величине их РВ. Поэтому в новой системе сценариев, используемой при составлении Пятого отчета МГЭИК, за основную исходную характеристику взяты величины эволюции ожидаемых концентраций парниковых газов и их РВ к концу XXI века. Индекс сценария обозначается величиной глобального антропогенного РВ, достигаемого в 2100 г., а именно 2.6; 4.5; 6.0 и 8.5 Вт/м^2 – RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 и RCP8.5, соответственно. Здесь: RCP – Representative Concentration Pathway (Репрезентативные траектории [изменения] концентраций [примесей]). В квадратных скобках упомянуты части названия, подразумеваемые, но не указанные в нем явно. Отсюда видно, что RCP8.5 – сценарий, соответствующий максимальным антропогенным выбросам, а RCP2.6 – минимальным. В последнем сценарии предполагается, что максимум РВ, равный 3.0 Вт/м^2, будет достигнут во второй половине XXI века, но затем РВ уменьшится до 2.6 Вт/м^2 к 2100 г. (van Vuuren et al., 2011).

Принципиальное отличие сценариев RCP от SRES состоит в их исходных положениях: не от недостаточно четких качественных вариантов социально-экономического развития, а от конкретных ожидаемых изменений климатообразующих факторов, в том числе концентраций парниковых газов и газов, образующих радиационно активные атмосферные аэрозоли. От этих основ развитие других составляющих сценариев идет как "вниз" по логической лестнице – к величинам эмиссий газов, изменений радиационных характеристик подстилающей поверхности и т. п., так и "вверх" – к социально-экономическим условиям существования общества и природы, с чего начинались предыдущие сценарии и что ранее не использовалось в климатических прогнозах. При этом в отличие от сценариев предыдущего поколения, устанавливаются и четко прослеживаются градации прогнозируемых климатических величин для разных сценариев.

В отличие от линейного "одноканального" пути развития сценария в прошлом, ныне предлагается его двухканальное построение: от исходных эволюций RCP (радиационного воздействия) по годам и с возможным учетом пространственной неоднородности движение идет по "климатическому" каналу построения ожидаемых изменений климатических характеристик в глобальном и региональном масштабах. По второму "социально–экономическому" каналу исследование развивается как бы "вверх" к определению социально–экономических условий развития общества (природы), которые могут создать принятые в сценариях RCP характеристики (эволюции воздействий и других исходных факторов) ко времени "действия" этих факторов в XXI веке (табл. 3.2.1). При этом в имеющихся публикациях нет указаний, каким образом проводить это движение "вверх по потоку" и строить ожидаемые изменения социально–экономических условий, способные привести к имеющимся сценариям RCP.

Для климатических моделей необходима более конкретная и детальная информация об эволюции климатообразующих факторов, чем ее в состоянии представить сценарии SRES, которые к тому же не могли отражать возможные меры по сокращениям тех или иных атмосферных эмиссий или изменений, происходящих на подстилаю-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:11 PM Page 322

Таблица 3.2.1. Особенности составления сценариев антропогенных воздействий на климатическую систему

а) Последовательный процесс	**б) Параллельный процесс**
1. Сценарии социально-экономических процессов и эмиссии	1. Характерные пути изменения концентраций (RCP) и уровни радиационного воздействия
2. Радиационное воздействие	2а. Модельные прогнозы изменений атмосферных циклов и климата / 2б. Социально-экономические сценарии и прогнозы эмиссий
3. Климатические модели. Проекции изменений климата	3. Воздействия, адаптация и уязвимость, а также анализ смягчения последствий
4. Воздействия, уязвимость, адаптация к последствиям	

щей поверхности. Новые сценарии должны включать проекции современного состояния и ожидаемых изменений новых элементов климатических моделей, входящих в углеродный цикл: наземную и океаническую растительность, динамику морского и материкового льда, эффекты различных аэрозолей (Hibbard et al., 2011). В соответствии с требованиями моделей интегрированной оценки (Integrated Assessment Models), новые сценарии должны учитывать, наряду с природными, социальные и экономические факторы с привлечением соответствующей исторической информации. Однако отмечается, что такая информация не должна включаться в сценарии RCP. Ниже приведены несколько дополнительных критериев, подлежащих учету при разработке сценариев RCP:

1. наличие достаточно подробной и достоверной исходной информации о характеристиках атмосферы и подстилающей поверхности;
2. четыре исходных сценария без выделения среди них “оптимального”, но лишь “крайних” и промежуточных. При этом характеристики сценариев должны статистически надежно отличаться друг от друга;
3. хорошо обоснованный сценарий должен успешно обеспечивать климатические прогнозы, получаемые с помощью различных моделей;
4. используемые сценарии должны учитывать возможность включения разных климатообразующих факторов (на подробной пространственной сетке и для длительного исторического периода);
5. должна быть предусмотрена возможность адаптации сценариев для нужд климатического моделирования.

Важное развитие сценариев РВ в RCP – их экстраполяция на период после 2100 г., чего не было у предыдущих групп сценариев. Такая экстраполяция представлена на рис. 3.2.1 в виде графиков эволюции РВ и эмиссии CO_2 в системе ECP (Extended Concentration Pathway) до 2300 г. При этом экстраполяция РВ для RCP6.0 проводится в двух вариантах: помимо сохранения уровня РВ 6.0 Вт/м^2 в 2100 г., период после этого года еще рассмотрен сценарий ECP-SCP (Supplementary Concentration Pathway), в нем уровни РВ снижаются от РВ, равного 6.0 Вт/м^2 в 2100 г., до 4.5 Вт/м^2 к 2250 г. На рис. 3.2.1 представлены также и принятые уровни эмиссий CO_2 в период с 1900 до 2300 гг. для всех рассматриваемых сценариев. На рис. 3.2.2 и 3.2.3 представлены графики изменения со временем в XXI веке как самой величины РВ, так и соответствующих концентраций основных парниковых газов (CO_2, CH_4 и N_2O для рассматриваемых здесь сценариев RCP, взятые из (van Vuuren et al., 2011)).

В табл. 3.2.2 указаны качественные особенности изменений РВ и соответствующие им величины концентрации CO_2 для каждого из сценариев. При этом в табл. 3.2.2 для каждого из сценариев указана величина ожидаемого максимального содержания суммы парниковых газов в эквиваленте CO_2, т. е. максимальная концентрация каждого газа умножалась на величину его потенциала глобального потепления (ОД_РФ-1, 2008; IPCC, 2007).

Как указано в (van Vuuren et al., 2011), в сценариях учитывались антропогенные изменения радиационных характеристик подстилающей поверхности, глобальные эмиссии парниковых газов и других рассматриваемых климатообразующих

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 323

факторов, распределенных по площади поверхности Земли на сетке 0.5° × 0.5° для нескольких разных регионов на подстилающей поверхности и с учетом сезонных изменений характеристик растительности суши. Эти характеристики приняты нестационарными для разных сценариев. Также раздельно рассмотрены и приняты разными для разных сценариев скорости энергопотребления и расходов ископаемого топлива по годам XXI века. Дополнительно в (van Vuuren et al., 2011) указаны оценки эмиссий SO_2 и NO_X как газов атмосферы, частично антропогенных и участвующих в фотохимических процессах в атмосфере, к тому же влияющих на содержание там озона и метана. Отмечается, что для всех сценариев величины эмиссий этих газов и их продуктов – аэрозолей снижаются в течение XXI века в результате мер по совершенствованию очистки воздуха в выбросах промышленных и сельскохозяйственных предприятий. Как известно, снижение аэрозольного загрязнения воздуха в промышленно развитых регионах Европы и Северной Америки уже привело к росту прозрачности атмосферы над ними (Wild, 2009). Общие характеристики сценариев RCP

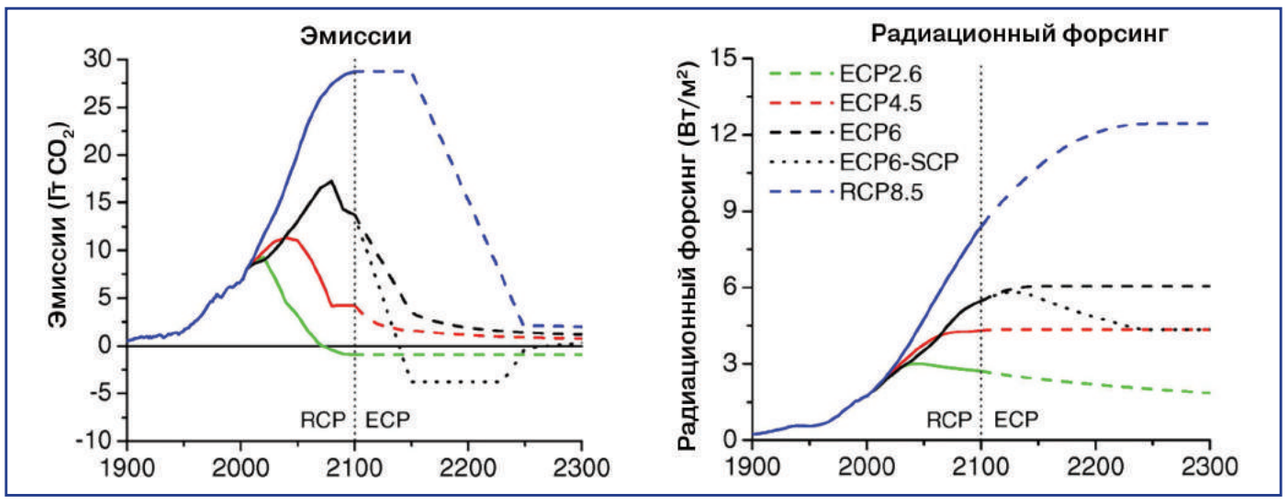


Рис. 3.2.1. Экстраполяция эмиссии CO_2 и радиационного воздействия на период после 2100 г. по сценариям RCP. Сценарий RCP6.0 to 4.5 показывает альтернативу эволюции РВ и эмиссии CO_2 (см. текст).

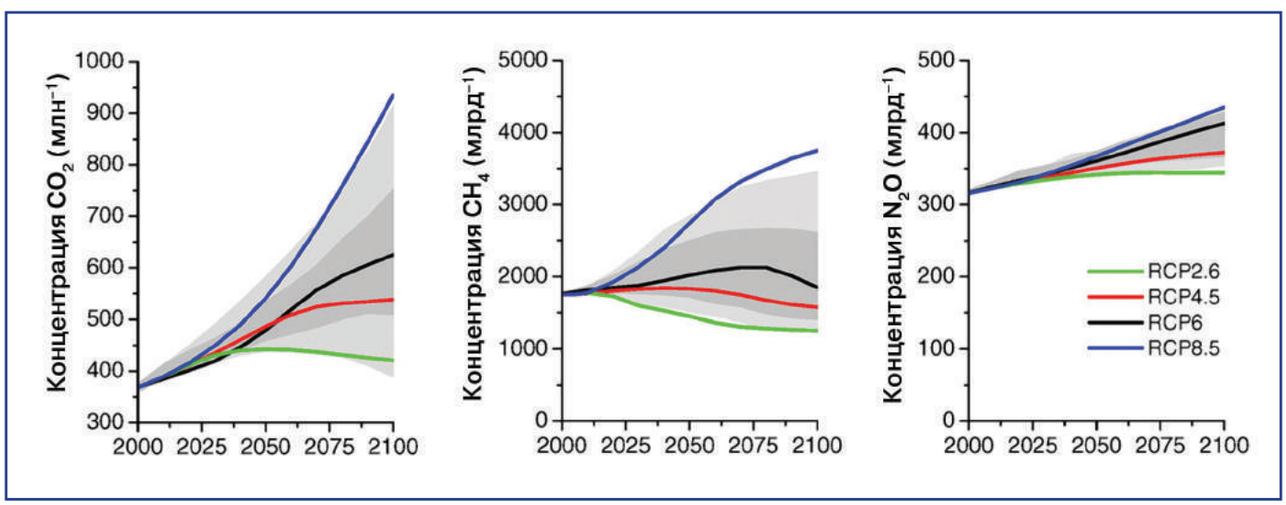


Рис. 3.2.2. Графики изменений со временем в системе RCP величины радиационного воздействия (слева); величины эмиссии CO_2 (середина); оценки вклада разных парниковых газов в РВ в 2100 г. (справа). Темно- и светло-серый фон отражает 98% и 90% процентили на левом графике и на остальных следующих графиках.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 324

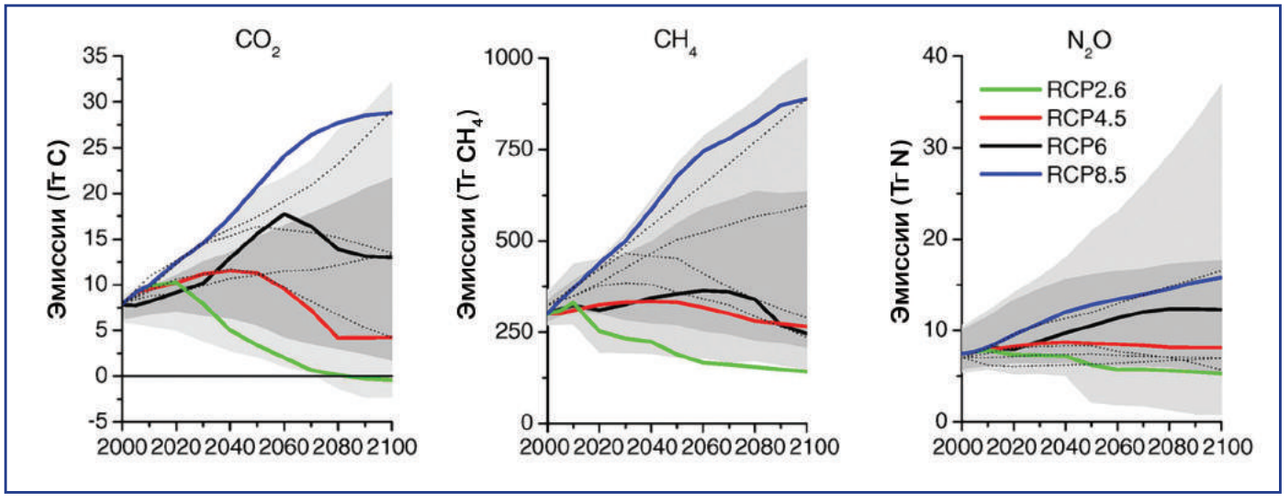


Рис. 3.2.3. Графики изменений эмиссии парниковых газов в XXI веке в сценариях RCP. Точечные линии отражают сценарии эмиссии SRES.

просуммированы в табл. 3.2.3 (по материалам из (van Vuuren et al., 2011)).

В большинстве модельных исследований изменения глобального и регионального климата в настоящее время используются сценарии RCP. Процессы подготовки и выходные данные новых сценариев документированы более подробно и тщательно, чем в предыдущих группах сценариев (Hibbard et al., 2011). Сценарии группы RCP согласованы с историческими сценариями, использовавшимися в исследованиях с помощью моделей интегрированной оценки.

К недостаткам "линейки" сценариев RCP следует отнести некоторую рассогласованность подходов при их разработке, поскольку каждый из сценариев готовился разными группами исследователей при отсутствии удовлетворительной координации между ними (табл. 3.2.2). Среди существующих сценариев национальные группы чаще выбирают для работы те из них, которые подготовлены в той же стране. Например, в США отдают предпочтение сценариям RCP3.0 (RCP2.6) и RCP4.5, а не сценарию RCP6.0.

Таблица 3.2.2. Величины максимума концентраций парниковых газов в сценариях RCP

Сценарий	Величина $CO_{2\ экв.}$	Год ее достижения	Авторы
RCP8.5	1370 ppmv	2100 г.	IIASA
RCP6.0	850 ppmv	После 2100 г.	NIES (Япония)
RCP4.5	650 ppmv	После 2100 г.	GCAM (США)
RCP2.6*	490 ppmv	2100 г.	IMAGE (Нидерланды)

Примечание: * Максимум РВ, равный 3.0 Вт/м², достигается во второй половине XXI века, затем значение РВ снижается к 2100 г. до 2.6 Вт/м².

Таблица 3.2.3. Качественные характеристики сценариев RCP (van Vuuren et al., 2011)

Сценарий	RCP2.6	RCP4.5	RCP6.0	RCP8.5
Эмиссии парниковых газов	Очень низкие	Низкие выбросы, среднее смягчение	Средние выбросы, значительное смягчение	Интенсивная эмиссия
С/х области (использование)	Среднее для пашен и пастбищ	Низкое для пашен и пастбищ	Среднее для пашен и очень низкое для пастбищ	Среднее для пашен и пастбищ
Загрязнение воздуха	Средне-низкое	Среднее	Среднее	Средне-высокое

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 325

3.2.2. Ожидаемые в XXI веке глобальные изменения климата

Большинство расчетов по моделям климата в рамках CMIP5 проводилось по описанным в предыдущем разделе заданным уровням концентраций CO_2 до конца 2100 г. – это 421 ppmv* (сценарий RCP2.6), 538 ppmv (RCP4.5), 670 ppmv (RCP6.0) и 936 ppmv (RCP8.5). С учетом концентраций метана и закиси азота соответствующие суммарные эквивалентные концентрации CO_2 составляют 475 ppmv, 630 ppmv, 800 ppmv и 1313 ppmv. По моделям CMIP5 были выполнены дополнительные расчеты с уровнями выбросов CO_2, заданными в соответствии с результатами, полученными по моделям интегрированной оценки. Кроме того, по всем сценариям проводились расчеты с использованием новых данных по химическому составу атмосферы, моделей CMIP5, включающих химические блоки, а также заданных значений выбросов химически активных газов (метан, оксиды азота, CO, неметановые летучие органические соединения). Эти расчеты позволили оценить неопределенности, обусловленные обратными связями в глобальном углеродном цикле и химическими взаимодействиями в атмосфере.

Прогнозы на ближайшие несколько десятилетий создают глобальную картину изменений климата, аналогичную той, которая ожидается на конец XXI века, но с меньшими абсолютными значениями изменений. Внутренняя изменчивость климата по-прежнему является главным фактором, осложняющим получение статистически значимых изменений климата на региональном уровне в краткосрочной перспективе. Однако с учетом сценариев RCP к середине XXI века значения ожидаемых изменений климата будут зависеть от выбора сценария эмиссии в большей степени, чем когда в прогнозах использовались сценарии семейства SRES. Приведенное ниже описание возможных в будущем изменений в глобальной климатической системе опирается на оценки, представленные в выпущенном Техническом резюме и Резюме для лиц, принимающих решения, последнего (пятого) Отчета МГЭИК (www.ipcc.ch/report/ar5/wg1). В настоящем разделе основное внимание уделяется изменениям температурного и гидрологического режима суши и изменениям в Мировом океане. Что касается криосферы, то ее большая часть сосредоточена на российской территории и в Арктике; изменения криосферы в указанных регионах в значительной степени характеризуют те изменения, которые могут произойти в глобальной криосфере под влиянием глобального потепления. Поэтому оценки возможных в будущем изменений снежного покрова, характеристик вечной мерзлоты и морского льда рассматриваются в разделе 3.2.3, который посвящен анализу изменений климата в регионах России и на прилегающих к ним территориях.

Температурный режим. Оценки изменения климата в XXI веке показывают, что средняя глобальная температура будет возрастать при всех сценариях радиационного воздействия. К концу столетия по отношению к периоду 1986-2005 гг. наиболее вероятным будет изменение температуры воздуха в три раза большее по сравнению со сценарием RCP2.6, допускающим стабилизацию потепления во второй половине столетия.

Наиболее вероятная оценка роста глобальной температуры в 2085–2100 гг. по отношению к 1986–2005 гг. в диапазоне 5–95% моделей CMIP5 при различных концентрациях CO_2 будет составлять: 0.2–1.8°C (RCP2.6), 1.0–2.6°C (RCP4.5), 1.3–3.2°C (RCP6.0), 2.6–4.8°C (RCP8.5).

При сценариях RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 глобальный рост температуры к 2100 году вероятно превысит 2°C, по отношению к доиндустриальному периоду, и не превысит этот рубеж при сценарии RCP2.6. В Четвертом докладе МГЭИК (IPCC, 2007) отмечалось, что изменение средней глобальной температуры на континентах превышает изменения соответствующей температуры на океанах примерно в 1.5 раза.

Потепление в Арктике происходит сравнительно быстро, но в Антарктике такое потепление не наблюдается вследствие интенсивного перемешивания вод в Южном океане и благодаря существованию мощного ледникового щита. Минимальное потепление ожидается в Северной Ат-

* ppmv = одна молекула углекислого газа на миллион молекул воздуха.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 326

лантике и в Южном океане при всех сценариях воздействия.

С повышением глобальной температуры у поверхности Земли средняя зональная температура тропосферы также повысится, а в стратосфере – понизится. Эти особенности достаточно хорошо проявляются в верхней тропосфере тропической зоны и в высоких широтах Северного полушария.

С высокой степенью достоверности можно утверждать, что во многих регионах в теплое время года будут более жаркие погодные условия, и реже будут наблюдаться экстремально низкие температуры воздуха у подстилающей поверхности зимой. Ожидается рост повторяемости, продолжительности и интенсивности экстремальных явлений, связанных с очень высокими температурами воздуха у поверхности суши. Будут отмечаться и экстремально холодные зимы, однако их повторяемость будет неуклонно уменьшаться.

Циркуляционный режим атмосферы. С ростом температуры следует ожидать падения давления на уровне моря в высоких широтах и его роста в умеренных широтах. При реализации наиболее "агрессивного" сценария RCP8.5 следует ожидать смещения к северу струйного течения умеренных широт в конце XXI века. При том же сценарии ожидается смещение на несколько градусов к полюсу в Северном полушарии траекторий перемещения циклонов. Необходимо отметить, что оценки изменения траекторий циклонов Северного полушария, особенно в Северной Атлантике, сопровождаются значительными неопределенностями.

Атмосферные осадки и речной сток. С высокой степенью достоверности глобальные осадки в следующем столетии вырастут. Скорость их роста по отношению к росту температуры вероятно составит 1–3% на 1°С для всех сценариев, кроме RCP2.6. Для последнего сценария диапазон чувствительности составит 0.5–4% на 1°С к концу XXI века.

В высоких широтах и в экваториальной зоне Тихого океана к концу века, вероятно, ожидается увеличение среднегодового количества осадков по сценарию RCP8.5. Во многих засушливых регионах умеренных широт и субтропиков вероятно уменьшение среднего количества осадков, в то время как во многих влажных районах в средних широтах среднее количество осадков к концу века возрастет по сценарию RCP8.5. Одновременно с вероятным ослаблением муссонов интенсивность муссонных осадков, вероятно, увеличится вследствие повышения влагозапаса атмосферы. Маловероятно, что сроки начала муссонов сдвинутся на более ранние сроки, однако, в целом, вероятен сдвиг завершения муссонного сезона к концу года, что приведет к удлинению сезона муссонов во многих регионах.

Модельные расчеты указывают на уменьшение облачности в будущем во многих регионах тропиков и умеренных широт вследствие уменьшения количества, в первую очередь, нижней облачности.

Несмотря на большую вероятность роста осадков в некоторых регионах Земли, отсутствуют регионы, для которых существовал бы надежный прогноз роста влагозапаса почвы, однако развитие в будущем засушливых условий в Средиземноморье, на юго-западе США и на юге Африки согласуется с ожидаемыми изменениями в циркуляции Гадлея и ростом приземной температуры воздуха в целом.

Вероятно, что речной сток в Южной Европе, на Среднем Востоке и на юго-западе США уменьшится. Модели CMIP5 дают увеличение стока в высоких широтах, однако, достоверность модельного прогноза невысокая из-за больших систематических ошибок моделей при расчете снежного покрова в современном климате.

Годовое испарение с поверхности океанов будет возрастать с ростом температуры на большей части акватории. Испарение увеличится на континентах высоких широт в соответствии с ростом осадков и температуры. Области уменьшения испарения охватят юго-запад США и северо-запад Мексики, южную Африку, а также районы Средиземноморья. На континентах, где ожидается увеличение испарения, влажность почвы уменьшится. Несмотря на высокую степень вероятности качественной картины изменений в испарении, существуют большие количественные неопределенности, в первую очередь, из-за большого межмодельного разброса расчетных изменений осадков.

Повторяемость осадков разной интенсивности также будет изменяться. По-видимому, следу-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 327

ет ожидать увеличения повторяемости более интенсивных осадков за счет той части их статистического распределения, которая описывает осадки малой интенсивности. Во влажных, некоторых засушливых и полузасушливых регионах с большой вероятностью осадки будут более интенсивными, но менее частыми.

Мировой океан. Наиболее заметный рост температуры океана ожидается в поверхностном слое в тропиках и в субтропической зоне Северного полушария. Наиболее правдоподобные оценки повышения температуры верхнего стометрового слоя океана к концу XXI века составляют от 0.6°C (RCP2.6) до 2.0°C (RCP8.5), а на глубине около 1000 м – от 0.3°C (RCP2.6) до 0.6°C (RCP8.5). С высокой степенью вероятности можно утверждать, что в течение XXI века Атлантическая меридиональная циркуляция будет ослабевать: ослабление может составить 11% (диапазон неопределенности от 1 до 24%) для сценария RCP2.6 и 34% (диапазон неопределенности от 12 до 54%) для RCP8.5. Вероятно, что к середине XXI века произойдет некоторое ослабление этой циркуляции на фоне ее большой междекадной изменчивости.

Повышение уровня Мирового океана, начавшееся в XX веке, будет продолжаться в течение всего XXI века. Среднее повышение уровня Мирового океана в 2081–2100 гг. по сравнению с концом XX века, вероятно, будет находится в диапазонах: 0.26–0.55 м по сценарию RCP2.6, 0.32–0.63 м по сценарию RCP4.5, 0.33–0.63 м по сценарию RCP6.0 и 0.45–0.82 м по сценарию RCP8.5. Также вероятно, что по сценарию RCP8.5 повышение уровня к 2100 г. составит от 0.52 до 0.98 м, а скорость повышения в течение 2081–2100 гг. – от 8 до 16 мм в год. Приведенные оценки повышения уровня Мирового океана учитывают вклад, вносимый таянием ледников и ледовых щитов. Модели прогнозируют глобальное повышение уровня кислотности океана при всех сценариях. Соответствующее снижение к концу XXI века уровня pH* в поверхностном слое океана находится в диапазоне от 0.06 до 0.07 (RCP2.6), от 0.14 до 0.15 (RCP4.5), от 0.20 до 0.21 (RCP6.0) и от 0.30 до 0.32 (RCP8.5).

3.2.3. Будущие изменения климата России

В оценках региональных особенностей будущих изменений климата России по новым сценариям используется разделение территории страны в зависимости от экономико-административной общности регионов. Представленный в настоящем докладе анализ включает, как отмечено выше, 8 федеральных округов (рис. 3.1.1П).

Следует отметить, что территория России, в силу ее большой протяженности, охватывает исключительное многообразие природных комплексов, от субтропиков до арктических пустынь, расположенных как в высокогорьях, так и на равнинных территориях. Элементы таких комплексов, по-разному реагируя на глобальное радиационное воздействие, включены в систему сложных взаимодействий друг с другом, что затрудняет обобщение оценок изменений климата и их последствий на масштабах страны. Неоднозначные проявления изменений климата в разных российских регионах, отстоящих друг от друга на тысячи километров, свидетельствуют о необходимости “адресного”, детализированного изучения происходящих и ожидаемых в будущем региональных изменений климата на всей территории страны. На основании таких исследований в России должна быть создана более разветвленная, по сравнению с другими странами, система оперативных и долгосрочных мероприятий по адаптации к климатическим изменениям. Такие мероприятия уже сейчас должны быть ориентированы на природные, экономические и социальные особенности каждого российского региона.

3.2.3.1. Температурный режим

Как отмечалось в главе 3.1, модели нового поколения улучшили описание термического режима и связанных с ним экстремальных явлений по сравнению с моделями CMIP3 во многих регионах Земли (Sillman et al., 2013).

В целом, согласно сценарию RCP4.5, оценки изменений средней сезонной температуры (рис. 3.2.4) во все периоды XXI века хорошо согласуются с оценками, полученными для российских

* pH является мерой кислотности по логарифмической шкале: снижение pH на 1 единицу соответствует 10-кратному повышению концентрации ионов водорода, или кислотности.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 328

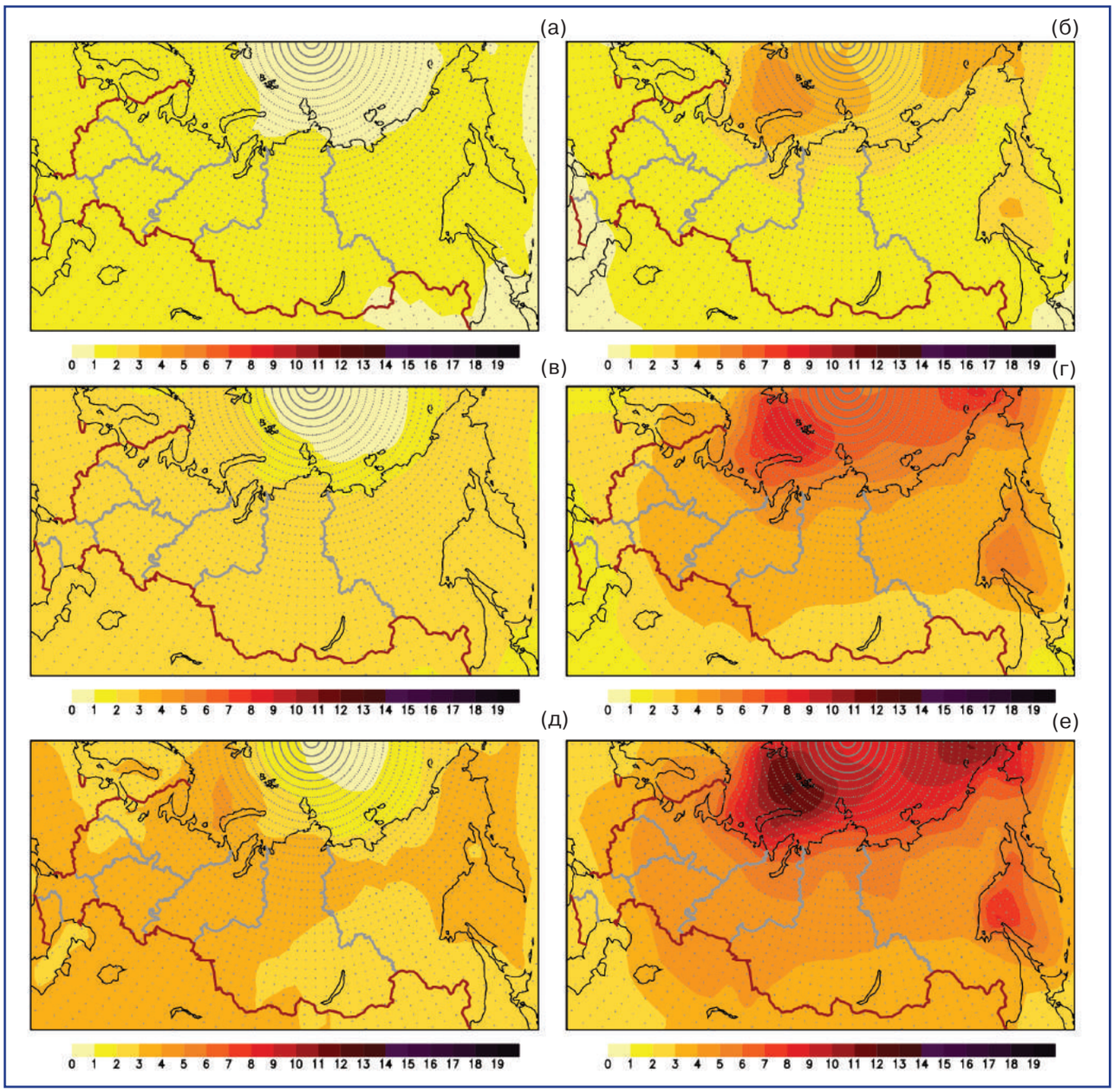


Рис. 3.2.4. Изменения средней сезонной температуры приземного воздуха (°С) в период 2011–2030 (а, б), 2041–2060 (в, г) и 2080–2099 гг. (д, е) по отношению к концу XX века летом (а, в, д) и зимой (б, г, е) по оценкам ансамбля 31 модели CMIP5 по сценарию воздействия парниковых газов и аэрозолей RCP4.5. Точками показаны регионы, где отношение среднего по ансамблю изменения характеристики и межмодельного разброса превышают единицу.

регионов в рамках ОД_РФ-1 (2008) и большого числа ранних исследований. Россия и ее арктические регионы по оценкам моделей CMIP5, как и по оценкам моделей предыдущего поколения, остаются регионами Земли, потепление климата в которых существенно превышает среднее глобальное потепление.

Наиболее заметные изменения средней летней температуры ожидаются в Северо-Западном и Уральском округах; там в начале века потепление ожидается в диапазоне 0.5–1.5°С, но уже в середине века на арктическом побережье оно достигает 3°С, а в конце XXI века – 3.5–4.5°С. Такой рост температуры обусловлен прямым радиационным воздейст-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 329

вием парниковых газов на подстилающую поверхность, с одной стороны, а с другой – влиянием быстро теплеющей акватории арктических морей, примыкающей к берегам указанных территорий (там модели дают наиболее значительное сокращение ледового покрова, см. раздел 3.2.3.5). Зимой в ближайшей перспективе следует ожидать максимального потепления в тех же регионах, что и летом, но зимнее потепление окажется большим, – уже через 10–15 лет средняя зимняя температура там будет на 4–5°С выше, чем в конце XX века. Однако уже в середине XXI века быстрый рост зимней температуры начнет затрагивать большее число федеральных округов, имеющих выход на арктическое побережье России, вплоть до Чукотки. В Северо-Западном и Уральском федеральных округах потепление может достигнуть 6–7°С, а на побережьях сибирских округов – 4–5°С. К концу века (2080–2099 гг.) пространственные особенности и отмеченные тенденции роста температуры сохранятся, а на территории российской Арктики зимняя температура воздуха может вырасти до 7–9°С относительно базового периода (1980–1999 гг.). При более “агрессивном” сценарии RCP8.5 качественные (а в краткосрочной перспективе – и количественные) изменения термического режима будут близкими тем, которые показаны на рис. 3.2.6. Однако, начиная с середины XXI века, скорость изменений температуры по сценарию RCP8.5 как зимой, так и летом, оказывается в 1.2–1.4 раза большей по сравнению с более умеренным сценарием RCP4.5. В целом необходимо отметить высокую степень согласованности рассчитанных по моделям изменений средней сезонной температуры в течение всего XXI века, как для зимнего, так и для летнего сезонов. На рис. 3.2.4 видно, что отношение сигнала к шуму (отношение среднего по ансамблю изменения температуры к стандартному отклонению изменений в ансамбле) оказывается большим единицы в течение всего XXI века на всей территории России.

В табл. 3.2.4а и 3.2.4б приведены изменения средней температуры и межмодельный разброс, полученные по ансамблю 31 модели CMIP5 в федеральных округах России за периоды 2011–2030, 2041–2060 и 2080–2099 гг. по отношению к базовому периоду 1980–1999 гг. с учетом сценариев RCP4.5 и RCP8.5. Оценки приводятся для зимы, лета и в среднем за год. Жирным шрифтом выде-

Блок 3.2.1. Как изменятся температура приземного воздуха и осадки на территории России к моменту, когда среднее глобальное потепление преодолеет критическую отметку 2°С?

При рассмотрении ожидаемых в XXI в. изменений климата определенный интерес представляет выяснение вопроса, как скажется на климате России глобальное потепление на величину 2°С, часто упоминаемую в качестве некоторого критического для климата Земли повышения средней глобальной температуры по отношению к доиндустриальному периоду (см., например, Randalls, 2010).

Существует несколько разных подходов к оценке изменений на территории России при потеплении глобального климата на 2°С (например, Груза и Ранькова, 2012; Катцов и Говоркова, 2013). Одним из них является следующий: эволюция средней глобальной температуры по ансамблю моделей климата позволяет определить условный “момент” превышения роста глобальной температуры отметки в 2°С (значение глобальной температуры в доиндустриальный период в настоящей работе принято соответствующим концу XIX века). Этот “момент” можно отнести к середине периода (например, двадцатилетия), для которого и можно рассматривать региональные (т. е. для территории России) изменения как температуры, так и других климатических характеристик.

Вышеупомянутые интервалы, полученные для двух сценариев (RCP4.5 и RCP8.5), оказались довольно близкими и даже частично перекрывающими друг друга – 2034–2053 гг. и 2028–2047 гг., соответственно. Изменения климатических характеристик на территории России для указанных интервалов представлены на рис. 3.2.5 и в табл. 3.2.4 и 3.2.5.

Ко времени среднего глобального потепления на 2°С средние по ансамблю изменения температуры и осадков в целом для территории России во все сезоны превышают среднеквадратические отклонения, характеризующие неопределенность модельных оценок. Однако если для температуры отношение “сигнал/шум”, большее единицы, сохраняется и для отдельных федеральных округов, то в случае осадков такая картина складывается не для всех регионов и не во все сезоны (особенно летом).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:12 PM Page 330

Таблица 3.2.4а. Изменения сезонной температуры (°С) и межмодельные стандартные отклонения, полученные по ансамблю из 31 модели CMIP5 в федеральных округах России по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг. для сценария RCP4.5.

ФО	Период															
	2011-2030				2034-2053*				2041-2060				2080-2099			
	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
1.Сев.-Зап.	2.0 ± 1.1	1.6 ± 0.8	1.4 ± 0.6	1.5 ± 0.6	3.4 ± 1.2	2.7 ± 1.1	2.2 ± 0.9	2.6 ± 0.9	3.8 ± 1.3	3.0 ± 1.2	2.5 ± 0.9	2.8 ± 1.0	5.3 ± 1.5	4.1 ± 1.4	3.3 ± 1.2	4.0 ± 1.2
2.Центр.	1.5 ± 1.1	1.4 ± 0.9	1.3 ± 0.6	1.3 ± 0.5	2.7 ± 1.1	2.4 ± 0.9	2.1 ± 1.0	2.1 ± 0.7	3.0 ± 1.1	2.6 ± 1.1	2.4 ± 1.0	2.3 ± 0.6	4.1 ± 1.2	3.4 ± 1.2	3.0 ± 1.1	3.1 ± 0.8
3.Южн.	1.2 ± 0.8	1.0 ± 0.6	1.4 ± 0.6	1.1 ± 0.4	2.0 ± 0.7	1.9 ± 0.6	2.3 ± 0.8	1.9 ± 0.6	2.2 ± 0.8	2.0 ± 0.8	2.5 ± 0.9	2.1 ± 0.6	3.0 ± 1.0	2.7 ± 0.9	3.2 ± 1.0	2.8 ± 0.7
4.Приволж.	1.6 ± 1.1	1.4 ± 0.9	1.3 ± 0.6	1.3 ± 0.4	2.8 ± 1.1	2.6 ± 1.0	2.2 ± 0.9	2.2 ± 0.6	3.2 ± 1.1	2.9 ± 1.2	2.4 ± 1.0	2.4 ± 0.6	4.3 ± 1.3	3.7 ± 1.3	3.1 ± 1.1	3.2 ± 0.8
5.Уральск.	1.9 ± 1.1	1.5 ± 0.8	1.3 ± 0.6	1.6 ± 0.6	3.3 ± 1.2	2.7 ± 1.0	2.3 ± 0.9	2.8 ± 0.9	3.7 ± 1.4	3.1 ± 1.0	2.5 ± 1.0	3.1 ± 0.9	4.9 ± 1.4	4.0 ± 1.5	3.4 ± 1.3	4.2 ± 1.2
6.Сибирск.	1.6 ± 0.9	1.4 ± 0.7	1.2 ± 0.5	1.6 ± 0.5	2.9 ± 1.1	2.3 ± 1.0	2.1 ± 0.9	2.7 ± 0.8	3.3 ± 1.1	2.7 ± 1.0	2.4 ± 1.0	3.1 ± 0.8	4.3 ± 1.2	3.4 ± 1.3	3.1 ± 1.2	4.1 ± 1.1
7.Дальневост	1.9 ± 0.7	1.4 ± 0.7	1.2 ± 0.6	1.7 ± 0.6	3.2 ± 1.0	2.4 ± 1.0	2.0 ± 0.9	2.9 ± 0.8	3.6 ± 1.1	2.7 ± 1.1	2.3 ± 1.0	3.3 ± 0.9	4.9 ± 1.5	3.6 ± 1.6	3.0 ± 1.2	4.4 ± 1.1
8.Сев.Кавказ.	0.9 ± 0.5	0.8 ± 0.5	1.3 ± 0.6	1.0 ± 0.4	1.6 ± 0.5	1.6 ± 0.5	2.2 ± 0.7	1.8 ± 0.6	1.8 ± 0.6	1.8 ± 0.6	2.5 ± 0.8	2.0 ± 0.6	2.4 ± 0.8	2.4 ± 0.7	3.3 ± 1.0	2.7 ± 0.8
Россия	1.7 ± 0.7	1.4 ± 0.7	1.2 ± 0.5	1.6 ± 0.5	3.0 ± 0.9	2.4 ± 0.9	2.1 ± 0.8	2.6 ± 0.7	3.4 ± 1.0	2.7 ± 1.0	2.4 ± 0.9	3.0 ± 0.8	4.6 ± 1.2	3.6 ± 1.4	3.1 ± 1.1	4.0 ± 1.0

Таблица 3.2.4б. То же, что табл. 3.1а, но для сценария RCP8.5

ФО	Период															
	2011-2030				2028-2047**				2041-2060				2080-2099			
	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
1.Сев.-Зап.	2.1 ± 1.0	1.8 ± 0.9	1.4 ± 0.6	1.8 ± 0.7	3.5 ± 0.9	2.7 ± 1.1	2.3 ± 0.9	2.8 ± 0.8	4.9 ± 1.0	3.7 ± 1.2	3.1 ± 1.1	3.8 ± 0.9	9.2 ± 1.8	6.8 ± 1.9	6.0 ± 1.8	6.8 ± 1.5
2.Центр.	1.6 ± 0.3	1.5 ± 0.9	1.5 ± 0.7	1.4 ± 0.6	2.6 ± 0.9	2.3 ± 1.0	2.3 ± 0.9	2.2 ± 0.7	3.7 ± 1.1	3.1 ± 1.2	3.1 ± 1.1	3.1 ± 0.7	7.0 ± 1.5	5.4 ± 1.6	5.8 ± 1.7	5.6 ± 1.1
3.Южн.	1.3 ± 0.8	1.2 ± 0.7	1.5 ± 0.6	1.2 ± 0.5	2.1 ± 0.8	1.9 ± 0.7	2.5 ± 0.8	2.1 ± 0.6	2.8 ± 1.0	2.6 ± 0.9	3.3 ± 0.9	2.9 ± 0.6	5.3 ± 1.2	4.6 ± 1.1	6.0 ± 1.4	5.3 ± 1.0
4.Приволж.	1.7 ± 1.0	1.7 ± 0.9	1.4 ± 0.6	1.4 ± 0.5	2.8 ± 0.9	2.5 ± 1.1	2.3 ± 0.8	2.3 ± 0.6	3.9 ± 1.1	3.4 ± 1.3	3.1 ± 1.0	3.2 ± 0.7	7.6 ± 1.5	6.1 ± 1.8	5.8 ± 1.7	5.8 ± 1.1
5.Уральск.	2.1 ± 1.1	1.8 ± 0.8	1.4 ± 0.7	1.9 ± 0.7	3.5 ± 1.1	2.6 ± 1.1	2.3 ± 0.9	3.1 ± 0.9	4.7 ± 1.1	3.6 ± 1.1	3.2 ± 1.1	4.1 ± 1.0	9.4 ± 1.8	7.1 ± 2.1	6.4 ± 1.9	7.5 ± 1.5
6.Сибирск.	1.9 ± 0.9	1.5 ± 0.7	1.3 ± 0.6	1.8 ± 0.6	3.1 ± 1.0	2.2 ± 0.9	2.1 ± 0.8	3.0 ± 0.9	4.2 ± 1.1	3.2 ± 1.1	3.0 ± 1.0	4.0 ± 1.0	8.6 ± 1.7	6.4 ± 1.9	6.0 ± 1.8	7.4 ± 1.4
7.Дальневост.	1.9 ± 0.7	1.5 ± 0.7	1.3 ± 0.6	1.9 ± 0.6	3.4 ± 0.9	2.4 ± 0.9	2.1 ± 0.8	3.1 ± 0.9	4.7 ± 1.2	3.4 ± 1.3	2.9 ± 1.1	4.3 ± 1.1	9.7 ± 2.1	6.5 ± 2.2	5.6 ± 1.7	8.0 ± 1.6
8.Сев.-Кавказ.	1.0 ± 0.6	1.0 ± 0.5	1.5 ± 0.6	1.2 ± 0.4	1.6 ± 0.6	1.7 ± 0.5	2.5 ± 0.7	2.0 ± 0.5	2.2 ± 0.8	2.3 ± 0.6	3.3 ± 0.9	2.8 ± 0.6	4.3 ± 1.1	4.4 ± 0.9	6.2 ± 1.4	5.2 ± 1.0
Россия	1.9 ± 0.7	1.6 ± 0.7	1.3 ± 0.5	1.8 ± 0.5	3.2 ± 0.8	2.4 ± 0.9	2.2 ± 0.8	2.9 ± 0.8	4.4 ± 1.0	3.3 ± 1.1	3.0 ± 1.0	3.9 ± 0.9	8.9 ± 1.6	6.5 ± 2.0	5.9 ± 1.7	7.3 ± 1.4

* Период, на середину которого в сценарии RCP4.5 в среднем по ансамблю моделей CMIP5 приходится глобальное потепление на 2°С по отношению к доиндустриальному периоду.

** Период, на середину которого в сценарии RCP8.5 в среднем по ансамблю моделей CMIP5 приходится глобальное потепление на 2°С по отношению к доиндустриальному периоду.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:13 PM Page 331

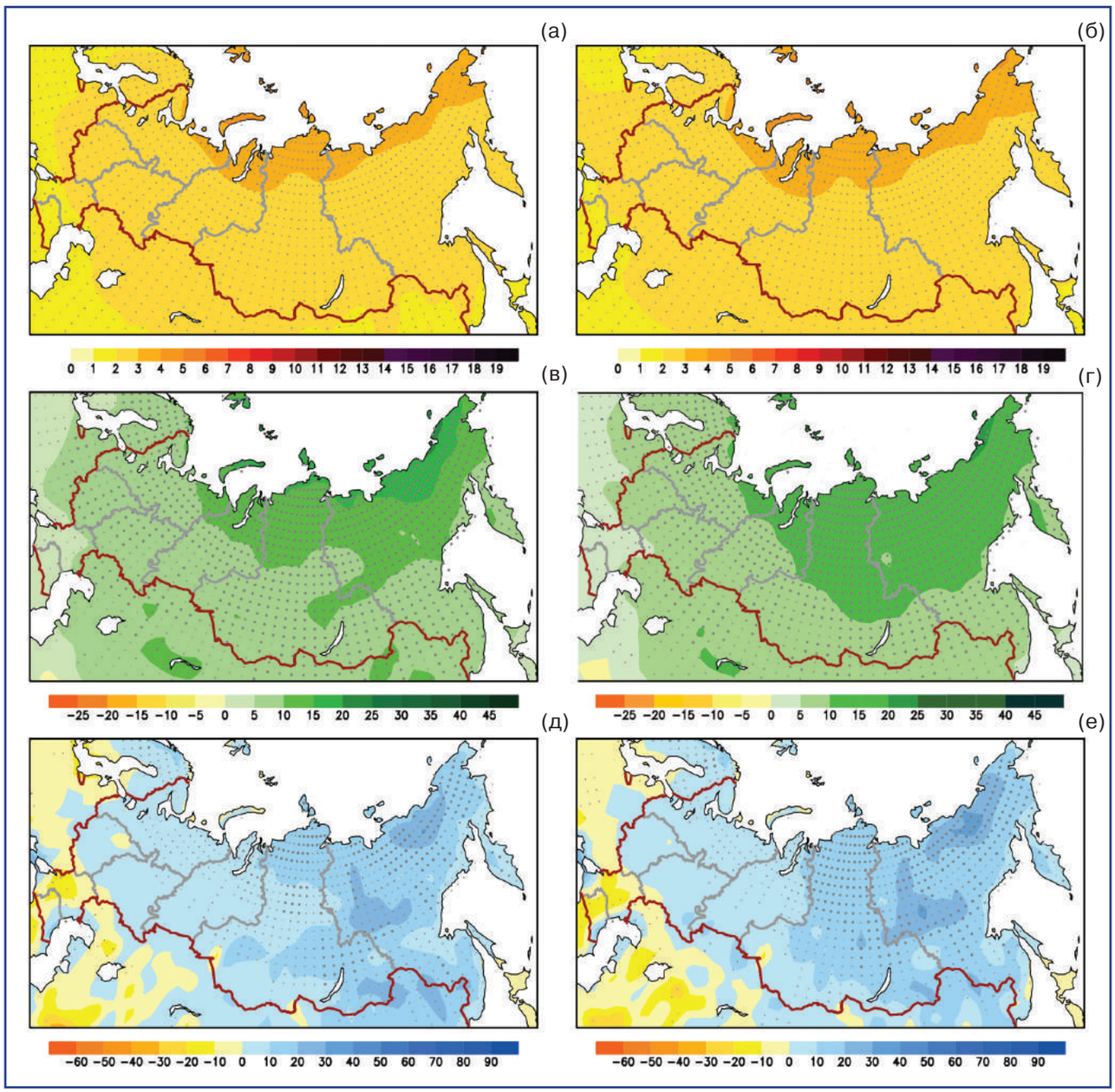


Рис. 3.2.5. Изменения среднегодовой температуры приземного воздуха (°С) (а, б), среднегодовых осадков (%) (в, г) и суммарного годового стока (%) (д, е) в периоды 2034-2053 (а, в, д) и 2028-2047 гг. (б, г, е), соответствующие повышению средней глобальной температуры на 2°С, по отношению к доиндустриальному периоду, в сценариях RCP4.5 (а, в, д) и сценарий RCP8.5 (б, г, е).

лены оценки, для которых отношение сигнала (среднего по ансамблю изменения) к шуму (абсолютной величине стандартного отклонения в ансамбле) оказывается большим единицы.

Особенностью экстремальных климатических режимов является их малая повторяемость и, как следствие, меньшая, по сравнению со средними сезонными и годовыми характеристиками, статистическая обеспеченность оценок их будущих изменений. Изменения оценок экстремальности оказываются не столь однозначными, как в случае средней сезонной температуры или давления, и предсказываются, преимущественно, с меньшей степенью достоверности (Школьник и др., 2012). Разнообразие экстремальных явлений на территории России очень велико. В континентальных рай-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:13 PM Page 332

Таблица 3.2.5а. Изменения сезонных суммарных осадков (%) и межмодельные стандартные отклонения, полученные по ансамблю из 31 моделей CMIP5 в федеральных округах России по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг. для сценария RCP4.5. Жирным шрифтом выделены изменения, которые превышают по абсолютной величине стандартные отклонения (межмодельный разброс).

ФО	Период															
	2011–2030				2034–2053*				2041–2060				2080–2099			
	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
1.Сев.-Зап.	7 ± 7	5 ± 6	3 ± 5	**6 ± 5**	**13 ± 8**	**9 ± 8**	5 ± 7	**8 ± 6**	**14 ± 8**	**10 ± 8**	4 ± 8	**10 ± 6**	**19 ± 8**	**13 ± 9**	7 ± 8	**13 ± 7**
2.Центр.	**7 ± 6**	6 ± 8	2 ± 9	4 ± 7	**11 ± 7**	**9 ± 8**	2 ± 10	7 ± 8	**12 ± 7**	**9 ± 7**	1 ± 11	**8 ± 7**	**16 ± 9**	**13 ± 8**	3 ± 12	**6 ± 8**
3.Южн.	5 ± 7	5 ± 9	2 ± 12	1 ± 8	**8 ± 7**	7 ± 9	0 ± 12	2 ± 11	**8 ± 7**	8 ± 10	–1 ± 13	2 ± 9	**11 ± 9**	**11 ± 10**	–2 ± 15	0 ± 10
4.Приволж.	**7 ± 6**	6 ± 7	5 ± 7	5 ± 7	**12 ± 7**	9 ± 9	4 ± 12	6 ± 7	**13 ± 7**	**10 ± 8**	3 ± 12	**8 ± 6**	**18 ± 9**	**14 ± 9**	6 ± 13	8 ± 8
5.Уральск.	**9 ± 7**	5 ± 5	4 ± 6	**7 ± 5**	**16 ± 7**	**10 ± 7**	5 ± 9	**10 ± 6**	**17 ± 8**	**11 ± 7**	**7 ± 6**	9 ± 12	**23 ± 10**	**12 ± 8**	8 ± 10	**16 ± 8**
6.Сибирск.	**9 ± 7**	**6 ± 4**	4 ± 4	**6 ± 3**	**17 ± 7**	**11 ± 6**	**6 ± 5**	**11 ± 4**	**18 ± 8**	**12 ± 7**	**6 ± 5**	**12 ± 5**	**26 ± 11**	**16 ± 7**	**9 ± 7**	**17 ± 5**
7.Дальневост.	**9 ± 5**	**5 ± 4**	4 ± 3	**8 ± 4**	**16 ± 7**	**11 ± 6**	**7 ± 3**	**13 ± 6**	**19 ± 7**	**12 ± 7**	**8 ± 4**	**15 ± 6**	**27 ± 11**	**17 ± 8**	**11 ± 5**	**20 ± 7**
8.Сев.-Кавказ.	5 ± 8	5 ± 7	–2 ± 9	2 ± 9	8 ± 8	6 ± 7	–6 ± 11	1 ± 10	**9 ± 8**	6 ± 8	–6 ± 10	–0 ± 9	11 ± 11	7 ± 8	–10 ± 14	1 ± 10
Россия	**8 ± 5**	**6 ± 5**	**4 ± 3**	**7 ± 3**	**14 ± 5**	**10 ± 5**	**6 ± 4**	**10 ± 4**	**16 ± 6**	**11 ± 5**	**6 ± 4**	**12 ± 4**	**22 ± 8**	**15 ± 7**	**8 ± 4**	**16 ± 6**

Таблица 3.2.5б. То же, что табл. 3.2а, но для сценария RCP8.5. Жирным шрифтом выделены изменения, которые превышают по абсолютной величине стандартные отклонения (межмодельный разброс)

ФО	Период															
	2011–2030				2028–2047**				2041–2060				2080–2099			
	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
1.Сев.-Зап.	**8 ± 7**	6 ± 6	3 ± 6	5 ± 5	**12 ± 7**	**9 ± 7**	5 ± 6	**10 ± 6**	**18 ± 8**	**13 ± 7**	7 ± 6	7 ± 13	**40 ± 14**	**25 ± 13**	6 ± 12	**22 ± 11**
2.Центр.	7 ± 7	6 ± 7	2 ± 9	2 ± 5	**10 ± 8**	9 ± 9	–0 ± 11	6 ± 8	**13 ± 8**	**11 ± 8**	–2 ± 13	4 ± 7	**29 ± 11**	**20 ± 10**	–7 ± 16	9 ± 10
3.Южн.	6 ± 7	5 ± 9	1 ± 11	2 ± 9	**8 ± 7**	6 ± 8	–4 ± 13	1 ± 12	8 ± 8	6 ± 11	–6 ± 13	–1 ± 12	**14 ± 12**	**10 ± 13**	–14 ± 20	–2 ± 15
4.Приволж.	**8 ± 6**	6 ± 7	3 ± 8	4 ± 7	**12 ± 7**	**9 ± 8**	1 ± 10	7 ± 8	**15 ± 9**	**13 ± 9**	1 ± 11	6 ± 7	**34 ± 12**	**24 ± 13**	1 ± 16	**12 ± 10**
5.Уральск.	**11 ± 7**	**6 ± 5**	4 ± 6	**7 ± 5**	**16 ± 7**	**9 ± 7**	5 ± 8	**11 ± 7**	**21 ± 10**	**14 ± 8**	7 ± 9	**14 ± 7**	**48 ± 18**	**27 ± 13**	4 ± 15	**24 ± 10**
6.Сибирск.	**11 ± 7**	**6 ± 5**	4 ± 4	**7 ± 3**	**17 ± 9**	**11 ± 6**	**6 ± 5**	**12 ± 5**	**24 ± 11**	**15 ± 7**	**7 ± 6**	**16 ± 5**	**53 ± 20**	**28 ± 13**	**9 ± 10**	**30 ± 9**
7.Дальневост.	**9 ± 5**	**7 ± 5**	**4 ± 3**	**9 ± 4**	**18 ± 7**	**11 ± 6**	**7 ± 3**	**14 ± 5**	**24 ± 10**	**16 ± 8**	**10 ± 4**	**19 ± 7**	**56 ± 17**	**31 ± 13**	**18 ± 6**	**38 ± 11**
8.Сев.-Кавказ.	7 ± 8	4 ± 6	–2 ± 8	3 ± 8	8 ± 8	5 ± 6	–8 ± 9	–1 ± 10	**10 ± 9**	4 ± 8	–11 ± 12	–2 ± 12	15 ± 15	4 ± 13	**–23 ± 18**	–3 ± 16
Россия	**9 ± 4**	**6 ± 3**	**4 ± 2**	**7 ± 3**	**15 ± 5**	**10 ± 5**	**5 ± 3**	**11 ± 4**	**20 ± 8**	**14 ± 6**	**7 ± 5**	**15 ± 5**	**45 ± 13**	**27 ± 11**	**11 ± 8**	**28 ± 8**

* Период, на середину которого в сценарии RCP4.5 в среднем по ансамблю моделей CMIP5 приходится глобальное потепление на 2°C по отношению к доиндустриальному периоду.

** Период, на середину которого в сценарии RCP8.5 в среднем по ансамблю моделей CMIP5 приходится глобальное потепление на 2°C по отношению к доиндустриальному периоду.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:13 PM Page 333

онах значительную угрозу социально-экономической инфраструктуре несут, в первую очередь, такие явления, как высокие температуры воздуха летом и необычно низкие температуры зимой, продолжительность периодов с такими температурами, осадки высокой интенсивности и частота их выпадения. В регионах, имеющих выход к океану, (как отмечалось в разделе 3.1.5, Россия имеет самую большую в мире протяженность береговых зон), возникают более сложные, по сравнению с другими регионами, механизмы формирования экстремальных явлений. Ключевую роль здесь играет интенсивное взаимодействие различных сред (суша, океан, криосфера) в пределах пограничных зон сравнительно небольшой ширины. Для каждой из указанных сред характерны специфические особенности температурно-влажностного режима и атмосферной циркуляции, по-разному реагирующими на рост глобальной температуры. В таких районах происходит интенсивное тумано- и осадкообразование, обледенение, возникают другие опасные явления, оказывающие негативное влияние, например, на транспортные операции в прибрежной зоне. От эффективности таких операций, в свою очередь, зависит жизнедеятельность и функционирование объектов инфраструктуры во многих удаленных федеральных округах России.

Будущие изменения экстремальности на территории России рассчитаны по ансамблю четырнадцати климатических моделей CMIP5 с использованием данных суточного разрешения. Был определен набор специальных индексов экстремальности, изменения которых обеспечивают показательную оценку будущих изменений в статистике опасных явлений погоды, связанных с резкими колебаниями термического режима в регионах с учетом отмеченного выше разнообразия климатических условий на территории России.

В число рассматриваемых индексов экстремальности температуры, помимо ее абсолютных годовых максимумов и минимумов, годового диапазона экстремальных температур и числа морозных суток в году, входят продолжительность волн тепла (летний сезон) и волн холода (зимний сезон). Волна тепла характеризуется максимальным количеством последовательных дней (не менее шести дней) с суточным максимумом температуры, превышающим более чем на 5 градусов многолетнюю норму суточного максимума температуры, волна холода – как максимальное количество последовательных дней (не менее 6 дней) с суточным минимумом температуры, меньшим многолетней нормы на 5 и более градусов.

По сравнению с изменениями средней летней температуры (рис. 3.2.4) , абсолютный годовой максимум температуры (рис. 3.2.6) будет наиболее заметно возрастать, в первую очередь, на юге и Крайнем Севере Европейской Территории России, вблизи акваторий морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского. Во все периоды XXI века рост экстремально высоких температур воздуха в указанных районах будет более быстрым по сравнению с ростом средней температуры теплого сезона. К концу века потепление там будет находиться в диапазоне 6–7°С – это на 3°С больше, чем изменение средней летней температуры. В то же время, в других регионах Центральной и Восточной Сибири, за исключением побережий Карского и Берингова морей, ожидается незначительный рост экстремально высоких температур в летний сезон в течение всего XXI века (изменение находится в диапазоне 1–2°С).

Как и в случае средней летней температуры, модели рассчитывают изменения максимума годовой температуры с высокой степенью достоверности, за исключением периода 2011–2030 гг., когда на части территории Центральной Сибири отношение сигнала к шуму в ансамбле моделей оказывается меньшим единицы. На том же рисунке приведены изменения волн тепла. Из рисунка видно, что с наиболее высокой степенью вероятности продолжительность волн тепла будет сокращаться на Кольском полуострове (на 1–2 суток за сезон). Такие изменения, по-видимому, обусловлены ростом временной изменчивости летних суточных максимумов температуры на северо-западе в течение всего XXI века. На севере Сибири к концу XXI века, напротив, ансамбль предсказывает рост средней длительности волн тепла до 3 суток. Следует отметить, в регионе Прикаспийской низменности в период 2041–2060 гг. также ожидаются более затяжные периоды с высокими температурами (до 3 суток). По сравнению с базовым периодом такое увеличение находится в диапазоне 30–40%, то есть представляется весьма значительным.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:13 PM Page 334

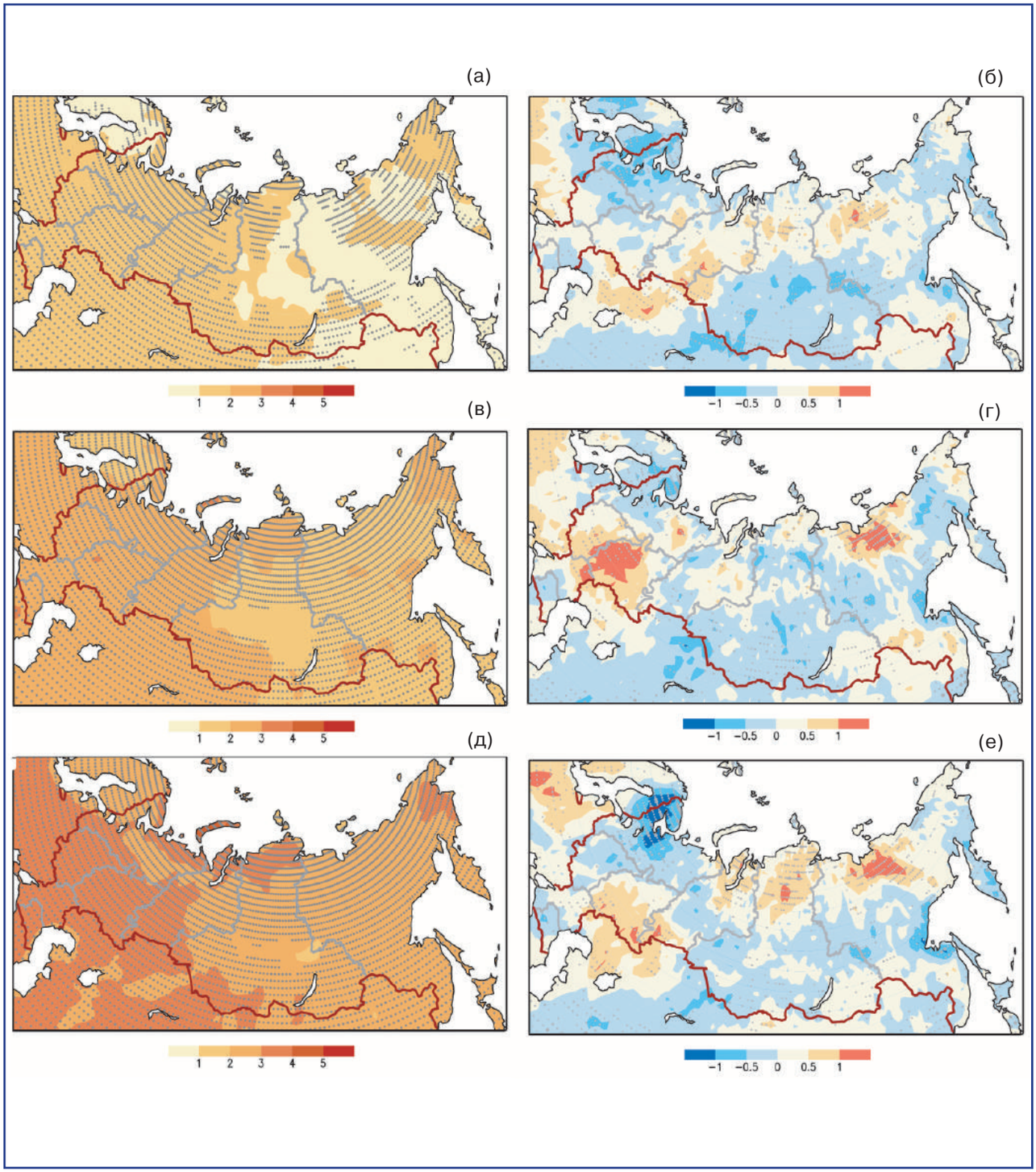


Рис. 3.2.6. Изменения среднего за 20 лет абсолютного годового максимума температуры (°С) приземного воздуха в периоды 2011–2030, 2041–2060 и 2080–2099 гг. (а, в, д) и длительности (дни) волн тепла летом (б, г, е) по оценкам ансамбля 14 моделей CMIP5 согласно сценарию воздействия парниковых газов и аэрозолей RCP4.5. Для температуры точками показаны регионы, где отношение среднего по ансамблю изменения характеристики и межмодельного разброса превышает 1. Для волн тепла мелкими точками показаны регионы, где более 66% моделей дают одинаковый знак изменений, крупными – районы, в которых ансамблевые оценки согласуются по знаку в более, чем 90% моделей. Определение волны тепла см. в тексте.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:13 PM Page 335

Изменения среднего за 20 лет годового минимума температуры (рис. 3.2.7), указывают на то, что как в краткосрочной, так и в долгосрочной перспективе следует ожидать заметного смягчения температурного режима в холодное время года, в первую очередь, за счет повышения наиболее низких температур воздуха на севере Европейской территории России. На этой территории ожидается рост годовых минимумов температуры воздуха в период 2011–2030 гг. на 2–4°С, а концу XXI века – до 8°С. Наименее подверженными воздействию экстремально низких температур окажется восток России, где их рост будет примерно в 2 раза меньшим по сравнению с другими регионами. Среди причин, обусловливающих пространственные особенности изменения годового минимума температуры, следует назвать сокращение длительности залегания снежного покрова или его полное исчезновение в тех регионах, где будет отмечаться наиболее сильный рост минимумов температуры приземного воздуха. Что касается волн холода (их изменения показаны на том же рисунке), критерием экстремальности для которых выбирается порог температур на 5°С ниже средней минимальной суточной температуры в базовом периоде, то их изменения в ближайшие 10–15 лет будут слабыми на всей территории России. Однако в середине XXI века и, тем более, в его конце, ожидаются существенные (до 3 суток) уменьшения продолжительности волн холода, прежде всего, на побережьях Баренцева и Белого морей, а также на территориях Камчатки и Дальнего Востока. Для климата конца XX века характерная длительность волн холода в прибрежной полосе находилась в диапазоне 3–5 суток. Таким образом, в ряде прибрежных районов повторяемость экстремальных событий, связанная с очень холодными периодами, может оказаться близкой нулю, начиная уже с середины XXI века. В южных регионах России, особенно в Сибирском Федеральном округе, напротив, ожидается некоторое увеличение продолжительности волн холода (до 2 суток) в начале и середине века. Однако затем, до конца XXI века, их длительность там будет сокращаться.

Что касается годового диапазона экстремальных значений температуры, который представляет разность между абсолютным годовым максимумом и минимумом температуры, изменения которых проанализированы выше, то он на территориях практически всех федеральных округов при потеплении климата будет сокращаться. В целом, это свидетельствует о смягчении термического режима на всей территории России, и, в первую очередь, в тех ее регионах, которые граничат с акваторией Мирового океана. Процесс формирования более умеренного климата в указанных районах, начавшийся в последние десятилетия, будет к концу века ускоряться. Необходимо отметить, что общее снижение экстремальности термического режима в XXI веке на территории России, прогнозируемое на годовых масштабах, может проявляться не во все сезоны и не для всех территорий, особенно в первой половине XXI века.

В средней полосе России, а также на юге в районах, примыкающих к Каспийскому и Черному морям, некоторое снижение экстремальности температурного режима устойчиво проявится к концу XXI века. Зимы в этих регионах будут, по-видимому, малоснежными или бесснежными, а радиационный баланс подстилающей поверхности – положительным в течение всего календарного года. Число морозных суток (когда минимальная суточная температура опускается ниже 0°С) наиболее заметно изменится во все периоды на прибрежных территориях тех федеральных округов, которые расположены в Европейской части России – это Северо-западный и Уральский округа (рисунок не приводится). Там в ближайшие 10–15 лет число морозных дней в году станет в среднем на 10–20 меньшим по сравнению с концом XX века, а концу XXI века уменьшение числа таких дней достигнет 40 за год.

3.2.3.2. Циркуляционный режим атмосферы

Атмосферная циркуляция оказывает значительное влияние на формирование термического и гидрологического режима на территории России. Изменения атмосферной циркуляции в XXI веке могут существенно отразиться не только на средних сезонных и годовых характеристиках приземного климата, но и на экстремальных явлениях, связанных с температурой приземного воздуха и осадками. Среди таких явлений, уча-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:14 PM Page 336

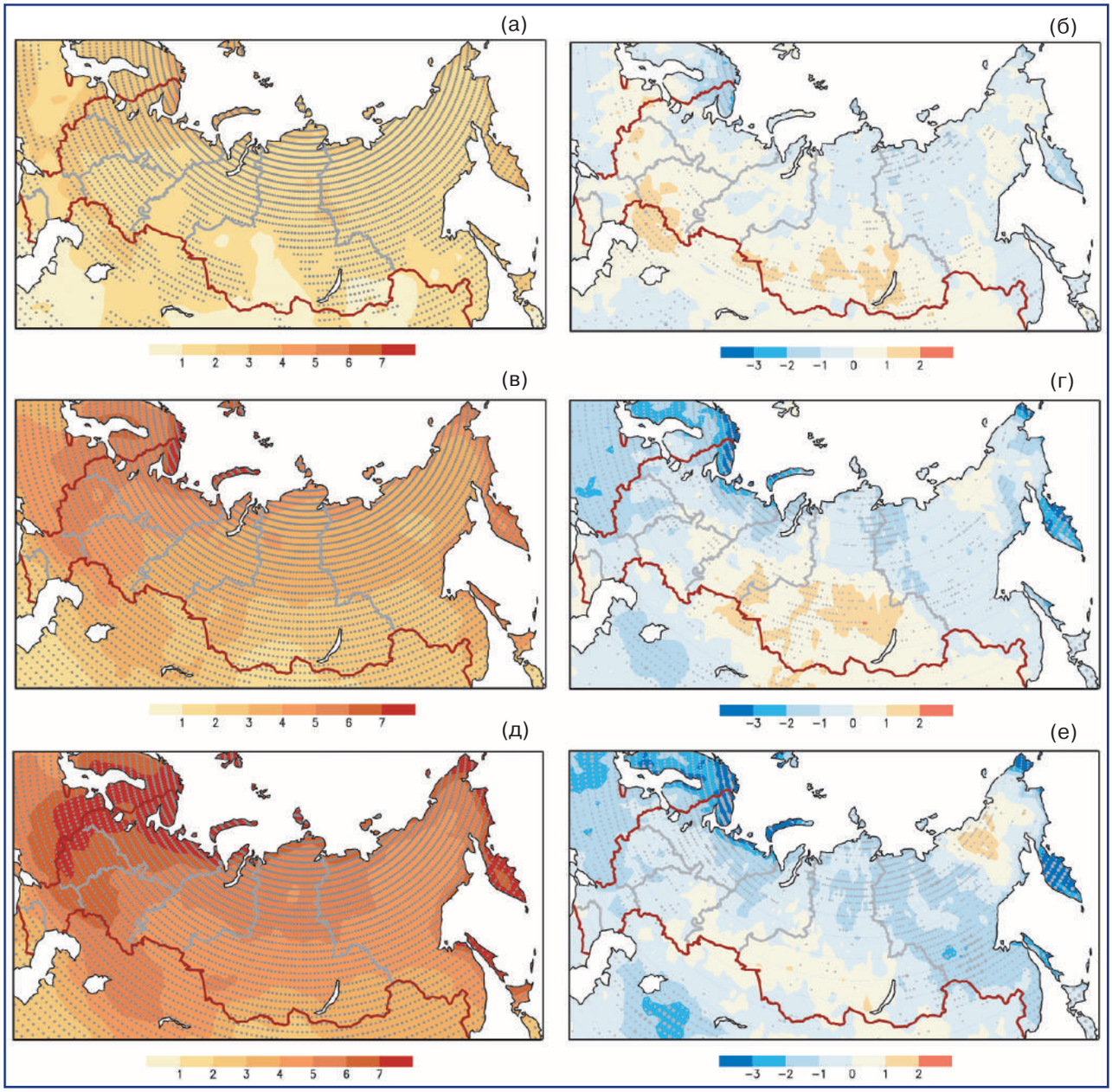


Рис. 3.2.7. То же, что на рис. 3.2.6, но для годового минимума температуры и длительности волн холода зимой.

стившихся в последние годы и, возможно, обусловленных изменениями глобальной атмосферной циркуляции, следует отметить небывалую засуху в Центральной России 2010 года и исключительно интенсивный паводок в Амурской области в 2013 году.

В последних отчетах МГЭИК отмечается, что обнаружение отклика атмосферной циркуляции на антропогенное воздействие затруднено по причине ее большой пространственно-временной изменчивости во внетропических широтах. Результат высокого уровня климатического шума – большая, по сравнению с тропиками, неопределенность модельных оценок будущих изменений атмосферной циркуляции, особенно на ближайшие 30–50 лет. Что касается более отдаленной перспективы (например, конца текущего века), то большая часть модельных оценок сходится в од-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:14 PM Page 337

ном: под влиянием глобального потепления ожидается постепенное смещение траекторий циклонов к полюсу и ослабление глобальной циклонической активности в целом (см., например, Bengtsson et al., 2009).

К показателям, характеризующим циркуляцию атмосферы, следует отнести, в первую очередь, атмосферное давление у поверхности, ветер, а также специальные детализированные характеристики циклонической активности, например, число циклонов, их глубина, скорость и направление перемещения, размер и другие.

Будущие изменения массы атмосферы на территории России в целом согласуются с ранее выполненными перспективными оценками в рамках ОД_РФ-1 (2008), где использовались результаты расчетов изменений климата по моделям предыдущего поколения CMIP3. Картина изменений атмосферного давления для зимнего и летнего сезонов для сценария RCP8.5 свидетельствуют о том, что при потеплении климата на всей территории России в летний сезон в средне- и долгосрочной перспективе будет преобладать тенденция к уменьшению давления на 1–2 гПа относительно базового периода. Зимой тенденция уменьшения давления будет выражена сильнее на большей части территории страны (модели прогнозируют понижение давления до 3 гПа к концу XXI века), за исключением ее южных регионов, где модельный ансамбль указывает на слабый рост давления (в дальней перспективе согласно сценарию RCP8.5 – до 2 гПа). Что касается ближайших 10–20 лет, то зимой и до середины XXI века летом значительных изменений давления не ожидается. Ветер у подстилающей поверхности, согласно сценарию RCP8.5 подвергнется слабым

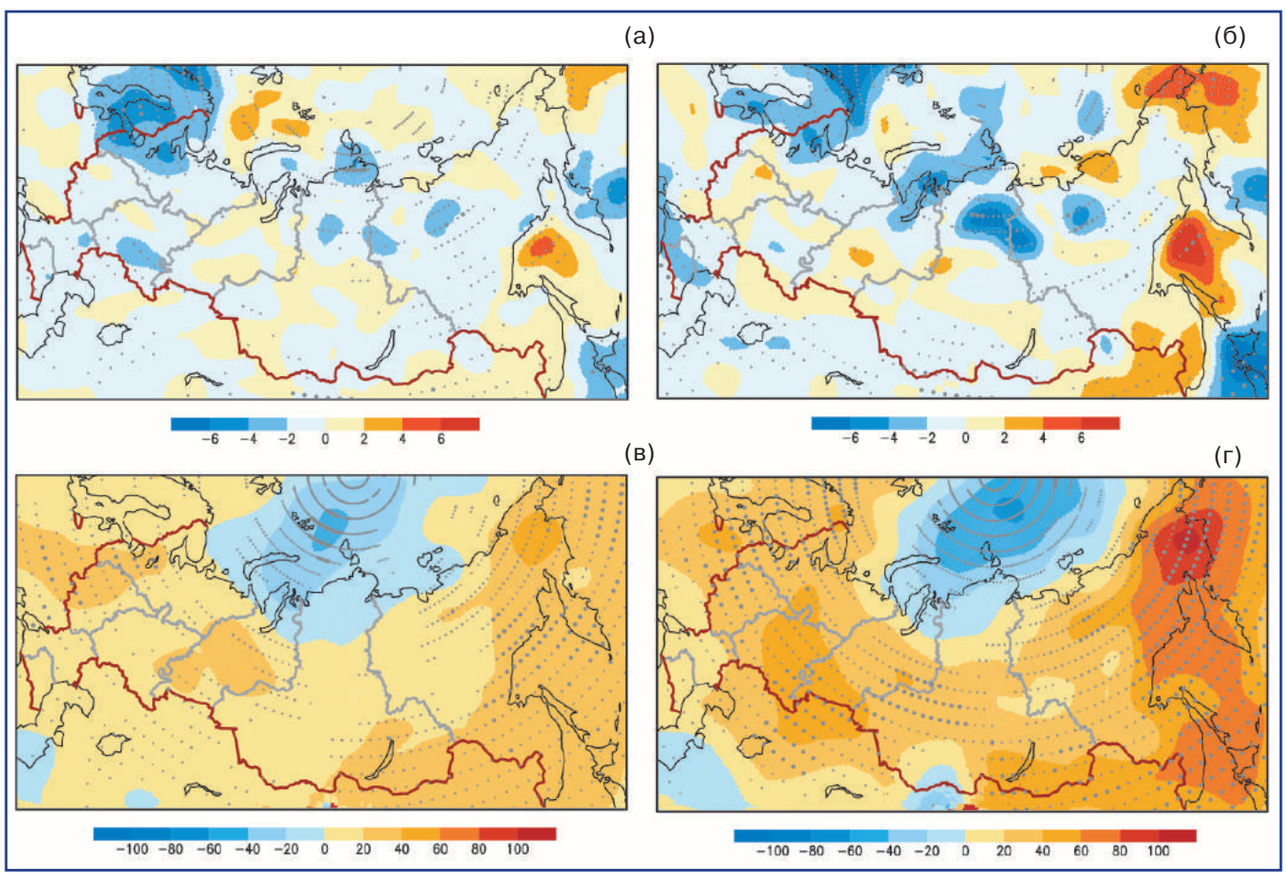


Рис. 3.2.8. Изменение среднего числа дней (а, в), когда на данной территории присутствуют циклоны, и изменение их среднего размера (б, г) в километрах зимой в периоды 2041–2060 (а, б) и 2080–2099 гг. (в, г) по отношению к концу XX века по оценкам ансамбля 14 моделей CMIP5 по сценарию воздействия парниковых газов и аэрозолей RCP8.5. Мелкими точками показаны регионы, где более 66% моделей дают одинаковый знак изменений, крупными – районы, в которых ансамблевые оценки согласуются по знаку в 90% моделей.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:14 PM Page 338

изменениям на всей территории России во все периоды, вплоть до конца XXI века (рисунок не приводится). Изменения ветрового режима, независимо от региона и времени года, находятся в диапазоне ± 1 м/с, причем изменения приземного ветра летом в субарктической зоне России и зимой на территории Западной Сибири преимущественно отрицательные, а на юге Европейской территории летом – положительные. При реализации менее "агрессивных", по сравнению с RCP8.5, сценариев радиационного воздействия, на территории страны следует ожидать, соответственно, более слабых изменений атмосферного давления и ветра.

Региональные особенности изменений средних сезонных и годовых полей давления и ветра у поверхности на территории России тесно связаны с изменениями бароклинной циркуляции атмосферы над Евразией и Арктикой. Траектории перемещения барических систем, интенсивность циклогенеза/циклолиза, скорость движения, размеры и число циклонов – все это может подвергнуться заметным изменениям под влиянием потепления климата, даже на фоне сравнительно небольших изменений осредненных за сезонные или годовые интервалы давления и ветра (Pinto et al., 2007).

При анализе будущих изменений атмосферной циркуляции значительный интерес представляют изменения таких характеристик циклонической активности, как число дней с циклоном на данной территории и их средний размер зимой (рис. 3.2.8). В это время года активность бароклинных волн в атмосфере Северного полушария наибольшая. В другие сезоны изменения характеристик циклонической активности до конца XXI века на большей части территории России незначительные. Из рисунка видно, что в условиях глобального потепления, как в середине, так и в конце века, число дней с циклоном зимой убывает, преимущественно, в субарктическом поясе и в центральной России, но особенно сильно – в районах Северо-Западного Федерального округа. Наибольшее сокращение числа дней с циклоном ожидается на Кольском полуострове – до 6 дней за сезон к концу XXI века (число дней с циклоном зимой в базовом периоде составляет 25–30).

Размеры циклонов при потеплении климата обнаруживают тенденцию к росту, в первую очередь, в южных регионах и на западе России (на 40–60 км), но, в особенности, на территории Восточной Сибири (на 60–80 км). На Чукотке циклоны станут в среднем больше в диаметре на 100 км и более. Заметное увеличение диаметра циклонов возможно над акваториями морей у тихоокеанского побережья России – там, как показывают модельные расчеты, будет существенно сокращаться ледовый покров, что в зимний период приведет к ослаблению устойчивости атмосферы и созданию более благоприятных условий для интенсификации циклогенеза. В тех же регионах прогнозируется наиболее значительное в регионе увеличение числа дней с циклоном (рис. 3.2.8а, б).

В западном секторе Арктики, наоборот, ожидается некоторое уменьшение среднего диаметра циклона (до 80 км). Приведенные изменения характеристик циклонической активности указывают на возможное уменьшение вклада мезомасштабных барических систем в общую статистику циклонов на юге и рост числа мезоциклонов над акваторией Северного Ледовитого океана. Среди других возможных причин уменьшения среднего размера циклонов в западном секторе Арктики при потеплении климата – смещение в условиях глобального потепления к полюсу областей циклогенеза, в пределах которых преобладают сравнительно небольшие барические системы, находящиеся на начальной стадии жизненного цикла.

3.2.3.3. Атмосферные осадки и речной сток

Изменения средних сезонных осадков, показанные на рис. 3.2.9, свидетельствуют об устойчивой тенденции их роста на всей территории России зимой при потеплении, для всех сценариев и временных рамок прогноза. Анализ модельных расчетов показал, что, согласно наиболее "агрессивному" сценарию RCP8.5, в Сибири возможен полуторакратный рост осадков относительно осадков в базовом периоде. В летний сезон рост средних осадков ожидается на большей части территории России, за исключением южных регионов, где по сценарию RCP8.5 возможно уменьшение осадков до 25% к концу XXI века относительно базового периода. Степень согласованности модельных оценок на рисунке выражена в

OD-2-1-3n 12/15/14 2:14 PM Page 339

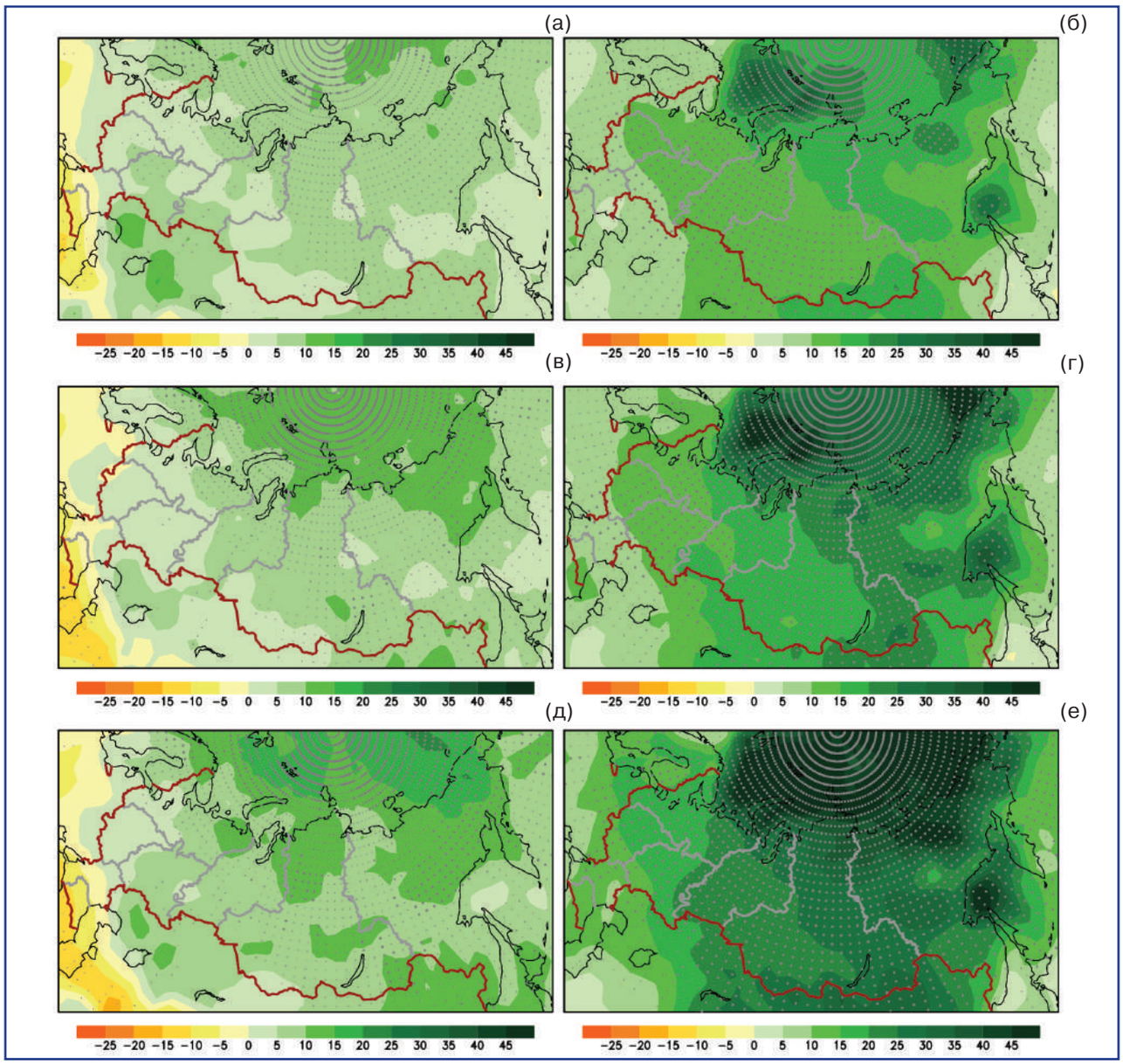


Рис. 3.2.9. Изменения средних сезонных осадков в периоды 2011–2030 (а, б), 2041–2060 (в, г) и 2080–2099 гг. (д, е) по отношению к концу XX века летом (а, в, д) и зимой (б, г, е) по оценкам ансамбля 31 модели CMIP5 и сценарию воздействия парниковых газов и аэрозолей RCP4.5. Мелкими точками показаны регионы, где более 66% моделей дают одинаковый знак изменений, крупными – районы, в которых ансамблевые оценки согласуются по знаку в 90% моделей.

терминах числа моделей, дающих изменения одного знака. Принято, что если 66% моделей рассчитывают в регионе изменения одного знака, то такие изменения следует рассматривать как ожидаемые с высокой вероятностью, а если одинаковый знак получен по результатам 90% моделей, то вероятность таких изменений в будущем может рассматриваться как очень высокая.

В таблице 3.2.5 приведены изменения летних, зимних и среднегодовых осадков в федеральных округах России и межмодельный разброс, полученные по ансамблю 31 модели CMIP5 в административных регионах России за периоды 2011–2030, 2041–2060 и 2080–2099 гг. по отношению к базовому периоду 1980–1999 гг. с учетом сценариев RCP4.5 и RCP8.5.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:14 PM Page 340

Среди характеристик экстремальности гидрологического режима одними из часто используемых в оценках климатических воздействий являются максимальная сумма осадков за пятидневный период и длительность периодов без осадков. Что касается ожидаемых в XXI веке изменений максимальных в году пятидневных сумм осадков (рис. 3.2.10), то на всей территории России они будут возрастать и, если в период 2011–2030 гг. их изменение будет находиться преимущественно в диапазоне 5–10%, то в середине и в конце текущего века рост интенсивных осадков будет превышать 10% относительно их величин в базовом периоде. Наиболее заметный рост ожидается на Тихоокеанском побережье Восточной Сибири, побережьях Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых – в этих регионах уже в краткосрочной перспективе изменения будут превышать порог 20% при удовлетворительной согласованности модельных оценок. В целом пространственная картина роста максимальных пятидневных сумм осадков удовлетворительно согласуется с пространственным распределением изменений средних сезонных осадков на рис. 3.2.9. Заметим, что в умеренных широтах наибольшая интенсивность осадков приходится на весенне-летний период, так что годовой максимум пятидневных сумм осадков отмечается преимущественно в теплое время года. Как видно из рис. 3.2.9, в Южном Федеральном округе летом прогнозируется уменьшение осадков, как в краткосрочной, так и в долгосрочной перспективе (аналогичные оценки были получены и в ОД_РФ-1). В то же время, максимальные пятидневные суммы осадков там могут возрастать во все периоды XXI века, что свидетельствует об усилении опасных явлений, связанных с экстремальными осадками

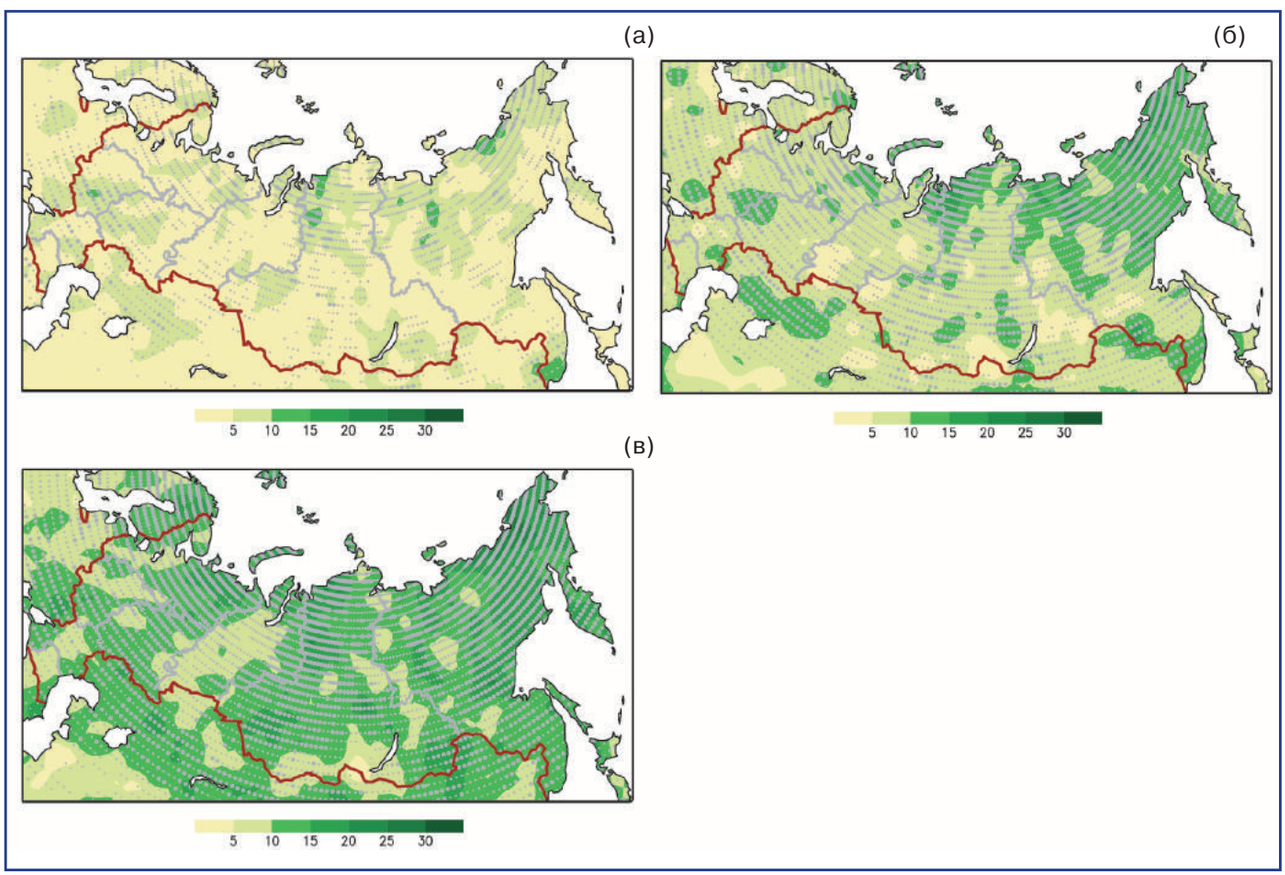


Рис. 3.2.10. Изменения средней за 20 лет максимальной в году суммы осадков за 5 суток (%) в периоды 2011–2030 (а), 2041–2060 (б) и 2080–2099 гг. (в) по оценкам ансамбля 14 моделей CMIP5 согласно сценарию RCP4.5. Мелкими точками показаны регионы, где более 66% моделей дают одинаковый знак изменений, крупными – районы, в которых ансамблевые оценки согласуются по знаку в 90% моделей.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 341

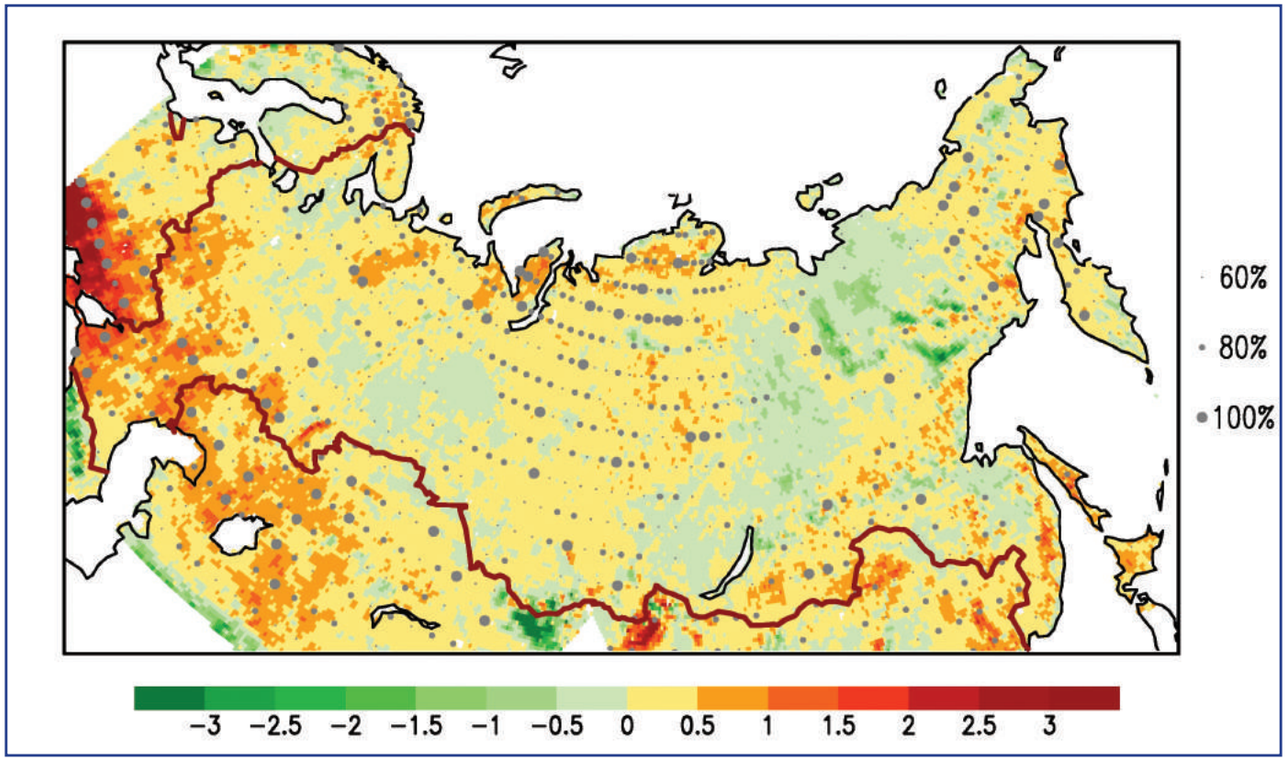


Рис. 3.2.11. Изменение непрерывной длительности периодов (сутки) без осадков летом в период 2041–2060 гг. по отношению к концу XX в. по ансамблю из 5 расчетов региональной модели ГГО. Сценарий SRES A2, близкий RCP4.5. Точками обозначены регионы, где 60, 80 и 100% от числа членов ансамбля РКМ (соответственно 3, 4 и 5 членов) дает знак изменений, совпадающий со знаком средних по ансамблю изменений.

на фоне уменьшения общей влагообеспеченности южных регионов. Что касается длительности периодов без осадков, то, как показал анализ ансамблевых расчетов CMIP5, ее заметных изменений на территории России в течение XXI века не ожидается: изменения длительности будут находиться на территориях большинства федеральных округов преимущественно в диапазоне ± 1 сутки вплоть до конца века. Заметим, что из-за недостаточного разрешения глобальных моделей CMIP5, полученная по ним картина изменений периодов без осадков (как и ряда других показателей экстремальности, обладающих большой пространственной изменчивостью) может не отражать изменений вклад мезомасштабной атмосферной циркуляции в формирование региональных экстремальных явлений (см. раздел 3.1.5). Для детализации расчетов CMIP5, призванной дать более реалистичное описание амплитуды и пространственной структуры экстремальных явлений (см. раздел 3.1.5), принято использовать региональные климатические модели (РКМ) высокого разрешения, использующие на границах своих областей результаты расчетов глобальных моделей. Так, рассчитанные по ансамблю РКМ ГГО (шаг сетки 25 км) будущие изменения периодов без осадков в ряде регионов (рис. 3.2.11) могут оказаться уже к середине XXI века в 2–3 раза большими по сравнению с оценками глобальных моделей.

В качестве характеристики стока на территории России использованы средние многолетние значения разности осадков и испарения, рассчитанные по ансамблю из 26 моделей CMIP5. В табл. 3.2.6 приведены прогнозируемые изменения среднего за 20 лет годового стока на речных водосборах, полностью или частично расположенных на территории России. Наряду с водосборами отдельных крупных рек (Волга, Енисей, Лена, Обь и Амур) рассмотрены водосборы Балтийского моря и укрупненные области стока, включающие водосборы рек севера (Мезень, Сев. Двина, Онега и Печора), юга (Днепр, Дон, Днестр и Кубань) и

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 342

Таблица 3.2.6. Средние за год изменения годового стока (%) и межмодельные стандартные отклонения, полученные по ансамблю из 26 модели CMIP5 по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг. по сценариям RCP4.5 и RCP8.5. Жирным шрифтом выделены изменения, которые превышают по абсолютной величине стандартные отклонения (межмодельный разброс).

Водосбор	Период в XXI веке					
	2011–2030		2041–2060		2080–2099	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
1.Волга	5 ± 14	4 ± 14	5 ± 14	8 ± 21	10 ± 19	16 ± 36
2.Обь	6 ± 10	6 ± 10	9 ± 14	12 ± 15	13 ± 16	17 ± 36
3.Енисей	6 ± 6	**7 ± 6**	**11 ± 8**	**16 ± 9**	**16 ± 9**	**27 ± 30**
4.Лена	**6 ± 5**	**7 ± 4**	**12 ± 8**	**17 ± 8**	**18 ± 9**	**34 ± 30**
5.Амур	6 ± 9	8 ± 10	**12 ± 11**	11 ± 11	14 ± 17	21 ± 31
6.Сев. реки	3 ± 8	5 ± 9	8 ± 11	13 ± 14	11 ± 14	21 ± 31
7.Юж. реки	0 ± 16	–3 ± 14	–4 ± 15	–4 ± 18	–4 ± 16	–13 ± 26
8.Реки Чукотки	**9 ± 6**	**9 ± 6**	**15 ± 11**	**19 ± 12**	**21 ± 15**	**42 ± 33**
9.Балтика	2 ± 5	0 ± 9	4 ± 7	6 ± 8	7 ± 8	12 ± 27

Чукотки (Индигирка, Яна, Колыма, и Анадырь). Из таблицы видно, что на большинстве водосборов изменения стока не превышают модельный разброс. Однако на трех водосборах – это крупные водосборы Лены и Енисея, а также Чукотка – ожидаемые изменения стока превышают ансамблевый разброс, что свидетельствует о большей степени определенности в оценках роста избыточных водных ресурсов в этих районах при потеплении климата по сравнению с другими водосборами. Основной причиной увеличения стока на водосборах является отмеченное выше увеличение зимних осадков (рис. 3.2.9), приводящее, в первую очередь на севере умеренных широт, к большему, по сравнению с базовым периодом, накоплению снега весной.

Полученные оценки изменений стока подтверждают выполненные ранее в рамках ОД_РФ-1 оценки по моделям предыдущего поколения для отмеченных в табл. 3.2.6 водосборов. Оценки в ОД1 базировались на 13 моделях CMIP3 и сценарии SRES A2. Здесь же используются модельные оценки по новым сценариям RCP. Сравнение модельных прогнозов разного поколения показало, что оценки изменений стока по сценарию A2, одному из наиболее “агрессивных” сценариев семейства SRES, занимают промежуточное положение между оценками двух использованных в настоящем Докладе сценариев (RCP4.5 и RCP8.5). Необходимо добавить, что неопределенность оценок будущих изменений стока на территории России с помощью современных моделей климата несколько возросла по сравнению с оценками CMIP3. Так, если для периода 2080–2099 гг. согласно сценарию SRES A2 практически на всех рассматриваемых водосборах среднее по моделям изменение стока было больше межмодельного разброса, то в ансамбле CMIP5 согласно сценарию более сильного радиационного воздействия (RCP8.5) отношение сигнал/шум превосходит единицу только для трех указанных выше водосборов.

3.2.3.4. Снежный покров суши и многолетняя мерзлота

Расчеты будущих изменений снежного покрова суши (СПС) указывают на сокращение его площади с различной скоростью, в зависимости от рассматриваемого сценария. Скорость сокращения площади снежного покрова до середины XXI века по сценариям RCP4.5 и RCP8.5 примерно одинакова, во второй половине XXI века сокращение площади СПС происходит практически в два раза быстрее для сценария RCP8.5. Так, по сценарию RCP4.5 сокращение СПС в Северном полушарии к концу века составит для среднегодовой площади 16 ± 5% по отношению к среднего-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 343

довой площади СПС за период 1980–1999 гг., при реализации сценария RCP8.5 среднегодовая площадь СПС сократится на 30 ± 7%. Изменения площади СПС в марте составят 12 ± 4% и 24 ± 5%, в апреле – 17 ± 7% и 31 ± 8% для сценариев RCP4.5 и RCP8.5 соответственно (Павлова и др., 2013). Следует отметить значительный межмодельный разброс в изменениях весенней площади СПС (рис. 3.2.12). Изменения накопленной за зиму массы снега носят более сложный характер, поскольку являются результатом воздействия двух факторов: температуры воздуха и количества осадков в холодный период. Полученный в расчетах CMIP5 рост зимней температуры (см. раздел 3.2.3.1) и связанное с глобальным потеплением увеличение количества зимних осадков (см. раздел 3.2.3.3) приведут к тому, что зимой в холодных регионах, где осадки выпадают в основном в твердой форме, снегонакопление будет увеличиваться. На рис. 3.2.13 показана двухвековая (в XX в. и для сценариев RCP4.5 и RCP8.5 в XXI в.) эволюция массы снега, тающего весной (разность интегральной массы снега на водосборе между мартом и маем, Гт), для водосборов рек Лены, Енисея и Оби. Кривыми представлены средние по ансамблю моделей CMIP5 изменения массы снега по отношению к базовому периоду 1910–1959 гг., интервал изменчивости для которого обозначен двумя фиолетовыми линиями. В этот интервал (при сохранении статистической структуры базового климата) теоретически должны попадать 95% ежегодных значений. Таким образом, если кривая выходит за границы этого интервала, то рассматриваемые изменения в среднем по ансамблю статистически значимы на 5%-м уровне. Серым цветом на рисунке показан разброс модельных оценок – область, в которую попадает 75% средних модельных значений (зона между 12.5 и 87.5 процентилями).

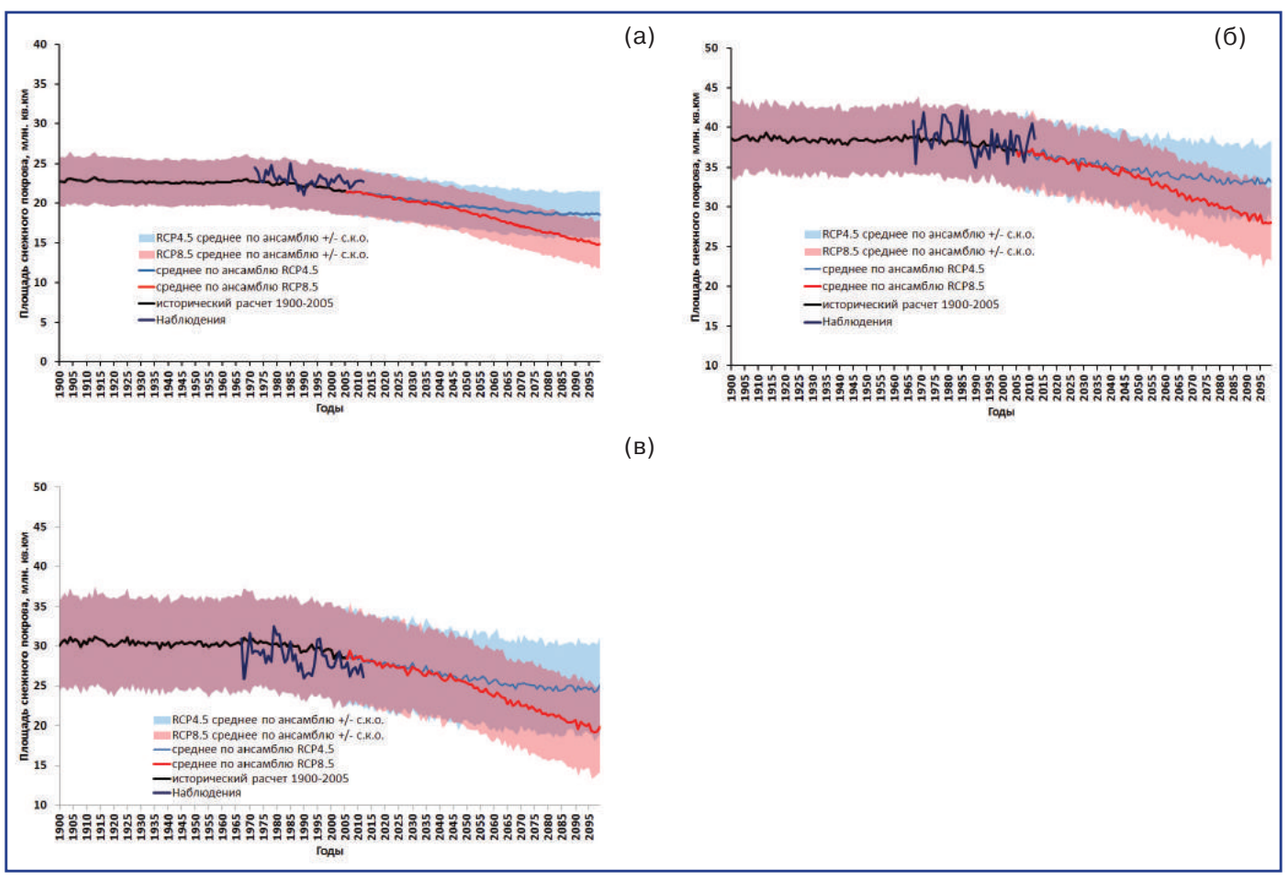


Рис. 3.2.12. Эволюция площади снега (млн км²) в XX–XXI вв. (сценарии RCP4.5 RCP8.5). а) среднегодовая площадь снега; б) площадь снега в марте; в) площадь снега в апреле.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 344

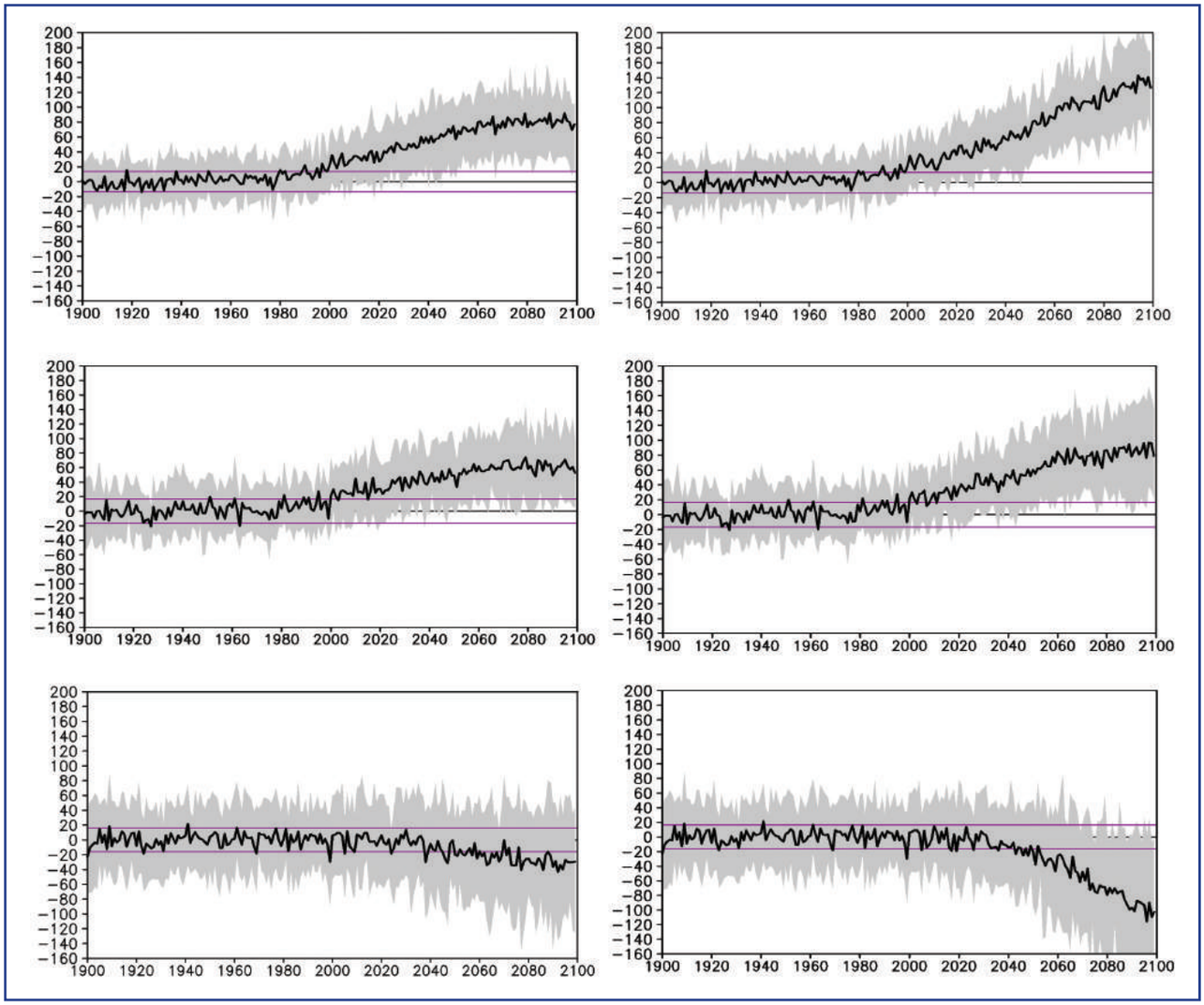


Рис. 3.2.13. Изменение риска весенних паводков на водосборах сибирских рек в XX–XXI вв. по ансамблю моделей CMIP5: разность интегральной массы снега на водосборе между мартом и маем, (Гт) для сценариев RCP4.5 (слева) и RCP8.5 (справа) на водосборах рек Лена (вверху), Енисей (в середине), Обь (внизу).

Как видно из модельных расчетов, на водосборе Лены и в меньшей степени на водосборе Енисея с конца XX века значительно увеличивается масса тающего снега, что способствует возникновению высоких паводков и увеличению риска наводнений. Этого не происходит на водосборе Оби. Подобный результат был получен и в моделях CMIP3 (Kattsov et al., 2008).

Как уже было отмечено выше в разделе 3.1.4.4, анализ современного состояния и эволюции площади многолетней мерзлоты, полученных непосредственно по модельным данным о температуре почвы, затруднителен в связи с тем, что в климатических моделях для описания процессов на поверхности и в глубине почвы используются сильно различающиеся (как по числу уровней и глубине почвы, так и по физическим процессам) почвенные модели.

Расчеты эволюции площади многолетней мерзлоты и термического состояния грунтов в XXI веке, выполненные с помощью модели теплопереноса в грунтах, разработанной в ГГО (Malevsky-Malevich et al., 2001; Малевский-Малевич и др., 2005), включали в качестве входной информации данные о температуре поверхности и высоте снежного покрова, полученные в расчетах с 28 моделями CMIP5. Расчеты показали, что положение условной границы зоны многолетней мерзлоты (рис.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 345

3.2.14) зависит от выбранного сценария радиационного воздействия, преимущественно, для конца XXI века. К концу века, в случае реализации сценария RCP8.5, граница зоны значительно смещается к северу, более того, практически не остается таких ячеек модельной сетки, в которых мерзлота была бы получена во всех моделях. Площадь, занятая приповерхностной многолетней мерзлотой на территории РФ, сократится к середине XXI века по сравнению с базовым периодом на 20 ± 7% при сценарии RCP4.5 и на 25 ± 8% при сценарии RCP8.5, в конце XXI века сокращение составит 31 ± 12% и 56 ± 18% для сценариев RCP4.5 и RCP8.5 соответственно, в Северном полушарии сокращение к середине XXI века составит 24 ± 7% и 30 ± 8%, в конце XXI века – 34 ± 11% и 60 ± 14% для сценариев RCP4.5 и RCP8.5 соответственно (Павлова и др., 2013). Относительное уменьшение площади приповерхностной многолетней мерзлоты в Северном полушарии к концу XXI века, рассчитанное непосредственно по оценкам 18 моделей CMIP5 для сценариев RCP4.5 и RCP8.5, составило 15–87% и 30–99% соответственно (Koven et al., 2013). Расчеты почвенно-мерзлотного индекса для конца XXI века показывают, что при реализации сценария RCP4.5 сохранение приповерхностной мерзлоты в границах современной зоны прерывистой мерзлоты маловероятно, а при реализации сценария RCP8.5 условия, благоприятные для существования многолетней мерзлоты, сохранятся на территории России только в Арктике и на Восточно-Сибирском нагорье (Slater,

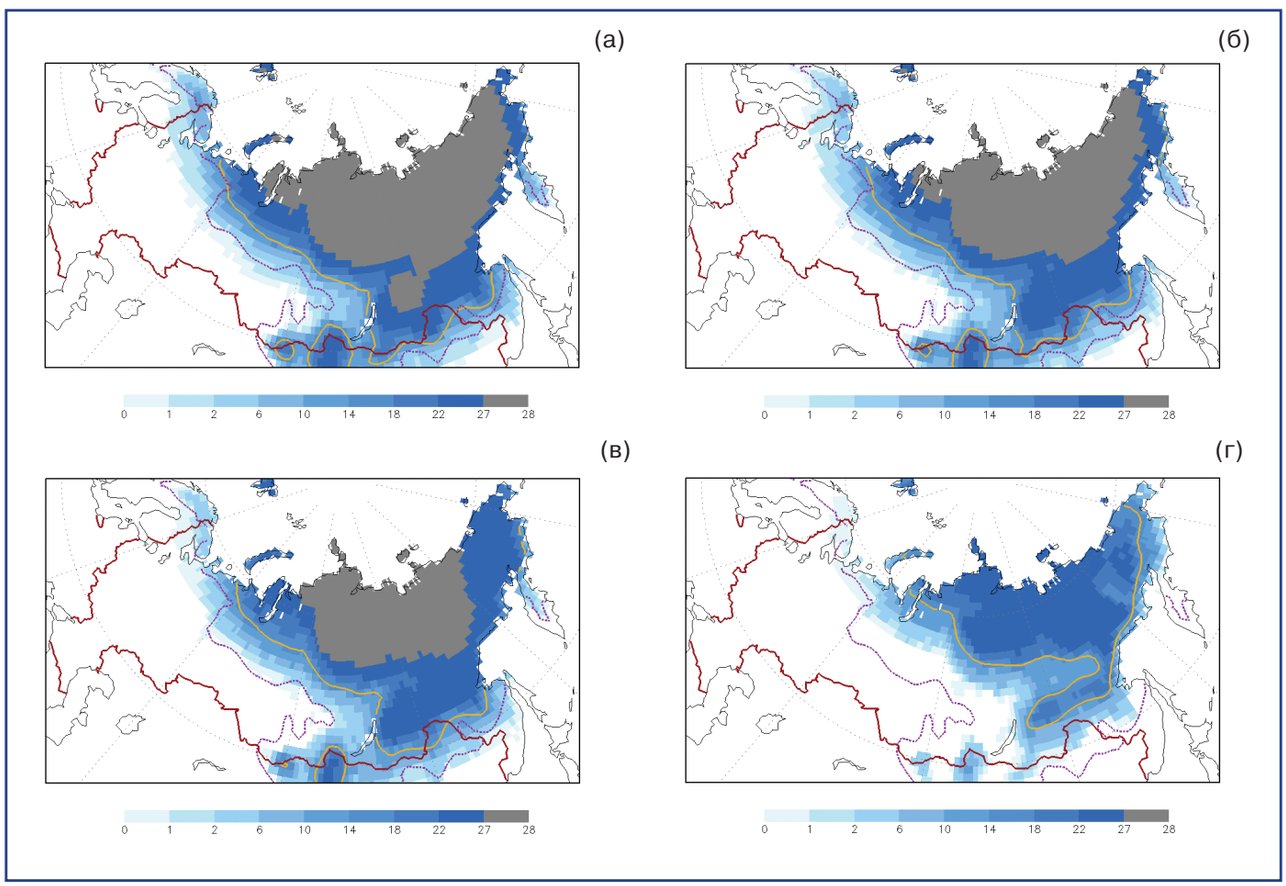


Рис. 3.2.14. Площадь, занятая мерзлотой в верхнем (3.3 м) слое почвы для середины и конца XXI века по данным расчетов на базе 28 климатических моделей по двум сценариям RCP4.5 (а, в) и RCP8.5 (б, г). В каждой ячейке сетки 1° × 1° различными цветами показано количество моделей, в которых для этой ячейки осредненная за период 2041–2060 (а, б) и 2080–2099 гг. (в, г) среднегодовая температура грунта на глубине 3.3 м не превышает 0°С. Желтая линия показывает условную расчетную границу зоны многолетней мерзлоты, определяемую по положению среднегодовой изотермы 0°С на глубине 3.3 м, полученной по ансамблю моделей, фиолетовая линия – современная наблюдаемая граница многолетней мерзлоты (Brown et al., 1997; 1998).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 346

Lawrence, 2013). Качественно этот результат согласуется с результатом, полученным в описанных выше расчетах с моделью теплопереноса в грунтах ГГО, поскольку именно в указанных областях большинство расчетов показывают наличие мерзлоты в верхнем слое грунта.

3.2.3.5 Морской лед в Арктике

Модели CMIP5 так же, как и модели CMIP3, расчеты которых лежали в основе ОД1, однозначно указывают на сокращение площади морского льда в Арктике на протяжении XXI века. По сравнению с CMIP3, в среднем по ансамблю CMIP5 скорость сокращения площади льда в Северном полушарии летом в XXI веке возросла, что позволило ряду исследователей (Stroeve et al., 2012; Wang, Overland, 2012) говорить о возможности исчезновения многолетнего льда в Арктике уже в первой половине этого века, тогда как в ансамбле CMIP3 лишь несколько моделей давали исчезновение морского льда в Арктике в конце XXI в. для одного из "агрессивных" сценариев SRES – A2. Интенсивность сокращения площади льда зависит от сценария радиационного воздействия. Наиболее значительное сокращение площади льда, особенно в теплый период, отмечается для сценария RCP8.5 (рис. 3.2.15). Для относительно "мягкого" сценария RCP2.6 площадь морского льда в Арктике практически стабилизируется, хотя и для этого сценария некоторые модели дают превращение ледяного покрова Северного Ледовитого океана в сезонный – начиная с середины XXI века. Используя в качестве ориентировочного критерия освобождения Арктики от многолетнего морского льда в теплый период величину площади льда 1 млн км^2, можно в первом приближении оценить перспективу "безледного" океана для трех рассматриваемых сценариев (рис. 3.2.16). К концу XXI века в Арктике площадь льда в годовом минимуме (сентябрь) становится меньшей 1 млн км^2 по оценкам большинства моделей CMIP5 для сценария RCP8.5 и по оценкам менее половины моделей при условии реализации сценария RCP4.5; при сценарии RCP2.6 менее трети моделей дают сентябрьскую площадь льда ниже указанного порогового значения (Павлова, Катцов, 2013).

Следует отметить, что речь идет не о полном исчезновении морского льда в Северном Ледови-

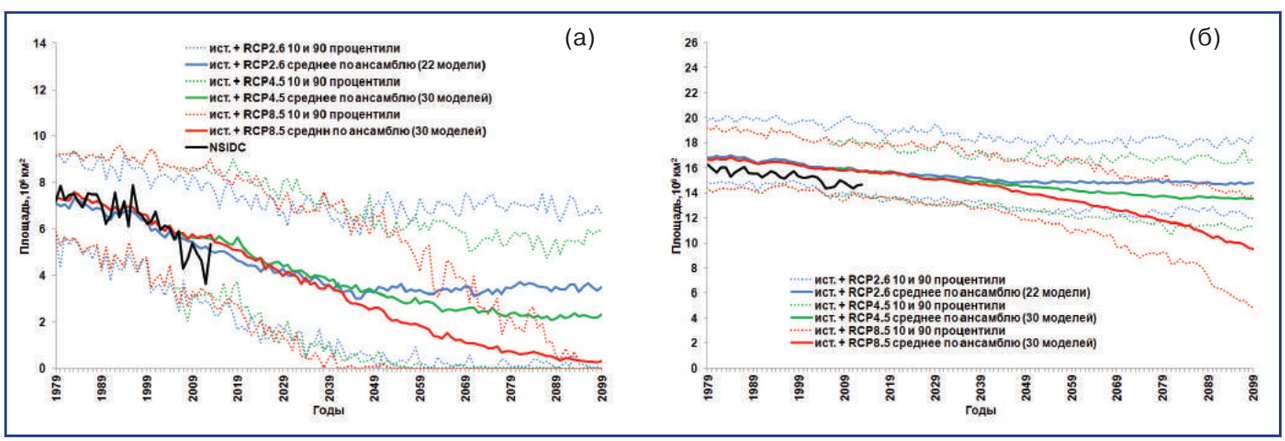


Рис. 3.2.15. Эволюция площади морского льда в период 1979–2099 гг. в Северном полушарии в сентябре (а) и феврале (б) по данным моделей CMIP5 для трех сценариев RCP: RCP2.6, RCP4.5 и RCP8.5 (голубая, зеленая и красная сплошные линии, соответственно), а также межмодельный разброс в пределах 10-й и 90-й процентилей (голубая, зеленая и красная пунктирные линии, соответственно). Для периода 1979–2005 гг. в каждом ансамбле сценарному расчету предшествует ретроспективный ("ист.") расчет*. Для периода 1979–2012 гг. приводится наблюдаемая площадь льда, по данным NSIDC (Fetterer et al., 2002) (черная линия).

* Несовпадение ансамблей в период 1979–2005 гг. как в средних значениях, так и в границах межпроцентильного разброса объясняется различием количества членов ансамблей. Это несовпадение в известной мере характеризует зависимость полученных в настоящем исследовании результатов от количества членов рассматриваемых ансамблей моделей.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 347

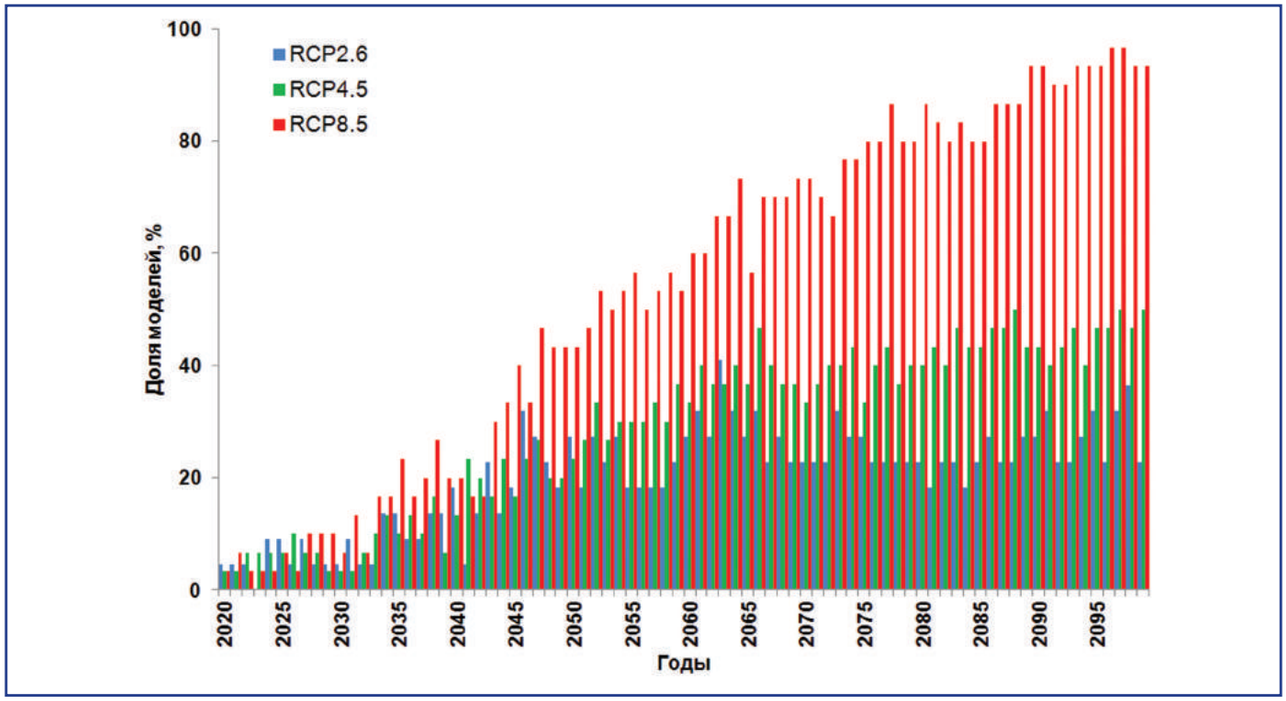


Рис. 3.2.16. Доля моделей (в процентах от общего числа моделей в ансамбле) CMIP5, в которых площадь морского льда в Северном полушарии в сентябре в период 2020–2099 гг. сократилась до 1 млн км^2 и менее, по данным 22 моделей для сценария RCP2.6 (синие столбцы), 30 моделей для сценария RCP4.5 (зеленые столбцы) и 30 моделей RCP8.5 (красные столбцы).

том океане, а лишь о превращении многолетнего ледяного покрова океана в сезонный. Сокращение зимней площади морского льда в Арктике в XXI веке не столь велико. Межмодельный разброс оценок площади льда в моделях CMIP5 остается, как и по оценкам CMIP3, весьма значительным. Он обусловлен как собственной изменчивостью климатической системы, так и систематическими погрешностями отдельно взятых моделей. В научном сообществе предпринимаются попытки уточнить оценки будущих изменений климата и, в частности, изменений ледяного покрова Мирового океана с помощью дискриминации климатических моделей, формирующих ансамбль. Однако консенсус в отношении пригодных для этого подходов и критериев в настоящее время отсутствует.

3.2.4. Заключение

Изменения характеристик климата на территории России, полученные по ансамблю наиболее продвинутых сейчас климатических моделей, качественно согласуются с оценками моделей предыдущего поколения. Небольшие количественные различия между оценками моделей из ансамблей разного поколения обусловлены, преимущественно, расхождениями между сценариями SRES и пришедшими им на смену новыми сценариями RCP. В то же время, с новыми моделями климата сделан значительный шаг в направлении оценки неопределенностей будущих изменений климатических характеристик. Это стало возможным благодаря тому, что в проекте CMIP5 представлено большее, чем в CMIP3, число моделей, включающих более детальное описание климатообразующих процессов (см. раздел 3.1). Непротиворечивая картина эволюции климата России, полученная в рамках двух последовательных оценочных докладов Росгидромета по двум разным поколениям климатических моделей и разным сценариям, в целом свидетельствует о преемственности подходов к моделированию климата, выработанных за последние 30 лет, и неизменности научных представлений о роли антропогенного вклада в глобальное потепление.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 348

Влияние глобального потепления на климат России будет выражаться, главным образом, в формировании в большинстве федеральных округов более мягкого и влажного климата по сравнению с последними десятилетиями. Смягчение зимнего термического режима и рост осадков в традиционно "холодных" районах страны (северный Урал, Центральная и Восточная Сибирь) повлекут за собой увеличение весеннего снегозапаса и, как следствие, осложнят паводковую обстановку на крупнейших реках России в период снеготаяния. При сохранении глобальных тенденций, все большее число регионов расположенных на юге умеренных широт начнут подвергаться засухам и будут страдать от экстремально высоких температур в летний период. Если до конца XXI века такие условия могут коснуться лишь сравнительно небольших по площади территорий на юге России, включая северный Кавказ и юг Сибири, то на рубеже текущего и следующего веков засушливость климата может создать целую серию новых угроз развитию многих регионов страны.

3.2.5. Литература

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск, ФБГУ "ВНИГМИ-МЦД", 194 с.

Кароль И. Л., 1988. Введение в динамику климата Земли. Л., Гидрометеоиздат, 224 с.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды ГГО, вып. 569, с. 76–98.

Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., 2005. Модельные оценки изменений температуры воздуха и эволюция теплового состояния многолетнемерзлых пород, Криосфера Земли, т. IX, № 3, с. 36–44.

ОД_РФ-1, 2008. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, 225 с.

Павлова Т. В., Катцов В. М., 2013. Площадь ледяного покрова Мирового океана в расчетах с помощью моделей CMIP5, Труды ГГО, вып. 568, с. 7–25.

Павлова Т. В., Катцов В. М., Пикалева А. А., Спорышев П. В., Говоркова В. А., 2013. Снежный покров и многолетняя мерзлота в моделях CMIP5: оценки современного состояния и его возможных изменений, Труды ГГО, вып. 569, с. 38–61.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н., 2012. Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине 20 века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–23.

Bengtsson L., Hodges K. I., Keenlyside N., 2009. Will extratropical storms intensify in a warmer climate, Journal of Climate, vol. 22, pp. 2276–2301.

Brown J., Ferrians O.J., Heginbottom J. A., Melnikov E. S., 1997. International Permafrost Association Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground Ice Conditions, U.S. Geological Survey Circum-Pacific Map Series, Map CP-45. Scale 1:10,000,000.

Brown J., Ferrians O. J., Heginbottom J. A., Melnikov E. S., 1998. Digital circum-arctic map of permafrost and groundice conditions., In Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS) CD-ROM, version 1.0. National Snow and Ice Data Center, University of Colorado at Boulder.

Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M., 2002. Sea Ice Index. Boulder, Colorado USA, National Snow and Ice data Center.

Hibbard K. A., van Vuuren D. P., Edmonds J., 2011. A primer on the Representative Concentration Pathways (RCPs) and the coordination between the climate and integrated assessment modeling communities, CLIVAR Exchanges no. 56, vol. 16, no. 2, pp. 12–14.

IPCC, Climate change 2007, 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. S. Solomon, D. Qin, M. Manning, et al. (eds.). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:15 PM Page 349

Kattsov V., Govorkova V., Pavlova T., Sporyshev P., 2008. Arctic river runoff in the context of global warming – Projections with the state-of-the-art-global climate models, WCRP/SCAR/IASC/ Climate and Cryosphere Newsletter, Ice and Climate News, no. 11. pp. 8–10.

Koven C. D., Riley W. J., Stern A., 2013. Analysis of Permafrost Thermal Dynamics and Response to Climate Change in the CMIP5 Earth System Models, Journal of Climate, vol. 26, pp. 1877–1900. doi: http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00228.1.

Malevsky-Malevich S. P., Molkentin E. K., Nadyozhina E. D., Shklyarevich O. B., 2001. Numerical simulation of permafrost parameters distribution, Cold Regions Sci. and Technol., no. 32, pp. 1–11.

Meinshausen M., Smith S. J., Calvin K. V., Daniel J. S., Kainuma M. L. T., Lamarque J.-F., Matsumoto K., Montzka S. A., Raper S.C.B., Riahi K., Thomson A. M., Velders G. J. M., van Vuuren D., 2011. The RCP Greenhouse Gas Concentrations and their Extension from 1765 to 2300, Climatic Change (Special Issue), vol. 109, pp. 213–241. doi:10.1007/s10584-011-0156-z.

Pinto J. G., Ulbrich U., Leckebusch C., Spangehl T., Reyers M., Zacharias S., 2007. Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM, Clim. Dyn vol. 29, pp. 195–210, doi:10.1007/s00382–007-0230-4.

Randalls S, 2010. History of the 2 degrees C climate target. Wiley Interdisciplinary Reviews, Climate Change, vol. 1 no. 4, pp. 598–605. 10.1002/wcc.62.

Rogelj J., Meinshausen M., Knutti R., 2012. Global warming under old and new scenarios using IPCC climate sensitivity range estimates, Nature Climate Change, vol. 2, pp. 248–253.

Sillmann J., Kharin V. V., Zhang X., Zwiers F. W., Bronaugh D., 2013. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate, J. Geophys. Res. Atmos., 118,1716–1733, doi:10.1002/jgrd.50203.

Slater A. G., Lawrence D. M., 2013. Diagnosing Present and Future Permafrost from Climate Models, Journal of Climate, vol. 26, pp. 5608–5623, doi:http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00341.1

Stroeve J. C., Kattsov V., Barrett A., Serreze M., Pavlova T., Holland M., Meier W. N., 2012. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations, Geophysical Research Letters, vol. 39, L16502, doi:10.1029/2012GL052676.

Van Vuuren D., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S. J., Rose S.K., 2011. The representative concentration pathways: an overview, Climatic Change, vol. 109. pp. 5–31, doi:10.1007/s10584-011-0148-z.

Wang M., Overland J. E., 2012. Summer Arctic sea ice will be gone sooner or later – an update from CMIP5 models, Geophysical Research Letters, vol. 39, L18501, doi:10.1029/2012GL052868.

Wild M., 2009. Global dimming and brightening: A review, Journal of Geophysical Research, vol. 114, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:47 PM Page 350

РАЗДЕЛ 4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

Глава 4.1. ВОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ

В. Ю. Георгиевский

М. В. Георгиевский, О. Ф. Голованов, А. Л. Шалыгин

4.1.1. Введение

В первом оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (Оценочный доклад…, 2008 а, б) в результате комплексного анализа характеристик стока 300 рек страны по данным наблюдений по 2000 г. включительно, был получен вывод, что в последние 20–25 лет двадцатого столетия на фоне прогрессирующего потепления на большинстве рек страны наблюдается фаза повышенной водности, и их годовой сток превысил норму за предшествующий многолетний период времени. Основной особенностью изменений сезонного стока рек в этот период было значительное увеличение их водности в зимний период практически на всей территории России. Наиболее отчетливо увеличение зимнего стока проявилось на ЕЧР, от верховьев Сев. Двины до низовьев Дона и Волги.

В настоящем разделе рассматриваются происшедшие изменения водного режима рек с учетом данных наблюдений по 2012 год.

4.1.2. Водные ресурсы

Долговременные изменения суммарного годового стока рек (водных ресурсов) Российской Федерации представлены на рис. 4.1.1.

На общем фоне фазы повышенной водности рек страны, начавшейся с конца 1970-х – начала 1980-х годов, только 4 года (1982, 1987, 1992 и 2012) характеризовались водными ресурсами несколько ниже нормы, зато в пяти годах (1990, 1997, 1999, 2002, 2007) было превышено максимальное значение, наблюдавшееся ранее (1974 г.), а в 2007 г. было отмечено максимальное значение водных ресурсов страны за весь период наблюдений.

Общее увеличение водных ресурсов России (табл. 4.1.1) за 1981–2012 годы составило в среднем 204 км^3/год или 4.8%. При этом оно было характерно для всех федеральных округов России. Наибольшее абсолютное увеличение речного стока произошло в Дальневосточном, Сибирском и Северо-Западном федеральных округах, наименьшее – в Уральском и Центральном федеральных округах. Наибольшее относительное увеличение речного стока имело место в Приволжском, Южном*, Центральном и Северо-Западном федеральных округах, наименьшее – в Уральском и Дальневосточном федеральных округах.

* Под Южным ФО подразумевается субъект РФ, существовавший до 2010 г., ныне разделенный на Южный ФО и Северо-Кавказский ФО.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:47 PM Page 351

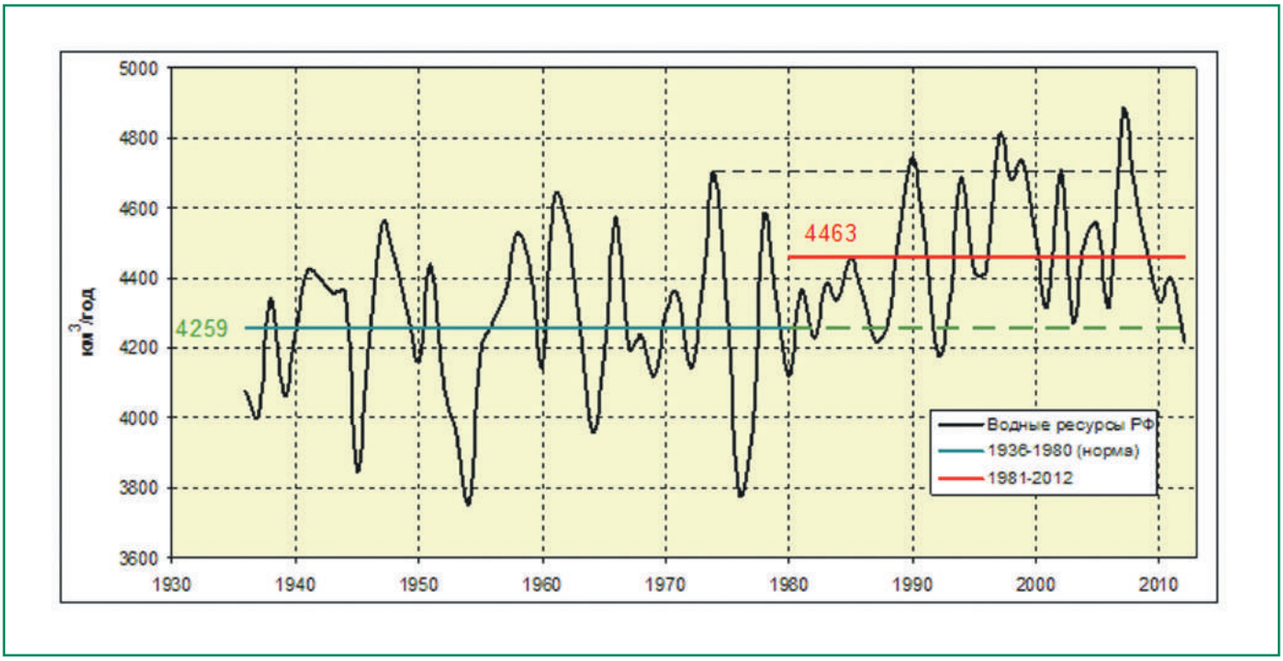


Рис. 4.1.1. Долговременные изменения суммарного годового стока рек (водных ресурсов) Российской Федерации (по данным ГВК).

Таблица 4.1.1. Изменение ресурсов речного стока по федеральным округам в 1981–2012 гг. по сравнению с периодом 1936–1980 гг. (по данным ГВК)

Федеральные округа	Площадь территории, тыс. км²	Среднее многолетнее значение водных ресурсов, км³/год		Отклонение от среднего многолетнего значения	
		1930–1980	1981–2012	км³/год	%
Северо-Западный	1687	607	654	47.1	7.8
Центральный	650.2	126	137	10.5	8.3
Приволжский	1037	271	308	37.0	13.6
Южный	420.9	289	342	26.1	8.2
Северо-Кавказский	170.4	27.5			
Уральский	1818	597	605	7.3	1.2
Сибирский	5145	1321	1368	47.1	3.6
Дальневосточный	6169	1848	1902	54.2	2.9
РФ в целом	**17098**	**4259**	**4463**	**204**	**4.8**

Наиболее значительное увеличение годового стока произошло на крупнейших реках бассейна Северного Ледовитого океана (рис. 4.1.2). На общем фоне фазы повышенной водности на Енисее 2012 год оказался аномально маловодным.

В бассейне Волги (рис. 4.1.3) многоводная фаза прослеживается с 1978 г. Годовой сток в Волгограде за период 1978–2012 гг. был на 14% выше такового за предшествующий период 1930–1977 гг., хотя последние 3 года (2010–2012) были по водности около нормы или ниже нее.

4.1.3. Сезонный сток

В соответствии с ранее разработанной методологией (Георгиевский и др., 2008), основой диагноза современных изменений речного стока является комплексный статистический анализ долговременных изменений суммарного годового, весеннего, летне-осеннего и зимнего стока средних рек с наиболее длительными рядами наблюдений и минимальным влиянием хозяйственной деятельности. Выбор в качест-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:47 PM Page 352

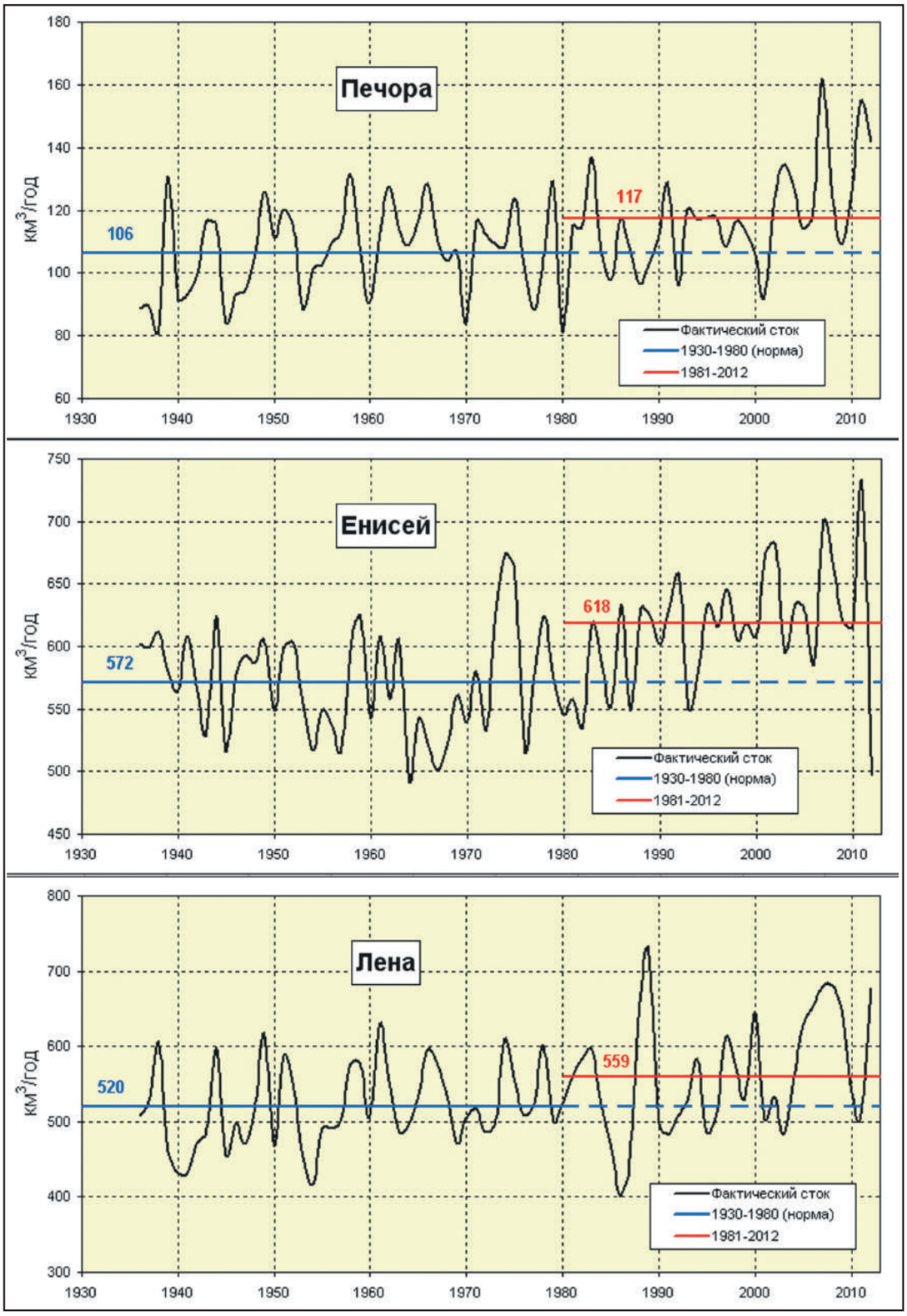


Рис. 4.1.2. Долговременные изменения суммарного годового стока рек бассейна Северного Ледовитого океана (по данным ГВК).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:47 PM Page 353

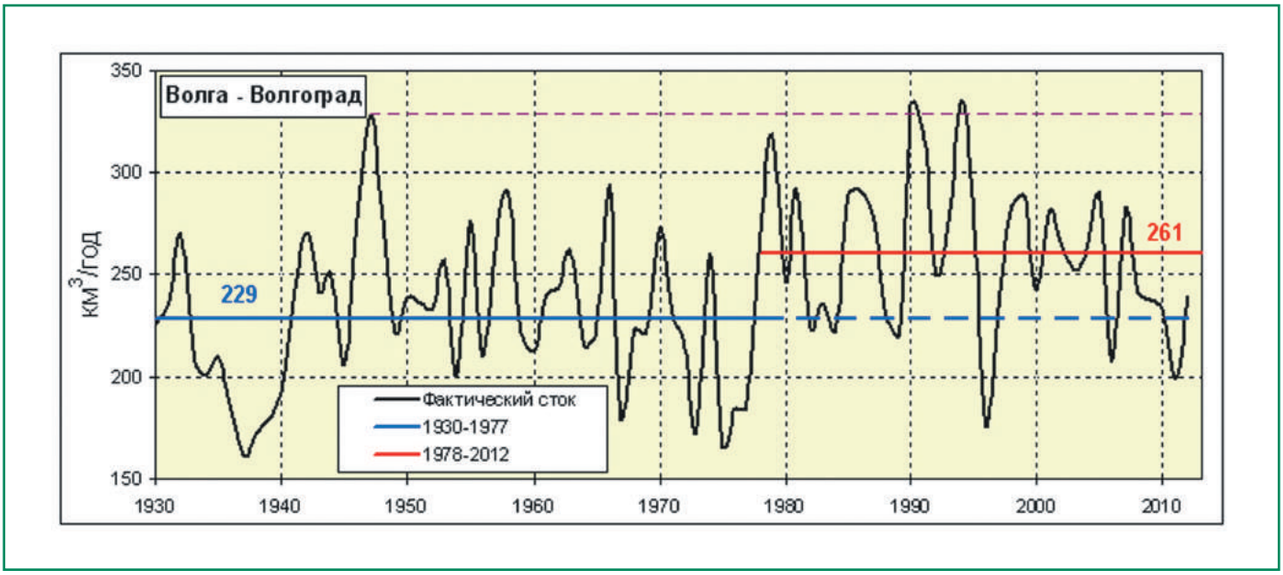


Рис. 4.1.3. Долговременные изменения суммарного годового стока р. Волги (по данным ГВК).

ве объектов исследований средних рек очевиден, поскольку изменения их стока определяются, прежде всего, климатическими факторами, а их бассейны являются репрезентативными для соответствующих физико-географических зон.

С учетом соблюдения перечисленных выше условий был использован архив данных по месячному стоку более 300 рек России. По большинству рек архив включает данные за период с 1946 г. по 2010 г. включительно. Эти данные послужили информационной основой для оценки гидрологических последствий потепления последних десятилетий.

Результаты комплексного статистического анализа сезонного и месячного стока рек с естественным (не нарушенным влиянием хозяйственной деятельности) водным режимом (Георгиевский и др., 2008; Георгиевский, Шалыгин, 2008; Джамалов и др., 2012; Джамалов и др., 2012, Киреева, Фролова, 2013; Обязов, Смахтин, 2013, Георгиевский и др., 2013б), позволяют сделать вывод о том, что климатообусловленные изменения во внутригодовом распределении стока в первом десятилетии XXI века были аналогичными изменениям, произошедшим в последние десятилетия прошлого столетия, включая особенности их регионального распределения по территории страны.

4.1.3.1. Зимний сток

На рисунке 4.1.4 представлена карта-схема аномалий зимнего стока в 1978–2010 гг., по отношению к его норме за 1946–1977 гг., рассчитанных в Государственном гидрологическом институте по вышеуказанной методологии. Как видно, уже в течение более 30 лет на реках страны отмечается значительное увеличение стока в зимний период года. На преобладающей площади ЕЧР водность на большинстве рек увеличилась на 50–120%. Здесь отмечаются значимые положительные тренды зимнего стока с уровнем значимости более 0.95, при этом существенно увеличилась его изменчивость. Столь значительное повышение стока, наблюдающееся в течение нескольких десятилетий, свидетельствует о том, что условия его формирования существенно изменились в результате происходящего потепления климата. Этот вывод подтверждается результатами анализа данных наблюдений на специализированной сети Росгидромета (воднобалансовые и болотные станции), а также физико-математического моделирования процессов миграции и инфильтрации влаги в промерзающих и оттаивающих почвах (Гуревич, 2009; Калюжный и др., 2012; Калюжный, Лавров, 2012; Лавров, Калюжный 2009; Zhuravin et al., 2012). Установлено, что повы-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:47 PM Page 354

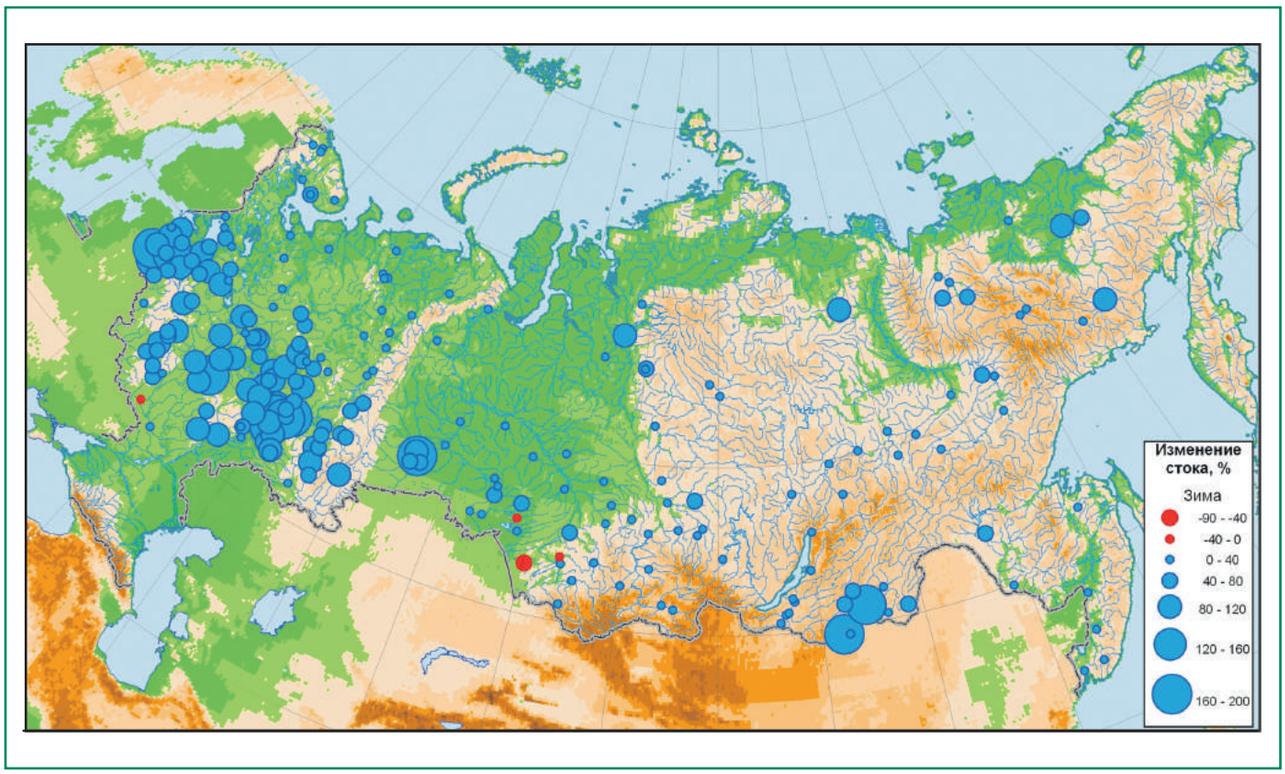


Рис. 4.1.4. Аномалии зимнего стока (%) на реках России (Георгиевский и др., 2013б).

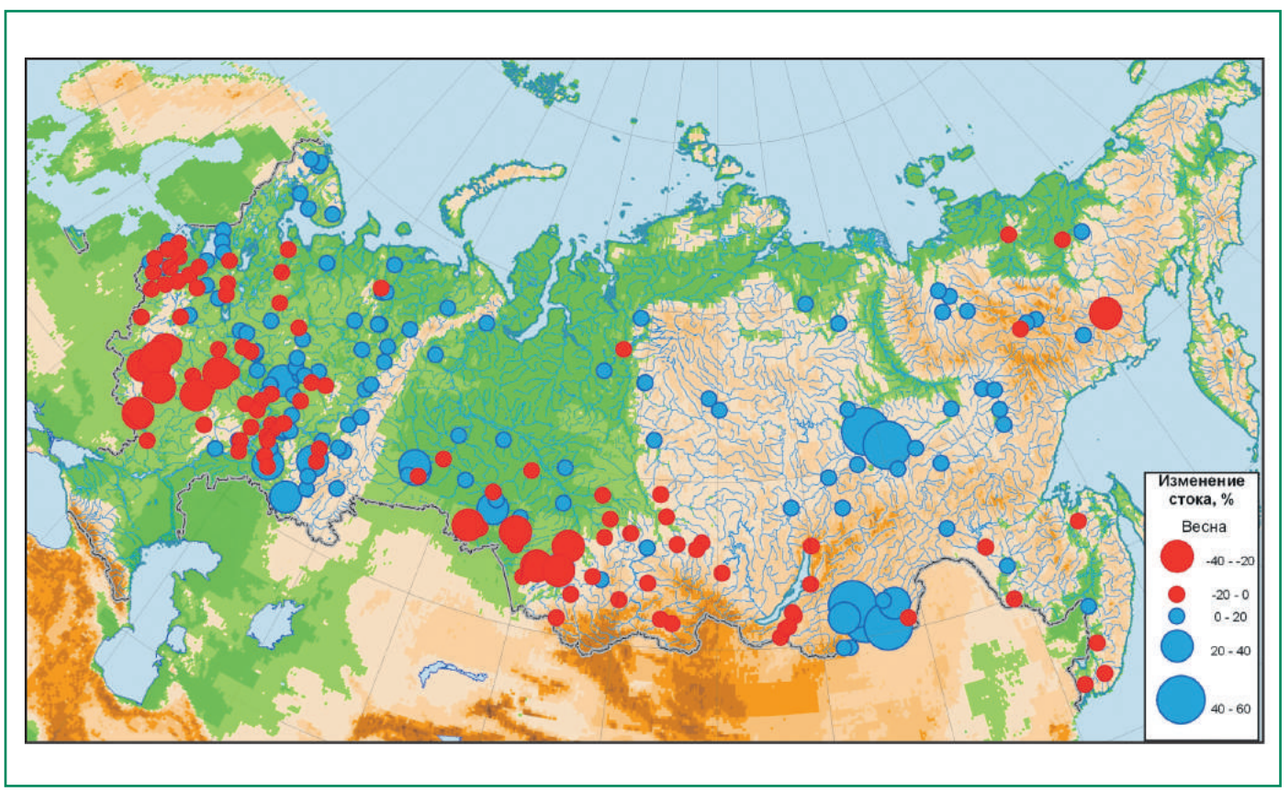


Рис. 4.1.5. Аномалии весеннего стока (%) на реках России (Георгиевский и др., 2013б).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:47 PM Page 355

шение зимней температуры привело к уменьшению глубины промерзания почвы и увеличению ее дренирующих свойств, возрастанию количества и продолжительности зимних оттепелей, во время которых происходит снеготаяние и водоотдача из снежного покрова, пополнение запасов грунтовых вод и формирование поверхностного стока. В результате сток рек в течение зимнего периода возрастает, а запасы воды в снежном покрове к началу весны уменьшаются, что создает условия для снижения стока весеннего половодья.

Помимо непосредственного влияния на зимний сток оттепелей, существенный вклад в повышение стока в холодный период года играют процессы зимней миграции влаги и ее аккумуляции в мерзлой зоне. Повышение зимней температуры и уменьшение глубины промерзания почв замедляют мерзлотные процессы на водосборе, что способствует росту зимнего стока. Повышение температуры также приводит к уменьшению изъятий доли стока, идущей на формирование ледяного покрова, и увеличивает гидравлическую проводимость водотоков, что также является фактором повышения меженного стока в холодный сезон (Гуревич, 2009; Лавров, Калюжный, 2012; Обязов, Смахтин, 2013).

Рост меженного стока в значительной мере обусловил увеличение водных ресурсов по сравнению с нормой. Такая ситуация необычна, так как ранее все значительные маловодные и многоводные фазы определялись, прежде всего, величиной стока весеннего половодья.

4.1.3.2. Летне-осенний сток

Увеличение летне-осеннего стока в 1978–2010 гг. отмечается также на большей части территории России, причем наиболее отчетливо этот процесс проявился на реках южной части лесной зоны, а также в лесостепной и степной зонах ЕЧР. Здесь сток рек в 1978–2010 гг. был выше, чем в предшествующий период, в среднем на 40–70%, при этом увеличилась его изменчивость. Для АЧР увеличение зимнего стока на 20–40% произошло на реках бассейна Лены, реках северо-востока (бассейны рек Оленек, Яна, Индигирка).

4.1.3.3. Весенний сток

Изменение стока весеннего половодья в различных регионах страны имеет разнонаправленный характер (рис. 4.1.5). На реках бассейна Балтийского моря, Волги (за исключение северной и северо-восточной его частей), Дона, Днепра и в верхней части бассейна Оби в последние десятилетия весенний сток снизился на 10–30%. На большинстве рек этой территории дисперсия рядов весеннего стока уменьшается. Снижение половодного стока рек было обусловлено, главным образом, уменьшением запасов воды в снежном покрове к началу весеннего снеготаяния в результате увеличения числа и продолжительности оттепелей в холодный сезон года.

Увеличение половодного стока отмечается в бассейне Камы, на большинстве рек ЕЧР бассейна Северного Ледовитого океана, в бассейнах Лены, Яны и Индигирки, северной части бассейна Оби и Енисея.

4.1.4. Максимальный сток

Изменения в режиме максимального стока рек в результате климатических воздействий исследовались путем анализа данных о наибольших в году расходах воды по 250 гидрологическим постам с периодом наблюдений более 60 лет.

Установлено, что для ЕЧР в бассейнах рек, где произошло снижение стока весеннего половодья, существенно снизились и максимальные расходы воды. На рисунке 4.1.6 представлены графики долговременных изменений максимальных в году расходов воды р. Великая (бассейн Балтийского моря), р. Ока (бассейн Волги) и р. Медведица (бассейн Дона) из которых следует, что в последние три десятилетия в среднем максимальные расходы воды снизились по отношению к предшествующему многолетнему периоду соответственно на 25, 32 и 38%. Уменьшение максимального стока на 20–40% характерно для большинства рек юго-западной и западной областей ЕЧР, где максимальные расходы формируются в период весеннего половодья.

На реках страны, где максимальные в году расходы воды формируются в период прохождения дождевых паводков (Северный Кавказ, Дальневосточное Приморье), происходит увели-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:48 PM Page 356

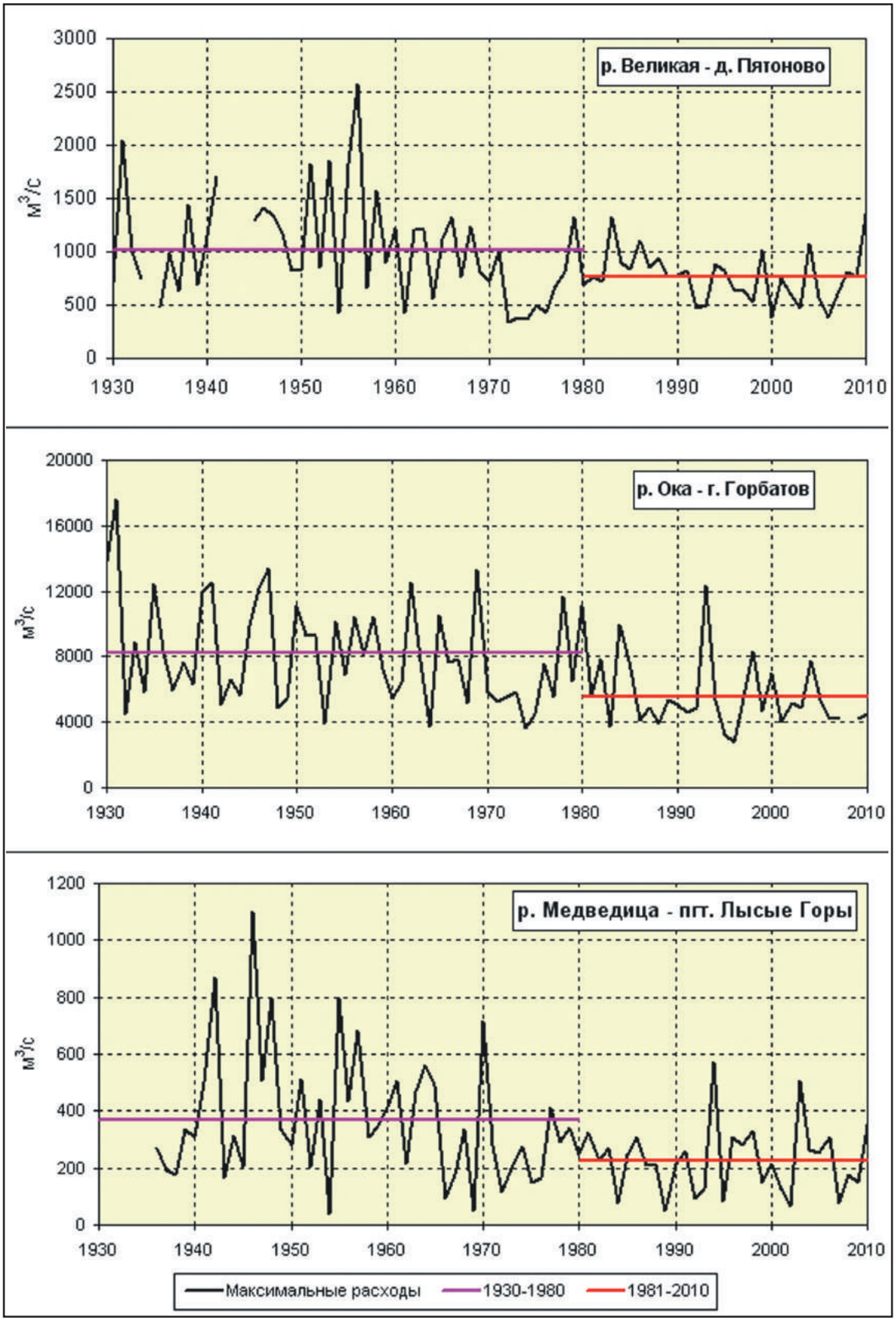


Рис. 4.1.6. Долговременные изменения максимальных расходов воды на реках западной и юго-западной областей ЕЧР (по данным ГЕ).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:48 PM Page 357

Рис. 4.1.7. Долговременные изменения максимальных расходов воды р. Амур у г. Хабаровска (по данным ГЕ, расход 2013 г. измерен ГГИ).

чение повторяемости опасных наводнений (Борщ и др., 2012; Коронкевич и др., 2010; Семенов, 2011). Во время катастрофического летнего паводка 2013 г. в бассейне Амура на многих водомерных постах уровни и расходы воды намного превысили наблюдавшиеся ранее максимумы за весь период наблюдений. Статистическая повторяемость этого паводка на Нижнем Амуре оценивается как один раз в 200–250 лет. В частности, максимальный расход в Амуре у г. Хабаровска превысил ранее наблюдавшийся максимум на 16% (рис. 4.1.7). При этом максимальный расход 2008 г. оказался самым низким за весь период наблюдений. Это может свидетельствовать о возрастании межгодовой изменчивости максимального стока.

На реках Черноморского побережья Кавказа и бассейна Кубани в последние десятилетия также прошли катастрофические паводки, сформировавшиеся в результате выпадения экстремальных осадков, с максимальными расходами воды, значительно превышающими ранее наблюденные (рис. 4.1.8). Для рек этого региона характерным является значительное увеличение изменчивости максимальных расходов воды.

Увеличение повторяемости паводков отмечается также на Среднем Урале и юге Западной Сибири (Борщ и др., 2012; Семенов, 2011), а наводнений, вызванных образованием заторов льда, в средней части бассейнов Лены и Енисея.

4.1.5. Водные ресурсы в XXI столетии

Проблема оценки и прогнозирования гидрологических характеристик на перспективу в несколько десятилетий всегда относилась к разделу наиболее актуальных в научной гидрологии. Она непосредственно связана с решением важнейших практических задач по планированию водообеспечения населения и экономики, развитию гидроэнергетики, обоснованию крупных водохозяйственных мероприятий по регулированию стока, его внутрибассейновому и территориальному перераспределению и др. На протяжении XX столетия были разработаны и к настоящему времени используются практически во всех странах мира методы оценки гидрологических характеристик, основанные на применении теории вероятности. Эти методы разработаны на основе изучения закономерностей многолетних колебаний стока и основываются на гипотезе стационарности гидроклиматических условий в прошлом и в обозримом будущем.

В настоящее время правомерность концепции о стационарности многолетних колебаний гидрометеорологических характеристик поставлена под сомнение в связи с усилившимися в последние десятилетия XX и начале XXI века процессами глобального потепления климата. Очевидно, что происходящие климатические изменения уже привели в ряде крупных регио-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:48 PM Page 358

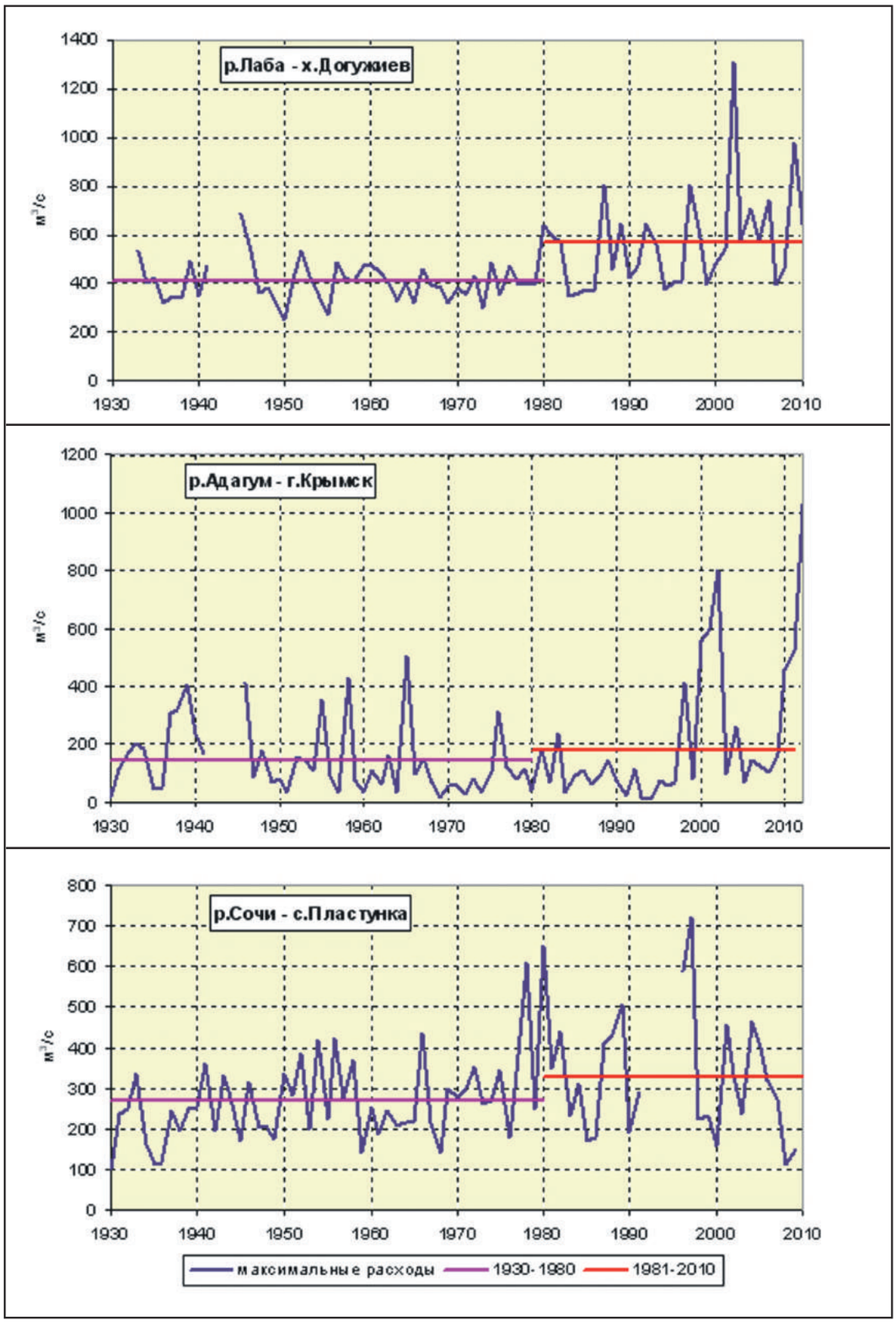


Рис. 4.1.8. Долговременные изменения максимальных расходов воды рек бассейна Кубани и Черноморского побережья Кавказа (по данным ГЕ).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:48 PM Page 359

нов к существенным изменениям водного режима рек.

Учитывая достоверность произошедшего потепления и высокую вероятность его продолжения в течение нынешнего столетия, проблема оценки современных и ожидаемых климатообусловленных изменений водных ресурсов и водного режима из общих теоретических рассуждений перешла уже в практическую плоскость.

Оценки возможных изменений ресурсов речного стока в XXI веке основываются на результатах расчетов по климатическим моделям общей циркуляции атмосферы и океана, участвовавшим в программах сравнения CMIP3 (Meehl et al., 2007) и CMIP5 (Taylor et al., 2012) и использованным в 4-м и 5-м Оценочных докладах МГЭИК (IPCC, 2007, 2013), приведены в работах (Георгиевский и др., 2013а; Катцов, Говоркова, 2013; Георгиади, Милюкова, 2012; Георгиевский, Шалыгин, 2012; Кислов и др., 2011; Чон, Мохов, 2012; Шикломанов и др., 2008).

В соответствии с (Георгиевский и др., 2013а; Георгиевский, Шалыгин, 2012; Шикломанов и др., 2008) в ближайшие десятилетия нет оснований ожидать каких-либо значительных изменений водных ресурсов основных рек страны в результате антропогенного потепления климата. Наиболее вероятно незначительное (в пределах 5%) увеличение годового стока, что находится в пределах его естественной изменчивости.

Согласно (Георгиади, Милюкова, 2012) в первой трети текущего столетия можно ожидать незначительного (до 5%) повышения годового стока в бассейне Волги.

Оценки изменений годового стока в условиях потепления, выполненные для середины XXI столетия по ансамблю результатов расчетов МОЦАО (Кислов и др., 2011), показали, что в Западной Сибири незначительных отрицательных изменений следует ожидать только в южных районах, в то время как в центральной и северной частях этой территории статистически значимых изменений не предполагается. На Восточно-Европейской равнине водные ресурсы в ее северной части практически не изменятся, а в южных регионах возможно значительное их снижение (до 40–60%).

Согласно мультимодельным оценкам (Чон, Мохов, 2012) к концу настоящего столетия вероятно увеличение среднегодового стока сибирских рек, а изменения водных ресурсов Волги и Амура будут статистически незначимыми.

В отличие от преобладающей части России, где ожидается увеличение годового стока, на юге ЕЧР – в Южном и Северо-Кавказском федеральных округах в среднем за год ожидается усугубление засушливых условий (Катцов, Говоркова, 2013).

Прогнозируемое большинством климатических моделей дальнейшее повышение зимних температур воздуха позволяет с высокой долей уверенности считать, что увеличенный зимний сток рек, наблюдающийся с конца 1970-х – начала 1980-х гг., сохранится и в ближайшие два-три десятилетия. При этом относительная доля весеннего стока в годовом стоке будет уменьшаться. Что касается летне-осеннего стока, то неопределенность его оценок на будущее очень велика, что связано, в первую очередь, с невозможностью долговременного прогноза характеристик осадков теплого периода, имеющих очень высокую временную и пространственную изменчивость.

4.1.6. Заключение

Основной особенностью современных изменений водного режима рек России является существенное увеличение водности в меженные периоды, особенно в зимние месяцы. Другая особенность – это возрастание межгодовой изменчивости стока, особенно сезонного. На общем фоне тенденции к повышению стока рек возможны как аномально многоводные, так и аномально маловодные годы и сезоны.

Особенности современных изменений максимальных расходов воды определяются условиями их формирования. Так, для значительной территории ЕЧР, где максимальный сток формируется в период весеннего половодья, в последние десятилетия произошло существенное его снижение. В регионах же, где максимальные расходы воды формируются дождевыми паводками (Черноморское побережье Кавказа, бассейны Кубани и Амура), в конце прошлого– начале нынешнего столетия произошли катастрофические наводнения, не наблюдавшиеся ранее.

Оценки возможных изменений стока рек, выполненные на основе анализа воспроизведения

OD-2-1-3n 12/15/14 3:48 PM Page 360

составляющих водного баланса водосборов моделями общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), показали, что прогнозируемый ими водный режим в ближайшие десятилетия по своим основным параметрам будет близким к условиям, наблюдавшимся в последние 30–35 лет.

Произошедшие и прогнозируемые климатообусловленные изменения водного режима рек должны учитываться при разработке водохозяйственных планов и мероприятий по снижению негативного воздействия вод на экономику и население. При этом необходимо рассматривать несколько вариантов гидроклиматических условий будущего, что обусловлено объективной значительной неопределенностью будущих параметров речного стока, особенно в отношении возникновения экстремальных по водности лет (или их группировок).

4.1.7. Литература

Борщ С. В., Асарин А. Е., Болгов М. В., Полунин А. Я., 2012. Наводнения. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, М., Росгидромет, с. 87–125.

ГВК: Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание.

ГЕ: Государственный водный кадастр. Гидрологические ежегодники. Территориальные выпуски за отдельные годы.

Георгиади А. Г., Милюкова И. П., 2012. Сценарная оценка изменений стока рек Волги и Дона, возможных в первой трети XXI века, в кн.: Вопросы географии, сб. 133, Географо-гидрологические исследования, с. 224–236.

Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Молчанова Т. Г., 2008. Внутригодовое распределение стока рек. В кн. Водные ресурсы России и их использование, ред. И. А. Шикломанов, гл. 5.7, с. 137–165.

Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., 2012. Гидрологический режим и водные ресурсы. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, гл. 2, М., Росгидромет, с. 53–86.

Георгиевский В. Ю., Коронкевич Н. И., Алексеевский Н. И., 2013а. Водные ресурсы и гидрологический режим рек РФ в условиях изменения климата, VII Всероссийский гидрологический съезд. Тезисы пленарных докладов. СПб, Росгидромет, с. 26–32.

Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Молчанова Т. Г., 2013б. Водный режим рек Российской Федерации в условиях изменения климата, тезисы докл. VII Всероссийского гидрологического съезда, http://www.7hydro.ru/index.php/ru/agenda.

Гуревич Е. В., 2009. Влияние температуры воздуха на зимний сток рек (на примере бассейна р. Алдан), Метеорология и гидрология, № 9, с. 92–99.

Джамалов Р. Г., Кричевец Г. Н., Сафронова Т. И., 2012. Современные изменения водных ресурсов в бассейне р. Лены, Водные ресурсы, т. 39, № 2, с. 131–145.

Джамалов Р. Г., Фролова Н. Л., Кричевец Г. Н., Сафронова Т. И., Киреева М. Б., Игонина М. И., 2012. Формирование современных ресурсов поверхностных и подземных вод Европейской части России, Водные ресурсы, т. 39, № 6, с. 571–589.

Калюжный И. Л., Лавров С. А, Романюк К. Д., 2012. Изменения водного режима болот севера и северо-запада России под влиянием климатических факторов, Водные ресурсы, т. 39, № 1, с. 13–22.

Калюжный И. Л., Лавров С. А., 2012. Основные физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек в условиях потепления климата, Метеорология и гидрология, № 1, с. 68–81.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в XXI веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды ГГО, вып. 569, с. 75–97.

Кислов А. В., Гребенец В. И., Евстигнеев В. М., Конищев В. Н., Сидорова М. В., Суркова Г. В., Тумель Н. В., 2011. Последствия возможного потепления климата в XXI веке на севере Евразии, Вестник МГУ, сер. 5 геогр., № 3, с. 3–8.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:54 PM Page 361

Коронкевич Н. И., Барабанова Е. А., Зайцева И. С., 2010. Наиболее опасные проявления экстремальных гидрологических ситуаций на территории России, Известия РАН, сер. геогр., № 6, с. 40–47.

Лавров С. А., Калюжный И. Л., 2012. Физические процессы и закономерности формирования зимнего и весеннего стока рек бассейна Волги в условиях изменения климата, Водные ресурсы, № 4, с. 74–84.

Обязов В. А., Смахтин В. К., 2013. Влияние изменений климата на речной сток в зимний период в Забайкалье, Метеорология и гидрология, № 7, с. 95–102.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008а. т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет, 207 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008б. т. 2. Последствия изменений климата. М.: Росгидромет, 288 с.

Семенов В. А., 2011. Климатически обусловленные изменения опасных и неблагоприятных гидрологических явлений на реках России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 74–81.

Чон В. Ч., Мохов И. И., 2012. Гидрологический режим бассейнов крупнейших рек Северной Евразии в XX–XXI в., Водные ресурсы, т. 39, № 1, с. 3–12.

Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Георгиевский М. В., Голованов О. Ф., Шикломанов А. И., 2008. Водные ресурсы: прогнозные оценки, в кн. Водные ресурсы России и их использование, И. А. Шикломанов (ред.). с. 442–464.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The physical Science Basis, Solomon S. (ed.). Cambridge: Cambridge Univer. Press, 940 p.

IPCC, 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Stocker T. F., Qin D., Plattner G. K., Tignor M., Allen S. K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P. M. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, in press.

Meehl G. A., Covey C., Delworth T., et al. 2007. The WCRP CMIP3 multimodel dataset – A new era in climate change research, Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 88, no. 9, pp. 1383–1394.

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A., 2012. An Overview of CMIP5 and the experiment design, Bull. Amer. Meteor. Soc. vol. 93. pp. 485–498. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.

Zhuravin S. A., Kaliuzhny I. L, Lavrov S. A., Rakcheyeva E. A., Gaponov I. N., 2012. Hydrological response to climate variability in European mixed forest zone (Podmoskovnaya WBS case study), in: Studies of Hydrological Processes in Research Basins: Current Challenges and Prospects. 14th Biennial Conference ERB 2012, 17–20 September 2012. St. Petersburg, Russia. Book of Abstracts, pp. 19–22.

Глава 4.2. ГОРНОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ОЛЕДЕНЕНИЕ АРКТИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

М. Д. Ананичева, А. Н. Кренке

Д. А. Ганюшкин, А. Ф. Глазовский, П. М. Лурье, А. Я. Муравьев, Г. А. Носенко, Э. Ю. Осипов, О. П. Осипова, В. Д. Панов, Т. Е. Хромова, М. В. Шахгеданова

4.2.1. Введение

Ледники и ледниковые системы – важные составляющие климатической системы Земли. Они играют существенную роль в формировании водного баланса и климата, а также являются аккумуляторами водных ресурсов. Последнее весьма существенно для жизни людей, поскольку обширные области на земле получают водные ресурсы от рек, имеющих ледниковое питание (например, Центральная Азия).

Современное оледенение после потепления последних десятилетий сократилось. Однако практически все ледниковые системы сохранились, исчезли лишь отдельные ледники. Ледниковые системы в пределах России расположены в трех широтных поясах: оледенение арктических островов, оледенение Урала и Сибири и оледенение гор

OD-2-1-3n 12/15/14 3:54 PM Page 362

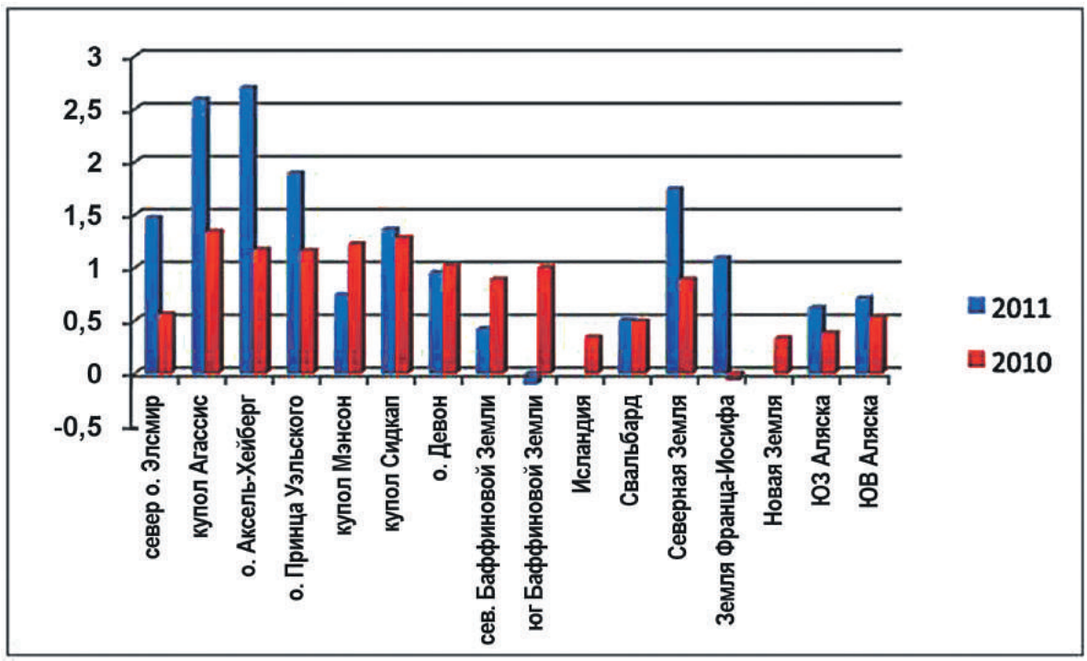


Рис. 4.2.1. Сравнение летних условий 2010 г. (красный) и 2011 г. (голубой) в областях оледенения Арктики по данным об аномалиях средних летних температур суши (LST) относительно 2000–2010 гг., полученных по космическим изображениям MODIS (MOD11A2 LST product) (Sharp, Wolken, 2011).

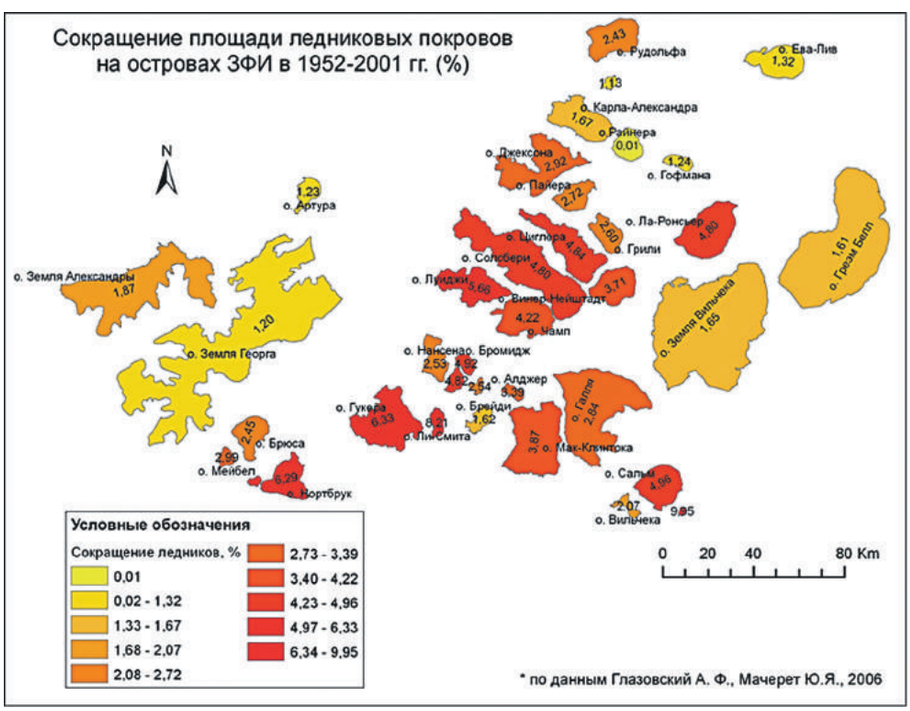


Рис. 4.2.2. Сокращение площади оледенения на архипелаге Земля Франца-Иосифа в 1952–2001 гг. (Глазовский, Мачерет, 2006).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 363

у южной границы. В настоящей главе будут рассмотрены современные изменения оледенения во всех трех упомянутых поясах – с севера на юг.

4.2.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

В настоящем разделе изложены результаты оценки последствий изменения климата для ледников и ледниковых систем во временных масштабах от десятилетий до столетия, начатой в первом оценочном докладе Росгидромета (Оценочный доклад..., 2008).

В первом оценочном докладе (ОД_РФ-1) рассмотрены изменения, произошедшие в ледниковых системах арктических островов и в горном оледенении. Отмечено, что на территории России во второй половине XX века, в особенности в его конце, деградация оледенения арктических островов и горного оледенения стала доминирующей тенденцией. В горах это наблюдалось на горных ледниках Урала, Большого Кавказа, Алтая, северо-востока Сибири и Камчатки.

Заметные изменения произошли в состоянии оледенения российских арктических островов: архипелагов Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Новая Земля и Северная Земля. Оно менялось в соответствии с потеплением климата. Хотя в отдельные десятилетия происходили как отступание, так и наступление ледников, во второй половине XX века общей тенденцией было отступание.

Сделан вывод, что в XXI веке в случае продолжающегося потепления климата эта тенденция сохранится.

4.2.3. Недавнее прошлое и современное состояние

4.2.3.1. Оледенение арктических островов

Современные ледники арктических островов России играют доминирующую роль в природе этих областей и служат важным естественным природным индикатором изменений климата. Все имеющиеся на настоящий момент данные показывают, что почти все полярные ледники и ледниково-

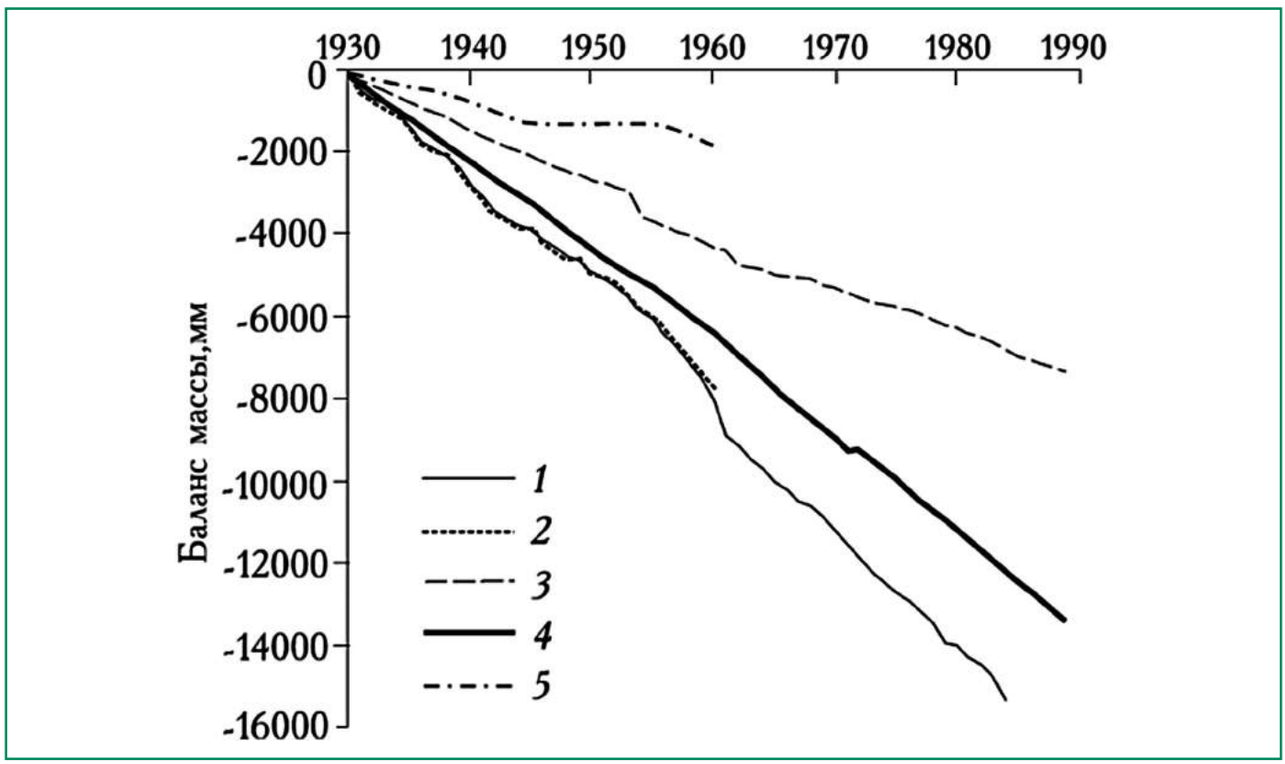


Рис. 4.2.3. Кумулятивные кривые для различных вариантов расчета баланса массы: Кислов, Корякин, 1986 (1), Кренке, 1973 (2), модели HD-4 (3) и MD-2 (4), Чижов, 1976 (5). (по: Калужинова, 2004).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 364

Таблица 4.2.2. Оценка объемов льда в ледниках Земли Франца-Иосифа на 1952 и 2001 годы и их изменений (Глазовский, Мачерет, 2006)

Остров	Объем ледников	Объем ледников в 1952 г., км^3	Разница объемов км^3 в 2001 г., км^3	Сокращение объема, %
Земля Александры (купол Кропоткина)	15.49	14.88	–0.61	–3.94 %
Земля Александры (купол Лунный)	98.12	96.06	–2.06	–2.10 %
Алджер	0.75	0.72	–0.03	–4.00 %
Артура	10.63	10.47	–0.16	–1.51 %
Блисса	0.21	0.20	–0.01	–4.76 %
Брейди	4.27	4.18	–0.09	–2.11 %
Брайса	0.51	0.50	–0.02	–3.92 %
Бромидж	3.04	2.85	–0.19	–6.25 %
Брюса	18.52	17.94	–0.58	–3.13 %
Чамп	34.13	32.26	–1.87	–5.48 %
Ева-Лив	41.59	40.91	–0.68	–1.64 %
Земля Георга (южная часть)	227.21	220.25	–6.95	–3.06 %
Земля Георга (северная часть)	147.92	148.55	0.63	0.43 %
Греэм-Белл	273.38	267.90	–5.48	–2.00 %
Грили	12.13	11.72	–0.41	–3.38 %
Галля	151.75	146.19	–5.57	–3.67 %
Хохштеттер	1.47	1.41	–0.07	–4.76 %
Гофмана	5.51	5.43	–0.09	–1.63 %
Гогенлое	1.51	1.49	–0.02	–1.32 %
Гукера	58.23	53.46	–4.77	–8.19 %
Джексона	61.62	59.28	–2.34	–3.80 %
Карла-Александра	39.48	38.62	–0.85	–2.15 %
Ла-Ронсьер	69.30	65.15	–4.15	–5.99 %
Ли-Смита	4.02	3.59	–0.43	–10.70 %
Литке	0.63	0.55	–0.08	–12.70 %
Луиджи	35.41	32.82	–2.59	–7.31 %
Мейбел	2.12	2.03	–0.08	–3.77 %
Мак-Клинтока	83.08	78.93	–4.15	–5.00 %
Нансена	8.71	8.43	–0.29	–3.33 %
Нортбрук	26.85	24.68	–2.17	–8.08 %
Пайера	13.64	13.16	–0.48	–3.52 %
Перламутровый	0.07	0.00	–0.07	–100.00 %
Притчетта	2.90	2.72	–0.18	–6.21 %
Райнера	17.44	17.44	0.00	0.00 %
Рудольфа	33.84	32.78	–1.07	–3.16 %
Солсбери	141.89	133.11	–8.77	–6.18 %
Сальм	41.53	38.98	–2.56	–6.16 %
Винер-Нейштадт	23.75	22.61	–1.13	–4.76 %
Вильчека	2.68	2.61	–0.07	–2.61 %
Земля Вильчека	383.37	375.15	–8.22	–2.14 %
Циглера	45.41	42.71	–2.70	–5.95 %
Всего	**2144.16**	**2072.72**	**–71.43**	**–3.33 %**

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 365

вые купола в течение последних десятилетий испытывают отрицательные тенденции развития.

Важнейшей особенностью ледников островов Северного Ледовитого океана служит то, что заметная доля их потерь состоит из айсбергов, а не из жидкой воды. Поэтому необходимо учитывать эту составляющую в поступлении пресных вод в океан. Также есть острая практическая потребность оценить опасность продуцирующих айсберги ледников для судоходства и, в особенности, для освоения углеводородных ресурсов на арктических шельфах, которое, как известно, ожидается в ближайшие десятилетия в акваториях Баренцева и Карского морей.

4.2.3.1.1. Изменения условий таяния по космическим данным

Важным направлением в оценке современного состояния и трендов изменений ледников и ледниковых куполов служит использование тех косвенных показателей, которые можно определить дистанционно, и которые непосредственно связаны с компонентами вещественного баланса ледников. В частности, это – продолжительность талого периода и сроки его начала и завершения (Sharp, Wolken, 2009).

По рассеянию радиоотражений (в дб) со спутника ERS для 10-летнего периода с 1991 по 2001 гг. определены даты среднего, самого раннего и самого позднего начала ежегодного таяния на ледниковых куполах Земли Франца-Иосифа – Москва на о. Галля (27 июня, 15 июня, 14 июля) и Ветреный на о. Греэм-Белл (28 июня, 19 июня, 12 июля) (Smith et al., 2003). Дальнейшее развитие этого метода основывалось на использовании рефлектометрии со спутников QuikScat's и SeaWinds (Sharp, Wolken, 2009). Данные рефлектометрии дают косвенную оценку состояния поверхностного баланса массы ледников, которую можно сопоставить с другими косвенными показателями, такими как средняя летняя (июнь–август) температура воздуха на высоте 700 гПа и зимние осадки (сентябрь–май) в районе, полученные методом реанализа. Затем по этим показателям проводится ранжирование данного года по сравнению с другими годами. В качестве примера приведем сведения для двух лет (2008 и 2009 годов) для района Земли Франца-Иосифа (80–83° с.ш., 45–65° в.д.) (табл. 4.2.1).

Такой подход позволяет оценить состояние ледников на архипелаге ЗФИ от года к году, а также сравнить с другими ледниковыми районами Арктики. На рис. 4.2.1 показано сравнение для 2010 и 2011 гг. Из него в частности следует, что период абляции в 2011 г. на ЗФИ был существенно теплее, чем в 2010 г., и можно ожидать, что 2011 г. отличался более отрицательным балансом массы ледников архипелага, чем предшествующий год.

4.2.3.1.2. Изменения размеров, формы и баланса массы ледников

О деградации оледенения Арктики говорит следующее: 1) отступание фронтов ледников; 2) понижение их поверхности; 3) уменьшение скоростей движения льда; 4) положение границы питания выше уровня, на котором ожидается стационарное состояние ледников; и, как результат, 5) отрицательный баланс массы ледников. К косвенным признакам можно отнести разнообразные геоморфологические явления и сокращение размеров и количества айсбергов в акваториях у берегов архипелага.

В 2006 г. была сделана оценка состояния оледенения и, в том числе, баланса массы, на основе анализа изменения морфологических параметров ледниковых покровов на островах архипелага Земли Франца-Иосифа. Были использованы карты, составленные по результатам аэрофотосъемки 1952 г., комические снимки ASTER 2001 г., данные радиолокации 1994 г. (Глазовский, Мачерет, 2006). Обобщение полученных результатов свидетельствует о следующем:

- с 1953 по 2001 гг. произошло сокращение длины ледяных берегов архипелага с 2655 км до 2510 км;
- более 60% фронтов испытали за указанный период отступание, в среднем на 0.8 км;
- общее сокращение площади оледенения составило 375 км^2, основная часть этого сокращения приходится на большие острова – Солсбери, Земля Вильчека, Гукера, Земля Георга, Галля, Мак-Клинтока, Греэм-Белл, Ла-Ронсьер, Луиджи, Циглера (рис. 4.2.2);

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 366

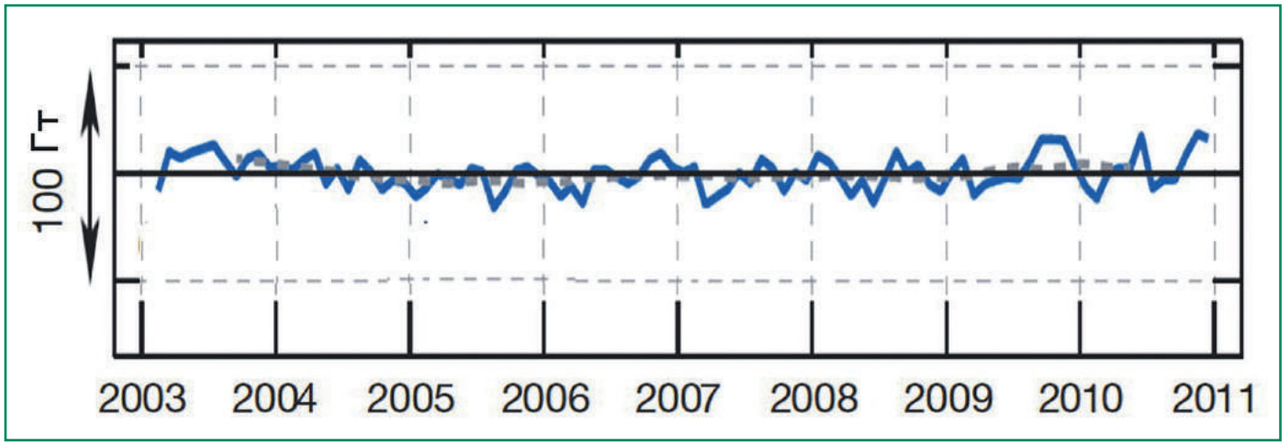


Рис. 4.2.4. Колебания баланса массы оледенения Земли Франца-Иосифа за период 2003–2010 г. Серой линией показаны значения, сглаженные по 12-месячным средним (Jacob et al., 2012).

– за 50 лет объем льда сократился на 70 км^3 или на 3.3% (табл. 4.2.2).

На основе данных полевых измерений на ряде ледников и ледниковых куполов и установленных по ним эмпирических зависимостей разными авторами и для разных периодов времени были рассчитаны различные реконструкции баланса массы оледенения архипелага. Анализ кривых на рис. 4.2.3, показывает, что расчеты А. Н. Кренке, А. В. Кислова и В. С. Корякина (Калужинова, 2004) дают большую интенсивность деградации оледенения, чем выполненные по моделям HD-4 и MD-2 (Калужинова, 2004). Если к 1984 г. суммарная личина баланса массы по расчетам А. В. Кислова и В. С. Корякина достигала –15340 мм, то, согласно расчетам по MD-2, к 1990 г. она составила лишь –13596 мм. Таким образом, для оледенения архипелага ЗФИ все имеющиеся на сегодняшний день расчетные ряды величин баланса массы показывают устойчивую его деградацию, хотя и характеризуются различной интенсивностью.

В 2008 г. для архипелага ЗФИ И. С. Бушуевой под руководством А. И. Шарова (Bushueva, Sharov, 2008) была составлена карта изменения высоты поверхности за период с 1952 г. по начало XXI века. Были использованы следующие материалы: оцифрованная топографическая карта ЗФИ 1952 г. масштаба 1 : 200 000, данные спутниковой лазерной альтиметрии ICESat (2003–2007 гг.) и данные радиометра, установленного на спутниках ERS-1 и ERS-2. Согласно этой карте, на ледниках ЗФИ происходит преимущественно понижение поверхности, причем более значительное на низких гипсометрических уровнях (более 30 м). Сильное понижение поверхности (более 80 м) произошло на о. Гукера (купол Джексона), о. Земля Вильчека (купол Тиндаля), в окраинных частях ледников островов Земля Георга (юго-запад), Гукера (северо-запад). Отмечается, что привершинные части ряда куполов (Москвы, о. Галля; Зандера, о. Земля Георга; о. Ли Смита; Чернышева, о. Сальм; Восток-2, ньо. Райнера; о. Гогенлоэ) испытывают повышение поверхности. Однако следует отметить, что сравнение карты со спутниковой информацией не совсем корректно, особенно для верхних частей куполов и на обширных слаборасчлененных покровах, так как карта содержит значительные погрешности. Если брать в целом все ледники архипелага, то за период 2003–2009 гг. они в среднем понизились на 0.5–0.6 м. В сочетании с ростом куполов это означает рост средних уклонов.

На Новой Земле также продолжается отступание практически всех фронтов выводных ледников, наблюдаемое с 1952 г., за исключением ледника Броунова, который продвигался вперед. Из-за общего сокращения ледников, внешние части фьордов и подледниковых долин освободились ото льда и возникли новые заливы и бухты, например, у ледников Вера, Мака и Велькена. Прежние нунатаки превратились в острова и мысы, появились новые участки берега, свободные ото льда. За вторую половину XX в. выводные ледники Новой Земли отступили в среднем на 1.5 км.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 367

Новые возможности оценки баланса массы оледенения арктических островов появились в последние годы в связи с развитием методов спутниковой альтиметрии и гравиметрии. Комплексный анализ этих материалов показывает, что в последнее десятилетие оледенение архипелагов имеет слабо отрицательный баланс (табл. 4.2.3, рис. 4.2.4)

Общая неопределенность оценки баланса массы для оледенения всей российской Арктики рассчитывалась как корень из суммы квадратов отдельных погрешностей (определения высоты, объемов, площади ледников, плотности льда, неравномерности пространственной и временной выборки) по каждому архипелагу. Систематическая погрешность, связанная с гляциоизостатическим вздыманием территории, кумулятивно суммировалась, чтобы учесть ее высокую пространственную корреляцию. Именно поэтому суммарная неопределенность измерений больше, чем в отдельности по архипелагам. Подробный анализ всех вводимых поправок и расчета погрешностей при оценках баланса массы оледенения по данным ICESat и GRACE есть в приложении к статье (Moholdt et al., 2012б, http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2012GL051466/suppinfo).

Судя по этим оценкам, средний годовой баланс массы ледников за 2003–2010 гг. составляет для ЗФИ 0 ± 2 Гт/год, Новой Земли –4 ± 2 Гт/год и Северной Земли –1 ± 2 Гт/год (Jacob at al., 2012).

4.2.3.1.3. Расход льда на айсберги

Фактором, не связанным напрямую с климатом, но влияющим на изменения ледников, служит их взаимодействие с прилегающими акваториями. Изменения расхода льда на айсберги определяется глубиной морских вод у фронтов ледников, рельефом морского дна и берегов в местах выхода ледников, распределением температур и солености морских вод, локальными течениями, приливным режимом, особенностями формирования морских льдов. Факторы, контролирующие образование айсбергов, мало изучены для ледников российской Арктики. Расход на айсберги вносит наибольшие неопределенности, как в реконструкцию, так и прогноз изменений оледенения и его баланса массы.

Прежние оценки потерь льда для ЗФИ в связи с его выносом в море опирались на измерения на леднике Седова (остров Гукера), производившиеся в период Международного геофизического года (МГГ) – в 1958–1959 гг. (Гросвальд и др., 1973). Средний удельный расход всех выводных ледников архипелага составил 1.5–1.6 млн м^3 в год на один километр фронта. Если длину фронтов всех выводных ледников оценить величиной 1574 км, то общие потери льда в море составят 2.4 км^3 льда в год. Поскольку суммарный расход на фронтах присклоновых ледников и ледниковых куполов около 0.1 км^3, в целом потери льда в связи с его выносом в море для всего архипелага, очевидно, не превышают 2.5 км^3 льда в год. Удельная длина ледяных берегов (отношение их протяженности к общей площади ледниковых покровов) достигает здесь 0.19 км$^{-1}$, откуда следует, что на 1 км ледяных берегов ЗФИ приходится немногим более 5 км^2 площади ледников. Это показатель потенциального образования айсбергов.

В последние годы появились новые данные, которые позволили снова обратиться к оценкам расхода льда на айсберги. Во-первых, это уже упомянутые данные о скоростях движения фронтальных частей ледников ЗФИ, полученные на

Таблица 4.2.3. Архипелаги российской Арктики: региональные оценки баланса массы оледенения по данным ICESat и GRACE и климатические аномалии (относительно 1980–2009 гг.) (Moholdt et al., 2012б)

Архипелаг	Площадь оледенения, км^2	ICESat 2004–2009, Гт/год	GRACE 2004–2009, Гт/год	GRACE 2003–2010, Гт/год	Аномалия летних температур, °С	Аномалия годовых осадков, кг/(м^2 год)
Земля Франца-Иосифа	12700	–0.9 ± 0.7	0.7 ± 3.5	0.1 ± 3.4	0.03 ± 0.19	42 ± 28
Северная Земля	16700	–1.3 ± 0.8	–2.0 ± 3.0	–0.6 ± 2.9	0.13 ± 0.10	8 ± 16
Новая Земля	22100	–7.6 ± 1.2	–5.8 ± 3.0	–4.1 ± 2.9	0.50 ± 0.28	89 ± 71
Вместе	**51500**	**–9.8 ± 1.9**	**–7.1 ± 5.5**	**–4.6 ± 5.4**	**0.26 ± 0.19**	**51 ± 42**

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 368

основе интерпретации космических радарных изображений. Во-вторых, данные воздушных радиолокационных измерений толщины ледников, полученные нами на некоторых ледниковых куполах архипелага.

Средняя для 28 ледников скорость движения льда на фронте составляет 27 см/день, или 98 м/год. Эти скорости определены по данным ERS-1 и SAR-2 методом INSAR с высокой сантиметровой точностью, но охватывающие короткие периоды времени продолжительностью 1 и 3 суток (Sharov, 2004). Дополнительные потери льда, связанные с общим отступанием ледяных берегов за последние 50 лет, близки к 18.8 км^3, то есть ~ 0.4 км^3/год. Для уточнения необходимы более обширные сведения о скоростях движения ледников архипелага.

Согласно наблюдениям, время между "отелами" (периодами образования айсбергов) ледников на ЗФИ обычно варьирует от одного до трех лет. Отсюда следует, что при скорости выдвижения ледникового фронта вблизи линии всплывания, равной 30–40 м/год, длина айсбергов может составлять 30–120 м. На самом деле, однако, перед фронтами отдельных выводных ледников обычно присутствуют айсберги, длина которых более чем вдвое превышает эти показатели. При этом важно отметить, что такие гиганты продуцируются не самыми быстрыми ледниками, которые из-за сильной трещиноватости льда отличаются более частыми отелами, а массивными ледниками с пологим падением продольных профилей ложа. Причина данного явления в том, что фактический режим оледенения архипелага не стационарный, а отрицательный, поэтому нормальный процесс откалывания айсбергов идет здесь на фоне общего утончения льда выводных ледников и отступания линии всплывания.

Обработка и анализ данных воздушного радиозондирования и дистанционного космического зондирования позволили нам впервые комплексно оценить опасность от айсбергов ледников ЗФИ. Выяснилось, что они могут регулярно поставлять в бассейн Баренцева моря крупные айсберги (мощностью до 150–200 м и протяженностью более 1–2 км). В первую очередь это относится к ледникам на островах Земля Вильчека, Галля, Земля Георга, Солсбери. Наибольшие айсберги создает ледник Знаменитый на острове Земля Вильчека, где их длина может достигать до 1.2 км, а толщина до 200 м. На этом же острове большие айсберги до 2 км длиной и толщиной до 150 м может продуцировать ледник Стремительный. Другим примером могут служить два ледника на острове Земля Георга: № 18 (залив Клемента Маркама) и № 22 (залив Эссен). Они способны производить айсберги до 3 км протяженностью при толщине до 140 м. На севере острова айсберги такой же толщины и протяженностью в несколько сотен метров может порождать ледник № 5 в заливе Географов.

Новые данные по куполу Академии Наук на острове Комсомолец на Северной Земле показывают, что там расход льда на айсберги увеличился с 0.6 Гт/год в 1995 году до 3 Гт/год в 2000–2002 гг. В последние годы (2003–2009 гг.) он несколько ослабел – до 1.4 Гт/год, что связано с замедлением скоростей движения основного выводного ледника, дренирующего юго-восточную часть купола (Moholdt et al., 2012a).

Таблица 4.2.4. Зимняя аккумуляция (*) и толщина годовых слоев в привершинной части ледникового купола Ветреный (Архипов и др., 2002)

Балансовые годы	**Толщина годового слоя**	
	метры	**мм в. э.**
1996/97*	1.2–1.3	450
1993/94*	1.4–1.5	500
1993/94–1995/96	1.35	700
1986/87–1992/93	0.86	460
1982/83–1985/86	0.55	300
1973/74–1981/82	0.64	450

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 369

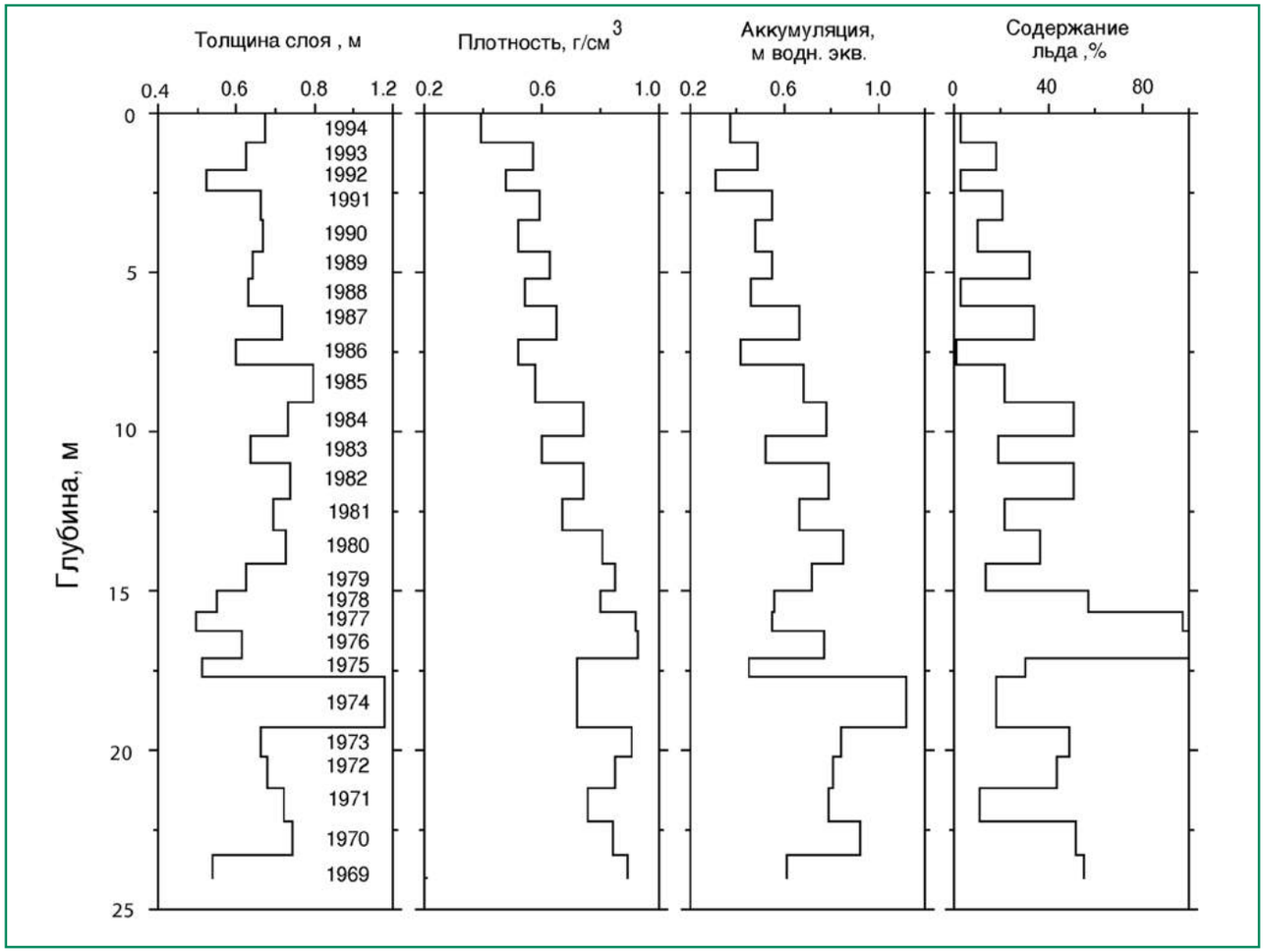


Рис. 4.2.5. Стратиграфические характеристики керна из купола Ветреный (Михаленко и др., 1996).

4.2.3.1.4. Изменения оледенения по данным анализа керна льда

В 1994 и 1997 годах на куполе Ветреный (о. Греэм-Белл) российско-американской группой ученых было осуществлено бурение на высоте 509 м над уровнем моря. В результате было получено 3 керна льда – длиной 24 м в 1994 г., 36.4 и 314.8 м в 1997 г. (Архипов и др., 2002). Также были выполнены маршрутные снегосъемки. Керны были проанализированы на содержание в них ионов NO_3^-, SO_4^{2-} и Cl^-, были определены ^{18}O, радиоактивность, температура и другие параметры на глубинах.

Водозапасы отдельных годовых горизонтов изменяются от 400 до 1000 мм водного эквивалента (мм в.э.) (рис. 4.2.5). Эти величины очень близки к аккумуляции снега, поскольку при относительно низких температурах толщи и полном отсутствии бокового стока талые воды, образующиеся в летнее время, полностью замерзают в пределах первых подстилающих годовых слоев. В целом наблюдается уменьшение аккумуляции в 1980-е годы (550 мм) по сравнению с 1970-ми (700 мм). Подобная тенденция отмечена и в кернах льда северо-западного Шпицбергена (Михаленко и др., 1996). Позже авторы статьи (Архипов и др., 2002) сделали вывод об увеличении аккумуляции в первой половине 1990-х годов по сравнению с 1980-ми (табл. 4.2.4). Дальнейший анализ керна позволил также установить и гораздо более длительные тенденции изменений аккумуляции на вершине купола и хода средних летних температур, начиная с 1226 г. Эти данные показали, что средняя аккумуляция за весь период после 1226 г. составляла 0.644 м в.э. Средние лет-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 370

ние температуры на вершине купола были –4.1°С. Сравнение графиков показывает, что в целом снижение летних температур в период XVII–XIX вв. сопровождалось уменьшением аккумуляции, а их более высокие значения в XX столетии отмечались на фоне повышенной аккумуляции.

В связи с этими значениями, необходимо отметить, что по существующим оценкам (Oerlemans et al., 2005), чувствительность среднего удельного баланса массы оледенения ЗФИ к климатическим изменениям составляет C_T, равное –252 мм на градус роста годовой температуры и C_P, равное 9.4 мм на один процент роста осадков. Для сравнения отметим, что чувствительность среднего удельного баланса ледников Новой Земли и Северной Земли к климатическим изменениям составляет C_T = –365 мм на градус роста годовой температуры и C_P = 8.4 мм на один процент роста осадков.

4.2.3.1.5. Выводы по изучению оледенения российской Арктики

Выполненная комплексная характеристика ледников и обобщение сведений о состоянии наземного оледенения архипелага Арктики опираются на широкий набор различных показателей. В них входят: гляциоклиматические и морфологические (размеры, площади, объемы, высоты) характеристики и условия на снежно-ледовой поверхности. Кроме того, важны процессы, формирующие температурные и гидротермические показатели в ледяной толще, условия на ложе, скорости движения льда, баланс массы и его составляющие параметры, отраженные в ледяных кернах.

Все имеющиеся на настоящий момент данные показывают, что полярные ледники и ледниковые купола островов в течение последних десятилетий испытывают отрицательные тенденции роста, то есть, в целом происходит сокращение их размеров, уменьшение скоростей движения, отмечается негативный баланс массы на фоне изменений сроков и продолжительности периода таяния. Одновременно с этим наблюдается высокая изменчивость балансовых компонентов от года к году, существенная пространственная неоднородность изменений формы ледников и ледниковых куполов.

Важной проблемой остается вопрос о потерях льда, связанных с отколом айсбергов, которые трудно учесть в расчетах общей убыли льда. Эта задача еще далека от своего решения. По нашим предварительным оценкам за последние 50 лет доля этой составляющей в общем объеме потерь льда на ЗФИ приближается к 50%. Ясно, что в дальнейшем этот механизм будет необходимо включить в модели, описывающие эволюцию оледенения архипелага. Сложность описания этого механизма определяется тем, что пока нет единой надежной количественной характеристики его функционирования в зависимости от интенсивности поверхностного таяния, отепления вод прилегающих акваторий, изменений режима морских льдов и других возможных причин. А с другой стороны, последние данные показывают, насколько существенен и изменчив этот механизм. Такие исследования могут стать научно-методической основой для задач, связанных с выполнением геоинформационных и геоэкологических проблем включающих учет возможных изменений климата.

Вклад оледенения архипелагов российской Арктики в изменения уровня мирового океана оценивается величиной +0.025 мм в год (Moholdt, et al., 2012б).

4.2.3.2. Горное оледенение северо-восточной Евразии

На северо-востоке Евразии в отличие от четвертичных оледенений ледники занимают только верхний пояс гор и не образуют сплошных покровов, участвующих в формировании ландшафтов, но не господствующих в них.

4.2.3.2.1. Урал

Ледники Урала находятся на границе распространения оледенения российской Арктики. В Каталоге ледников СССР, составленном по материалам аэрофотосъемок 1953–1960 гг., приводятся данные о 143 ледниках общей площадью 29 км^2, выявленных на этой территории (Троицкий и др., 1966). Очаги оледенения приурочены к наиболее возвышенным и расчлененным участкам хребта. Наибольшее количество ледников сосредоточено

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 371

в северной части Полярного Урала между 68.2° и 67.5° с.ш. Второй район современного оледенения расположен в южной части Полярного Урала (67–66.5° с.ш.), третий – на Приполярном Урале (65.3–64° с.ш.). Самые южные ледники находятся на Северном Урале (Тельпосский хребет, 64° с.ш.). Еще в середине прошлого века существование этих ледников считалось "климатически неоправданным" и лишь позднее было объяснено специфическими ороклиматическими условиями (Долгушин, 1960). Вместе с тем, эволюция этих ледников также представляет интерес для понимания происходящих изменений климата. Вследствие малых размеров и особенностей географического положения их реакция на современное состояние климата своеобразна и ощутима за относительно короткий период наблюдений, по сравнению с большими, но инерционными ледниковыми покровами Арктики.

Наиболее интенсивные исследования в регионе выполнялись в периоды 2-го Международного полярного года – МПГ (1932–1933 гг.), Международного геофизического года – МГГ (1958–1959 гг.) и Международного гидрологического десятилетия – МГД (1965–1974 гг.) и преимущественно на ледниках Полярного Урала (Алешков, 1935; Долгушин, 1960; Троицкий и др., 1966; Nosenko, Tsvetkov, 2003; Глазовский и др., 2005). После 25-летнего перерыва были продолжены исследования динамики ледников Полярного Урала с целью опреде-

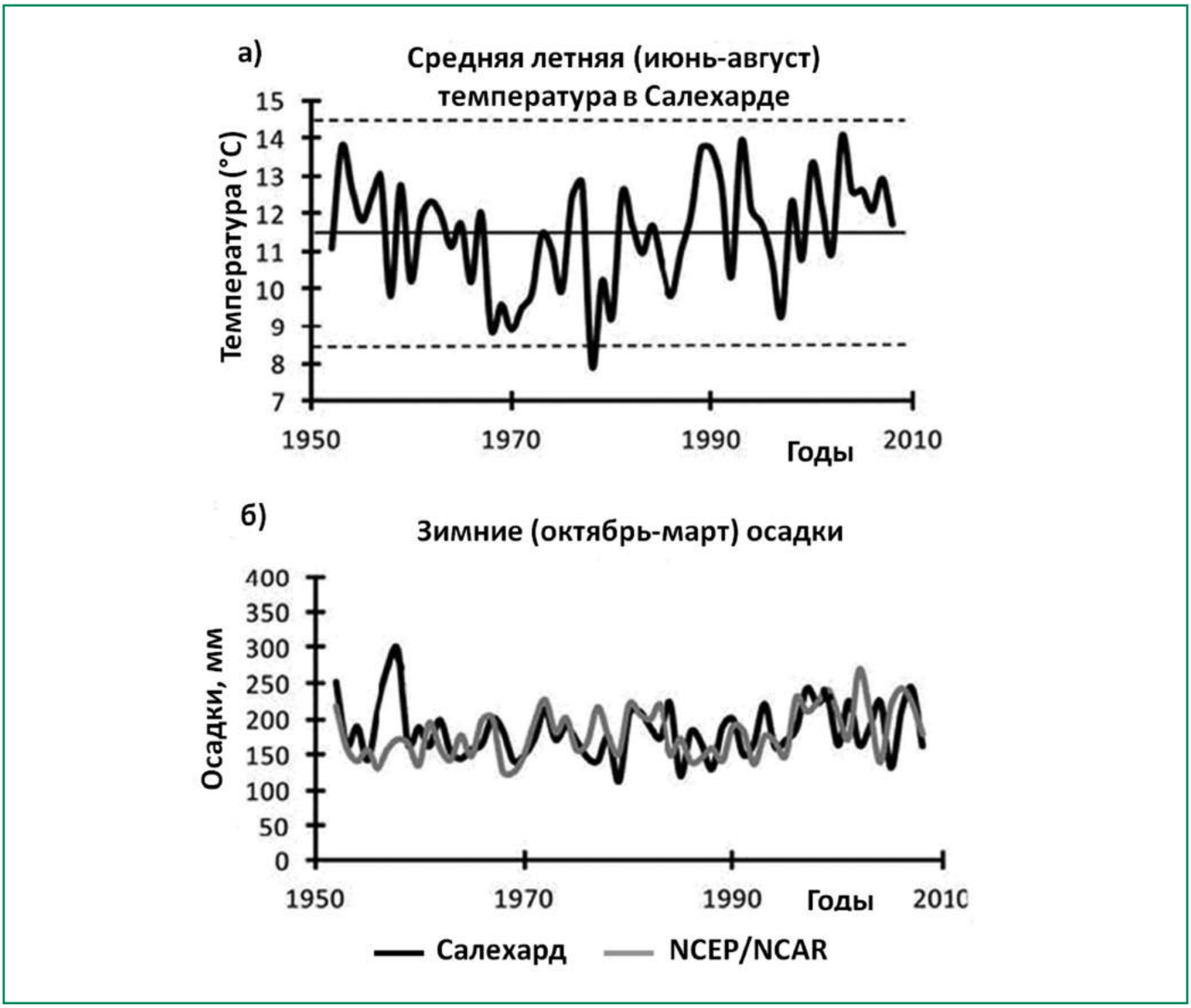


Рис. 4.2.6. Изменения средних летних температур и среднезимних осадков в районе Полярного Урала.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 372

лить тренды изменений оледенения этого региона на фоне общего сокращения высокоширотных ледниковых систем. На основе полевых наблюдений и интерпретации современных космических снимков ASTER в Институте географии РАН была разработана методика оценки состояния и динамики ледников. Во время экспедиционных работ 2005 и 2008 годов проведено наземное обследование тестовых ледников ИГАН, Обручева и МГУ, созданы эталоны дешифрирования и выполнены геодезические измерения ледников с помощью DGPS-съемки.

Результаты свидетельствуют о том, что существует устойчивая тенденция сокращения размеров оледенения. Количественные оценки изменения площади 30 ледников Полярного Урала показали, что они потеряли в среднем 23% своей площади в период с 1960-х годов по 2008 год. При этом скорость сокращения площади ледников возросла в период 2000–2008 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Потери средневзвешенной по площади массы льда ледников ИГАН и Обручева, в период 1963–2008 гг. были рассчитаны по данным топосъемок 1963 г. и DGPS-измерений 2008 г. и составили –13.54 ± 2.57 м в.э. и –20.66 ± 2.91 м в. э. соответственно (Shahgedanova et al., 2012).

Сильное влияние топографических и местных метеорологических условий на небольшие ледники затрудняет возможность интерпретации изменения их размеров и толщины в контексте изменения климата. На Полярном Урале максимальные величины сокращения площади наблюдались на ледниках карово-долинного типа – ИГАН, Обручева и МГУ (23.9%, 26.5% и 45.92% соответственно), а минимальные – на присклоновых и каровых (Большой Усинский – 4.3%, Берга – 7.7%, Анучина – 9.1%) с точностью ± 3.9%.

Влияние морфологического фактора на величину сокращения площади хорошо демонстрирует сравнение ледников ИГАН и Обручева. Площадь ледника ИГАН в исследуемый период сокращалась интенсивнее, чем Обручева, т. к. ледник ИГАН еще не перешел полностью в категорию каровых ледников, сохраняя остатки тонкой долинной части, которая сокращалась по площади быстрее, несмотря на более благоприятный температурный режим, чем у ледника Обручева. Ледник Обручева расположен в более низком высотном диапазоне (Обручева: 390–650 м, а ИГАН: 790–1180 м) и, соответственно, в зоне более высоких температур, способствовавших усилению таяния (с учетом среднего по Полярному Уралу вертикального температурного градиента 0.7°C/100 м (Троицкий и др., 1966). Однако ледник Обручева к моменту начала периода наблюдений уже практически избавился от признаков долинного ледника и вполне соответствовал типу “карового”. Хотя его таяние и происходило более интенсивно, потеря массы ледника проявлялась в большей степени в изменении высоты поверхности, а не площади.

Аналогичная ситуация наблюдалась на леднике МГУ, где разрушению долинной части дополнительно способствовало образовавшееся озеро. В этом районе по данным метеостанции Салехард и результатам реанализа (NCEP/NCAR, рис. 4.2.6) наблюдаемое в последнее десятилетие ускорение таяния ледников связано с повышением летних температур на 1–2°C, несмотря на увеличение зимних осадков со 170 мм в период 1984–1995 гг. до 200 мм в период 1996–2008 гг.

Можно предположить, что с исчезновением последних карово-долинных ледников на Полярном Урале и при сохранении существующей климатической ситуации темпы изменения общей площади этой ледниковой системы уменьшатся. Оставшиеся каровые и присклоновые ледники, как более устойчивые благодаря рельефу и сложившейся атмосферной циркуляции формы оледенения, могут сохранять свои размеры достаточно долгое время. Однако, как показали полевые исследования, баланс массы ледников Полярного Урала в настоящее время продолжает оставаться отрицательным и, если ситуация не изменится, то к середине XXI-го века они могут исчезнуть совсем (Nosenko, Tsvetkov, 2003).

4.2.3.2.2. Ледниковые системы севера Сибири и Дальнего Востока

4.2.3.2.2.1. Общая характеристика

Северная Сибирь (субарктическая зона Евразии) – малоизученный регион с гляциологической точки зрения. Исследование ледников здесь проводилось во время МГГ в 1957–1959 гг., с тех пор регулярных наблюдений не было. Ледники севера

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 373

Дальнего Востока (Корякского нагорья) также были частично изучены в 1950-х годах. Область Мейныпильгынского хребта (северо-восток Корякии) была исследована Р. М. Седовым в 1980–1990-х гг. (Седов, 2001).

Сравнение площадей ледников, полученных по снимкам Landsat, ASTER и World View-2 со значениями, представленными в Каталоге ледников СССР (1970–1980 гг.) позволило дать оценку сокращения ледников на период текущего потепления. Ледниковые системы, рассматриваемые в этом разделе, представлены ледниками морфологических типов широкого спектра – от мелких каровых ледников гор Корякии, переметно-долинных в горах Бырранга до крупных дендритовых в хребте Черского.

Горы Бырранга

Горы Бырранга занимают северную половину полуострова Таймыр. Современное оледенение, насчитывающее около 100 ледников, имеет суммарную площадь 30.5 км^2, из которой более трех четвертей приходится на восемь ледников, относящихся к переметно-долинным, долинным и карово-долинным типам. Высотная зона, в которой распространены ледники, одна из самых низких в Северной Евразии: в средних пределах 600–900 м над уровнем моря (у. м.) (самая высокая отметка одного из ледников 1090, а самая низкая – 500 м).

Анализ групп ледников гор Бырранга показывает, что с 1967 года наименьшие потери в абсолютных значениях относятся к карово-долинным и переметным типам, в основном северной и северо-западной экспозиций. В относительных величинах (%), самая большая потеря площади характерна для каровых ледников среднего и малого размеров. Те, что ориентированы на юго-восток и восток сократились больше всего. Сокращения площади можно объяснить климатическими тенденциями в регионе. Нами были использованы данные по девяти метеорологическим станциям на высотах меньше 200 м. Линейные тренды среднегодовой температуры и твердых осадков здесь положительны.

По нашей оценке оледенение гор Бырранга, после аэрофотосъемки в 1967 г. к 2003 г. сократилось на 15% (Ананичева, Капустин, 2010). К настоящему времени уменьшение площади ледников гор Бырранга, по-видимому, превысило 20%, с учетом трендов температуры (2–3°C/30 лет для средней летней температуры по метеостанциям, находящимся к югу от гор), а также последних данных экспедиции в горы Бырранга (Сарана, 2008).

Хребты Сунтар-Хаята и Черского

В Северо-Восточной Сибири с северо-запада на юго-восток тянется несущий пока значительное оледенение хребет Сунтар–Хаята. Это наиболее высокий хребет Верхоянской горной системы несколько десятков горных пиков поднимаются здесь выше 2500 м. Хребет Сунтар-Хаята представлен массивами с альпийским рельефом. Ледники располагаются в высотном диапазоне от 1800 до 3000 м. Более 200 ледников, покрывающих площадь в 210 км^2, группируются в трех основных массивах: северном (90 км^2), центральном (50 км^2) и южном (65 км^2) (Каталог…, 1977).

Хребет Черского занимает центральные районы Северо-Восточной Сибири. Гребень его водораздельных массивов поднимается выше 2300–2600 м (Каталог..., 1981). По последним оценкам, хребет Черского включает около 300 ледников, занимающих 113 км^2 (Ананичева и др., 2006). Они располагаются в высотном диапазоне от 1500 м до 3100 м.

Корякское нагорье

Нагорье достигает высоты 2560 м. В Каталоге ледников СССР (Каталог…, 1982) описано 715 ледников. По-видимому, туда вошли и каменные глетчеры, которые изобилуют в этом регионе (Галанин, 2005). По оценкам (Ананичева, 2012), сейчас здесь насчитывается 237 живых ледников. Они расположены в широком диапазоне высот от крайне низкой отметки – 100 м (бассейн залива Корфа) до 2000 м над у. м.

Мейныпильгынский хребет

Оледенение Мейныпильгынского хребта образует дугу протяженностью 75 км вокруг крупнейшего озера региона – Пекульнейского. Основное оледенение сосредоточено в южной части хребта (Накепейлякский массив) и на стыке с главным водоразделом (Мейныпильгынский массив). Сами массивы представляют собой непротяженные хребты высотой от 1000 до 1300 м над у. м, самая высокая отметка рельефа – 1484 м. Рельеф расчленен, характерны кары со скальными стенками, в которых и расположены ледники и снежники.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 374

В полной мере ледники этого хребта были изучены путешественником и энтузиастом Р. В. Седовым (Седов, 2001). Им издан каталог, в котором насчитывается 116 ледников площадью около 44 км², расположенных в диапазоне высот от 300 до 1100 м. над у. м.

4.2.3.2.2.2. Оценка недавних изменений площади ледников

Подавляющее большинство ледников Сибири сократили свои площади на данный момент по сравнению с периодом изучения состояния ледников в МГГ. Предполагается, что причина заключается в потеплении климата, которое продолжается до сих пор. Именно в этих регионах отмечаются высокие положительные тренды температуры в настоящее время, особенно весной и осенью (Ананичева и др., 2003). За последние десятилетия в северо-восточной Сибири положительные тренды годовой и летней температуры сохранились.

Согласно данным (Шмакин, 2010), для области Северо-Восточной Сибири было характерно снижение осадков в виде снега в 1989–2006 гг. (период потепления в Северной Евразии) по сравнению с 1951–1986 гг. (устойчивый климат) на 30–40%. Однако на Чукотке и в Корякии отмечалась противоположная тенденция. Там выпадало больше осадков в период потепления – на 20–30% за счет более интенсивной деятельности циклонов в Арктике.

По Н. К. Кононовой (2009), в целом в северном полушарии продолжительность блокирующих процессов (меридиональной циркуляции северной группы) в последние годы растет. При этом режиме зимой вторжение воздушных масс из Арктики направлено в восточную Сибирь, через дельту Лены или на Чукотку. Это вторжение образуется в тылу южного циклона, достигая и охватывая Дальний Восток и Камчатку. Частота выходов этих циклонов также увеличивается. Та часть Чукотки, которая находится ближе к тихоокеанскому побережью, получает твердые осадки. Отрог Сибирского антициклона, связанный с Арктикой, простирается с ее другой стороны, приносит холодную и ясную погоду. Эти синоптические процессы указывают на усиливающееся влияние Арктики на регионы севера Дальнего Востока.

В 2003 году, площадь оледенения Сунтар-Хаята оценивалась как 162.2 км², из которых 155.5 км² были определены по снимкам Landsat, остальная часть (6.7 км²) была рассчитана пропорционально от всей площади ледников на основе Каталога ледников СССР (Каталог..., 1977) и территории, покрытой снимками. К 2003 году площадь ледников региона сократилась на 19.3% от ситуации в середине 20-го века (199.4 км²). Результаты расчетов приведены в работе (Ананичева и др., 2006).

Площадь ледников хребта Черского сократилась на 48 км² с более позднего времени – с 1970 г. (примерно на 30%). Этот факт можно объяснить более интенсивным потеплением, происходящим в центре этого региона, и меньшим питанием твердыми осадками ледников по сравнению с горами Сунтар-Хаята.

Оценка состояния ледников в обширном регионе Корякского нагорья затруднена из-за неточных данных о количестве и площади ледников, указанных в (Каталог..., 1982), за счет включения каменных глетчеров и снежников, о чем уже упоминалось выше. Так, отступание ледников при сравнении площади ледников, определенной по космическим снимкам, с данными Каталога оказалось ~ 70%, что, по-видимому, спорно (Ананичева, 2012).

Последняя ледниковая система, представленная в данном разделе – это Мейныпильгынский хребет, который является северо-восточным продолжением Корякского нагорья. В изучаемом регионе, судя по динамике положительных трендов среднегодовой температуры $T_{год}$ и средней летней температуры $T_{лет}$, потепление наблюдается в течение последних 50 лет. На прибрежных станциях тренд $T_{лет}$ равен 1.2–1.8° за 50 лет, по данным внутренних метеостанций – около 1° за 50 лет. За последние 30 лет эта тенденция несколько ниже: 0.8–1.3° за 30 лет.

При вычислении разницы между площадями ледников в (Каталог…, 1982) и определенными по космическим снимкам (Ананичева, 2012) для шести ледниковых систем, обнаружено, что наименьшее сокращение площади относится к ледниковым системам бассейнов рек Яноанайвеем и Акипеляк, расположенным в западной части региона. Ледниковая система в бассейне Акипеляк на-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 375

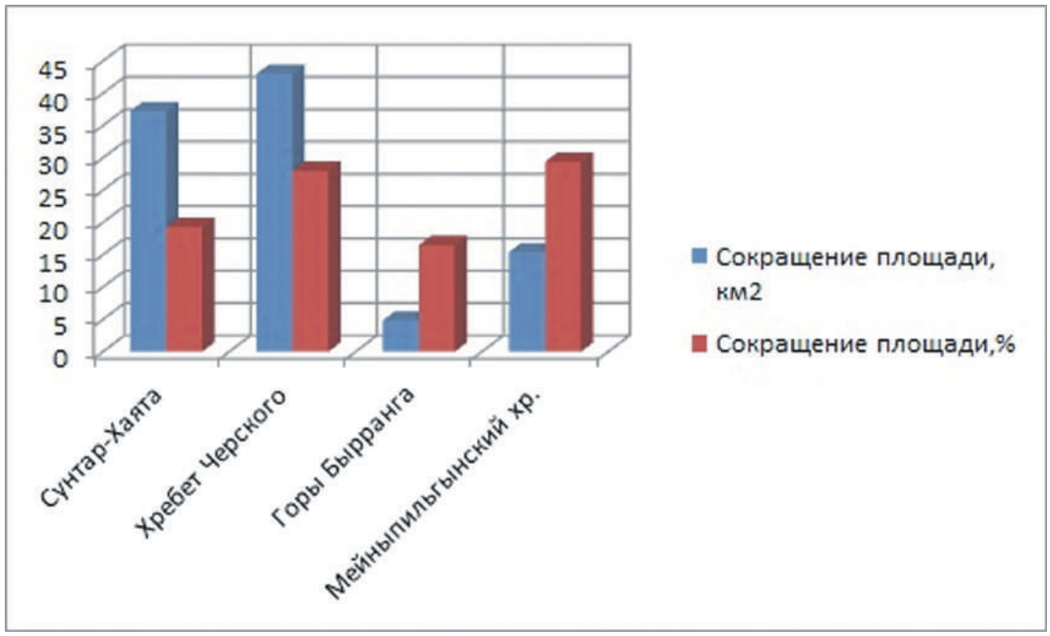


Рис. 4.2.7. Отступание ледников ледниковых систем, км²: горы Сунтар-Хаята – с 1945 г., хребет Черского – с 1970 г., горы Быррaнга – с 1967 г., Мейныпильгынский хребет – с 1984 г.

ходится ближе к берегу, система в бассейне Яно-анайвеем – к западу от основного хребта и открыта для воздушных масс, которые приносят твердые осадки. Наибольшее сокращение ледников наблюдается в основном хребте, в бассейнах притоков реки Ваамычигын (рис. 4.2.7).

Сокращение площади ледниковых систем ведет к уменьшению объемов льда. Мы оценили это уменьшение по методу С. А. Никитина (Никитин, 2009), связывающего объем ледника с его площадью степенной зависимостью, коэффициенты в этой связи эмпирически подобраны в зависимости от морфологического типа ледника.

Для пяти крупных регионов Северо-Восточной Сибири за время после каталогизации (Каталог…, 1977; Каталог…, 1982) и до космических съемок в 2003 и 2008 годах площадь оледенения сократилась более чем на 200 км², а убыль льда, рассчитанная по разнице объемов ледников, оценивается в 9 Гт. Судя по сейсморазведочному зондированию ледника № 31 в Сунтар-Хаята, на котором были измерены толщины ледника, (Корейша, 1991) ошибка определения объема ледников по формулам связи объема и площади не превышает 20%.

4.2.3.2.2.3. Недавние изменения распределения ледников по экспозиции и морфологическому типу

Была проанализирована степень уменьшения площади ΔS для всех отступивших ледников по группам – ледникам с одним морфологическим типом и экспозицией. Определялись следующие характеристики: среднее значение для каждой группы: ΔS (км²), количество ледников в группе, и отношение $\Delta S/S$ (%) (рис. 4.2.8).

Большая часть ледников хребта Сунтар-Хаята имеет северную экспозицию, преобладают долинные ледники и цирки (кары). С 1945 по 2003 год максимальная убыль площади характерна для долинных и висячих ледников различных румбов. Индивидуальные потери среди этих морфологических типов ледников превышают 1 км². Меньшие ледники (каровые и карово-висячие) потеряли, соответственно, меньшую площадь. Ледники южных румбов потеряли существенную часть своей поверхности, однако потери ориентированных на север так же значительны, но в меньшей степени. Карово-долинные и висячие ледники этих румбов оказались более чувствительны к потеплению.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 376

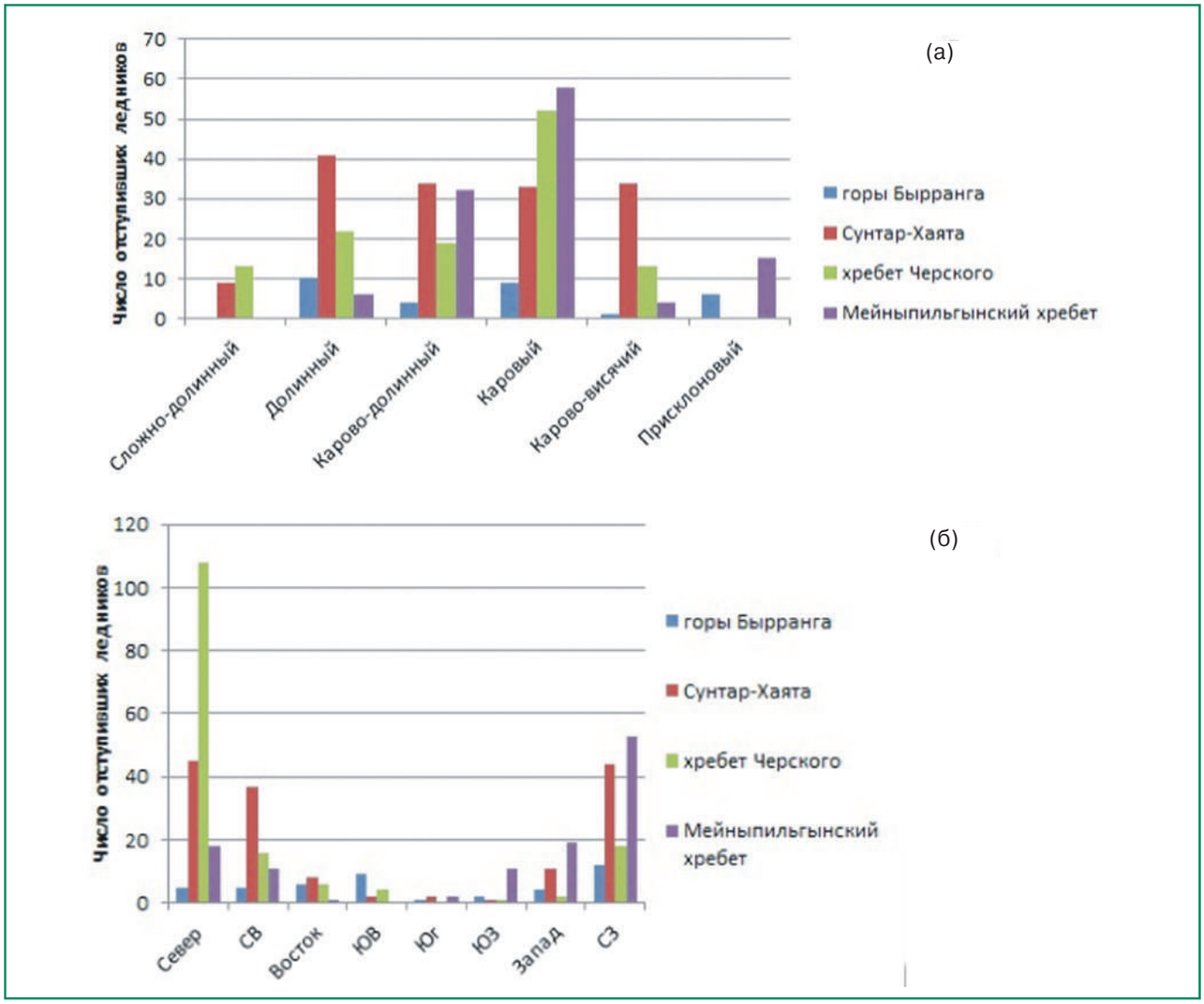


Рис. 4.2.8. Число ледников в группах с единым морфологическим типом (а) и с единой экспозицией склона (б).

Сложно-долинные и долинные ледники сократились меньше. Летнее потепление наиболее интенсивно в центральной части Северо-Восточной Сибири, и оно приходится примерно на район Сунтар-Хаята и частично – хребет Черского.

Оледенение хребта Черского представлено в основном каровыми, долинными и висячими ледниками. Однако есть целый ряд относительно крупных ледников дендритового и сложно-долинного типов (площадь $S > 10$ км^2). Преобладающими экспозициями ледников являются северная, северо-восточная и северо-западная. Ледники этих северных румбов уменьшились больше, чем других экспозиций, что хорошо согласуется с интенсивностью потепления последних десятилетий. Летние температурные аномалии в центральной части хребта Черского достигают +1°С по сравнению с периодом стабильного климата (1930–1960 гг.) (Ананичева, Кренке, 2008). В последние десятки лет эти аномалии увеличились. Относительное сокращение площади также велико среди ледников южной, восточной и западной экспозиций.

Анализ групп ледников гор Бырранга показывает, что с 1967 года наименьшие потери в абсолютных значениях относятся к карово-долинным и переметным типам, в основном северной и северо-западной экспозиций. В относительных величинах (%), самая большая потеря площади характерна для кулуаров и каровых ледников средне-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 377

го и малого размеров. Те, что ориентированы на юго-восток и восток сократились больше всего. Сокращения площади можно объяснить климатическими тенденциями в регионе. Были использованы данные по девяти метеорологическим станциям на высотах меньше 200 м. Линейные тренды среднегодовой температуры и твердых осадков здесь положительны.

Максимальное сокращение ледников Корякского нагорья характерно для ледников, имеющих северо-восточную экспозицию. Это согласуется с картиной потепления на хребте Черского, где ледники северных румбов также максимально сократились. Тренды указывают на длительное потепление в этом регионе, но катастрофические масштабы сокращения ледников можно объяснить только резким снижением количества осадков (P). Большинство рядов $P_{год}$ за последние 30 лет действительно демонстрируют отрицательные тренды: от –60 до –250 мм за 30 лет. Также присутствует преувеличение площади ледников, представленных в Каталоге для этого региона (см. выше), а значит и величины ΔS. Таким образом, питание ледников Корякского нагорья снизилось в период потепления.

На Мейныпильгынском хребете ледники северной, северо-западной и северо-восточной экспозиций потеряли меньше площади (20–30%), по-видимому, они получают больше питания: влагу приносят воздушные массы из Арктики. Ледники восточной экспозиции потеряли максимум площади (70%), что связано с отсутствием снегового питания. Наибольшие потери характерны для висячих и долинных ледников (45%), каровые ледники различных типов сохранились лучше (потери – 25–30%).

Результаты исследования для всех ледников, потерявших площадь, рассортированные по числу в группах с единым морфологическим типом и экспозицией представлены на рис. 4.2.8. Наиболее часто в этих горных районах встречаются каровые и карово-долинные ледники северо-восточного и северо-западного румбов. В большинстве случаев они также сократились максимально.

4.2.3.2.2.4. Поля современной границы питания

Один из авторов сделал успешную попытку решить проблему целостной характеристики массообмена оледенения с помощью гляциоклиматологического подхода (Кренке, 1982). Для этого широко использовалась характеристика – высота границы питания (H_{ELA}) и ее пространственное распределение. Пространственные распределения H_{ELA} строились по осреднению этого параметра по группам ледников, в результате получались “фоновые” поля, отражающие влияние непрерывно и закономерно меняющейся H_{ELA}. Тогда использовались данные Каталога ледников СССР, в основу которого положены результаты аэрофотосъемок 1950-х и 1960-х гг. Примерно с этих лет на большей части Евразии фиксируется период потепления, который не мог не отразиться на состоянии ледников (в особенности горных). К настоящему времени площади ледников, как было сказано выше, существенно изменились. Поэтому возникает задача оценить изменение пространственного распределения высоты границы питания.

В расчетных оценках современных значений H_{ELA} ледниковых систем использовали гипотезу определения H_{ELA} как среднее арифметическое между высшей и низшей точками ледника (ледниковой системы), так называемый метод Куровского (Кренке, 1982). Для проверки ошибки такого предположения сравнили значения H_{ELA}, определенные непосредственно по съемкам на местности, и полученные с помощью расчетов. Относительная ошибка считалась как разность $H_{ELA\text{in situ}}$ и $H_{ELA\text{Куровский}}$, отнесенная к высотному диапазону ледниковой системы. Средняя ошибка для ледников разных систем Сунтар-Хаята – от 3.2 до 7.6 % (30–50 м), для ледников хребта Черского – от 7.5 до 13.5 % (70–130 м). Для того чтобы определить высоту границы питания H_{ELA} ледников, для которых получены новые оценки площади, в работе (Ананичева, 2013) использовали цифровые модели рельефа с максимальным разрешением 30 м – Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) и Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), съемка рельефа с разрешением до 15 м – ASTER-GDEM. Модели совмещались с шейп-файлами с контурами ледников на снимках, определялась высшая и низшая точка ледника.

Рассчитанные для каждого ледника значения высоты границы питания H_{ELA} были затем усред-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 378

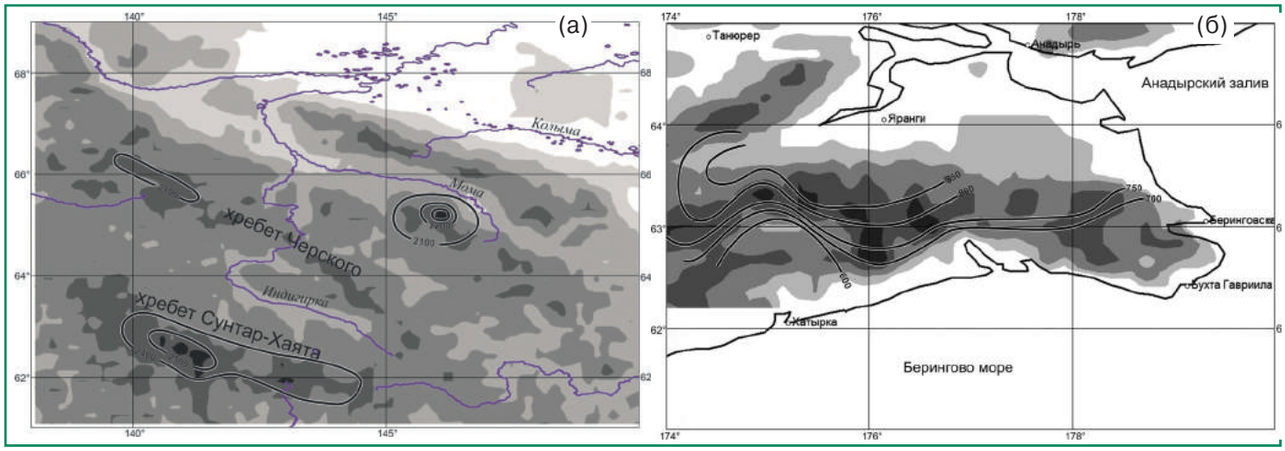


Рис. 4.2.9. Современная высота границы питания ледниковых систем Сунтар-Хаята (а) и Мейныпильгынского хребта (б): изолиниями показаны высоты границы питания, определенные по космическим снимкам и цифровым моделям рельефа.

нены по каждой ледниковой системе и легли в основу карт высоты границы питания на момент космической съемки: 2003 г. – для хребтов Сунтар-Хаята и Черского (рис. 4.2.9а) и 2008 г. – для Мейныпильгынского хребта (рис. 4.2.9б). На карте хребта Сунтар-Хаята видно, что высоты границы питания убывают с юго-запада на северо-восток, направление указывает приток влаги из северо-восточного сектора Охотского моря. По расчетам (Ананичева, 2013), H_{ELA} для современного состояния колеблется от 2400 до 2500 м. Таким образом, высота границы питания ледниковых систем в этом районе изменилась к 2003 г. не сильно (изменения не превышают 100 м), несмотря на отступание ледников и уменьшение площади приблизительно на 20%. Современная высота границы питания ледников хребта Черского поднялась примерно на 200 м, что более соотносится со степенью уменьшения площади ледников (~ 30% с 1970 г). Последние полевые работы на леднике 31 показали, что граница питания сместилась существенно вверх, и летом область аккумуляции занимает не более 10% площади ледника, однако для ледников этого региона характерна зона наложенного льда, поэтому H_{ELA} ниже области, где снег лежит все лето (Ананичева, 2013).

На рис. 4.2.9б – карта, составленная для Мейныпильгынского хребта, – видно, что изолинии высоты границы питания, построенные интерполяцией с учетом рельефа между точками – значениями H_{ELA}, средними для ледниковых систем, меняются от 600 м (южная часть региона, ближе к побережью) до 850 м (северо-восточная, континентальная часть). Изменения составили более 100 м по сравнению с картой, составленной по данным Каталога ледников СССР (Ананичева, 2013).

Таким образом, сравнение оценок сокращения площади, сделанных для ледниковых систем Севера Сибири и Дальнего Востока показывает, что диапазон сокращения площади ледников в относительных величинах с середины 20-го века до 2000-х годов колеблется от 15 до почти 70%. Сокращение распространения ледников увеличивается с севера центральной Сибири к району северной части Дальнего Востока. Ключевым фактором является уменьшение снегового питания на фоне увеличения среднегодовой температуры $T_{год}$, и, что более важно, средней летней температуры $T_{лет}$, растущей за последние несколько десятилетий. Кроме того, эти системы представлены небольшими ледниками, расположенными на относительно низких высотах.

Также были рассчитаны изменения объемов льда ледников со времени составления Каталога ледников СССР до начала XXI века, суммарно для изучаемых районов. Выяснено, что за это время в пяти крупных перечисленных ледниковых районах Северо-Восточной Азии от ледникового льда освободилось 225.2 км^2 площади, а объем льда сократился на 8.7 км^3, при этом около 9 Гт льда ушло в талую воду. Полученные новые оценки могут

OD-2-1-3n 12/15/14 3:55 PM Page 379

рассматриваться как первый шаг к обновлению Каталога ледников СССР (теперь – России).

Сокращение ледников, в среднем для ледниковых систем гор Сунтар-Хаята обусловлено изменениями положения высоты границы питания H_{ELA}, заметными по сравнению с данными из Каталога ледников СССР, которые использовали А. Н. Кренке и Л. П. Чернова (1980). Эти изменения более существенны для хребта Черского и Мейныпильгынского хребта, что, по большей части, объясняется разницей в климатических изменениях (соотношении тепла и влаги).

4.2.3.2.3. Камчатка, Срединный хребет

Оледенение Камчатки существует в условиях благоприятного и ярко выраженного морского климата и приурочено в основном к областям современного и древнего вулканизма. Вследствие больших высот вулканов и их открытости воздушным потокам влияние изменений климата особенно отчетливо проявляется в балансе массы ледников и динамике их границ. Основные центры современного оледенения это Ключевская группа вулканов, Срединный хребет и Кроноцкий полуостров. Более 80% занятой ледниками территории сосредоточено в Срединном хребте и Ключевской группе вулканов, что связано с их большой высотой. Изученность ледников Камчатки и регулярность проводившихся на них наблюдений не одинакова. Исторически основное внимание исследователей привлекали ледники Авачинской и Ключевской групп, которые находятся под непосредственным влиянием активного вулканизма. Однако эволюция ледников вулканов определяется не столько изменениями климата, сколько вулканическими извержениями, поэтому она не будет здесь рассматриваться. Гораздо менее изученными, в силу их труднодоступности, но более зависимыми от климата, являются ледники Срединного хребта.

Современные космические снимки позволяют восполнить этот пробел. Район исследований, выполненных в 2010–2012 годах в Институте географии РАН, охватывал северную часть Срединного хребта (п-ов Камчатка) от 57° 15′ до 59° 10′ с.ш. (Муравьев, Носенко, 2013). Эта горная система представляет собой цепь вулканов высотой 1700–2600 м. Вулканы сформировались в позднеплейстоценовое время. Они хорошо сохранились, четко выражены в рельефе и слабо эродированы.

Климатические условия района определяются особенностями атмосферной циркуляции над северо-восточной частью Охотского и над Беринговым морями. В зимний период здесь развивается антициклоническая деятельность, определяемая колымским гребнем сибирского антициклона. В остальное время господствует активная циклоническая деятельность, достигающая максимума в сентябре и октябре. Источниками поступления осадков являются Охотское и Берингово моря. Максимум выпадения осадков приходится на осевую зону Срединного хребта. На высоте 1500–1800 м годовая сумма осадков превышает 2000–2500 мм (Виноградов, 1982).

Преобладающая часть ледников приурочена к водоразделу Срединного хребта. Кроме того, изолированным центром ледников на восточном склоне является вершина Снеговая (вулкан Снежный). Пологие водораздельные пространства, между вулканическими постройками заполнены переметными ледниковыми комплексами, в которых от общего фирнового поля в противоположные стороны спускаются долинные ледники (ледники Начикинский, Кевенэй, Гречишкина и др.). Большинство изолированных ледников занимают унаследованные от верхнечетвертичного оледенения ледниковые формы рельефа.

Первая экспедиция с целью комплексного изучения вулканов и ледников этого района была организована Камчатским отделом Географического общества СССР летом 1964 г. Ее основные результаты, опубликованные в отчете, содержат общую характеристику обнаруженных там ледниковых форм (Виноградов, Огородов, 1966). Повторные гляциологические исследования в этом районе проводились только на леднике Гречишкина в 1979 г. и включали геодезические измерения и балансовые наблюдения. Других гляциологических исследований на ледниках Срединного хребта с тех пор не проводилось.

Для оценки современного состояния ледников и их эволюции за последние десятилетия использовались космические снимки ASTER (дата съемки 18.08.2002) с пространственным разрешением 15 м, аэрофотоснимки (АФС) (август 1950 г.), топографические карты масштаба 1 : 100 000 и дан-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:56 PM Page 380

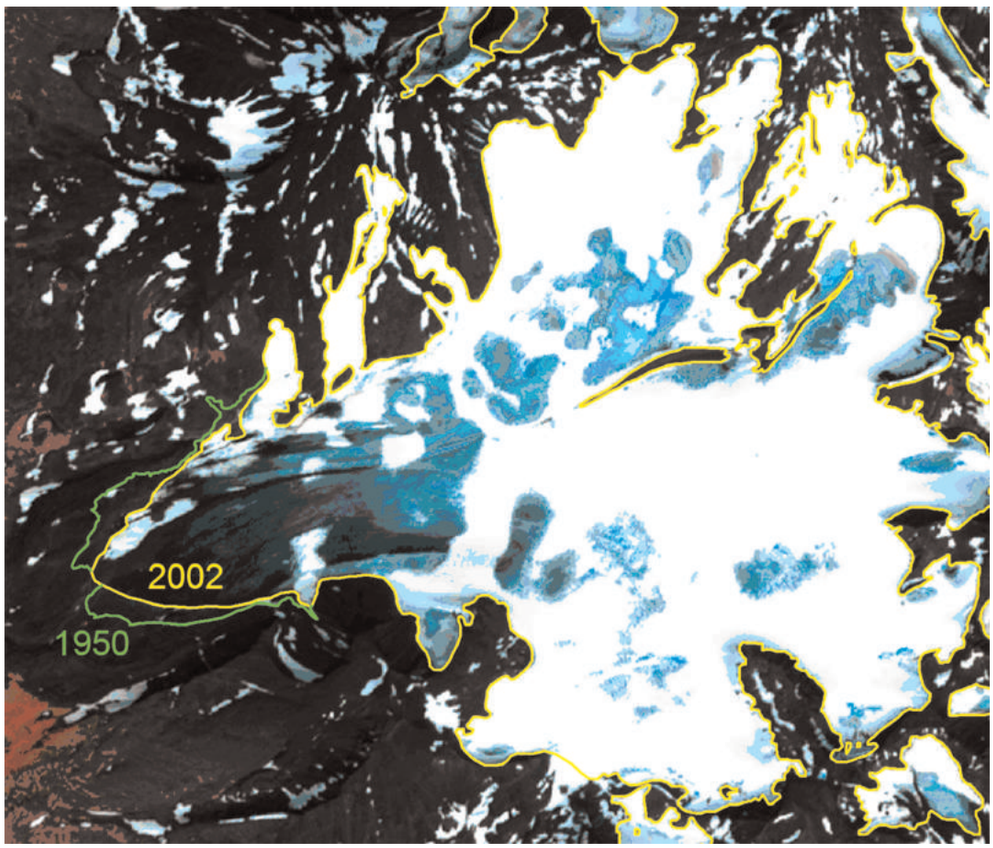


Рис. 4.2.10. Сокращение площади одного из крупнейших ледников Срединного хребта – ледника Слюнина – с 1950 по 2002 год.

ные Каталога ледников СССР (Каталог..., 1968). В качестве дополнительной информации привлекались данные наблюдений на метеостанциях "Ключи" и "Усть-Воямполка" за период с 1950 по 2006 годы (сайт ВНИИГМИ-МЦД: www.meteo.ru). Ледники были разбиты на пять групп в зависимости от их размера в 2002 г. (> 5 км^2, 2–5 км^2, 1–2 км^2, 0.5–1 км^2 и < 0.5 км^2) и для каждой группы была определена величина сокращения площади в км^2 и % по сравнению с данными Каталога ледников СССР, составленного с использованием АФС 1950 г. и топографических карт. Полученные результаты показали, что самые большие ледники района сократили свою площадь незначительно (2.1% для группы ледников > 5 км^2), (рис. 4.2.10). С уменьшением размеров ледников анализируемой выборки наблюдается увеличение их сокращения в процентах от начальной площади (табл. 4.2.5). Из табл. 4.2.5 следует, что максимальное сокращение (49.3%) претерпели ледники площадью менее 0.5 км^2. Однако для этой группы характерны максимальные погрешности данных Каталога и данных дешифрирования на пределе разрешающей способности космических снимков ASTER.

В целом оледенение северной части Срединного хребта с 1950 по 2002 год сократилось на 16.6%. Если исключить из рассмотрения группу ледников площадью менее 0.5 км^2, для которой характерны наибольшие погрешности (рис. 4.2.11), мы получим величину сокращения 12.5%. Вероятно, данная величина точнее характеризует реакцию ледников на современные изменения климата.

Для оценки климатических изменений были использованы данные наблюдений метеостанций "Ключи" и "Усть-Воямполка" за 1950–2006 гг. Это ближайшие к району исследований метео-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:56 PM Page 381

Таблица 4.2.5. Срединный хребет. Оценка изменения площади ледников по космическим снимкам и Каталогу ледников СССР (Каталог..., 1968)

Размер ледников, км²	Площадь по каталогу, км²	Площадь в 2002 г., км²	Изменение площади с 1950 по 2002 г., км²	Изменение площади с 1950 по 2002 г., %	Число ледников
> 5	143.7	140.74	–3.0	–2.1	15
2–5	89.4	80.76	–8.6	–9.7	44
1–2	46.8	27.01	–19.8	–42.3	27
0.5–1	29.7	22.52	–7.2	–24.2	38
Итого	309.6	271.03	–38.57	–12.5	124
< 0.5	38.7	19.62	–19.1	–49.3	74
Всего	**348.3**	**290.65**	**–57.7**	**–16.6**	**198**

станции, данные которых доступны в настоящее время. Для анализа использовали средние летние (с июня по август) температуры приземного воздуха за 1950–2006 гг. и суммы осадков с октября по май (период аккумуляции на ледниках района) за 1966–2006 гг. Летние температуры воздуха в среднем за 1989–2006 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. выросли на 1°С на метеостанции "Ключи" и на 0.6°С на метеостанции "Усть-Воямполка" (рис. 4.2.12а, б). Суммы твердых осадков на метеостанциях "Ключи" и "Усть-Воямполка" в среднем за 1989–2006 гг. по сравнению с 1966–1980 гг. сократились на 3.5% и 20.8% соответственно (рис. 4.2.13а, б).

По данным (Шмакин, 2010), для района исследований также отмечается сокращение сумм твердых осадков в среднем за 1989–2006 гг. по сравнению с 1951–1980 гг., которое находится в диапазоне от –10% до –20%. При этом изменения продолжительности залегания снежного покрова

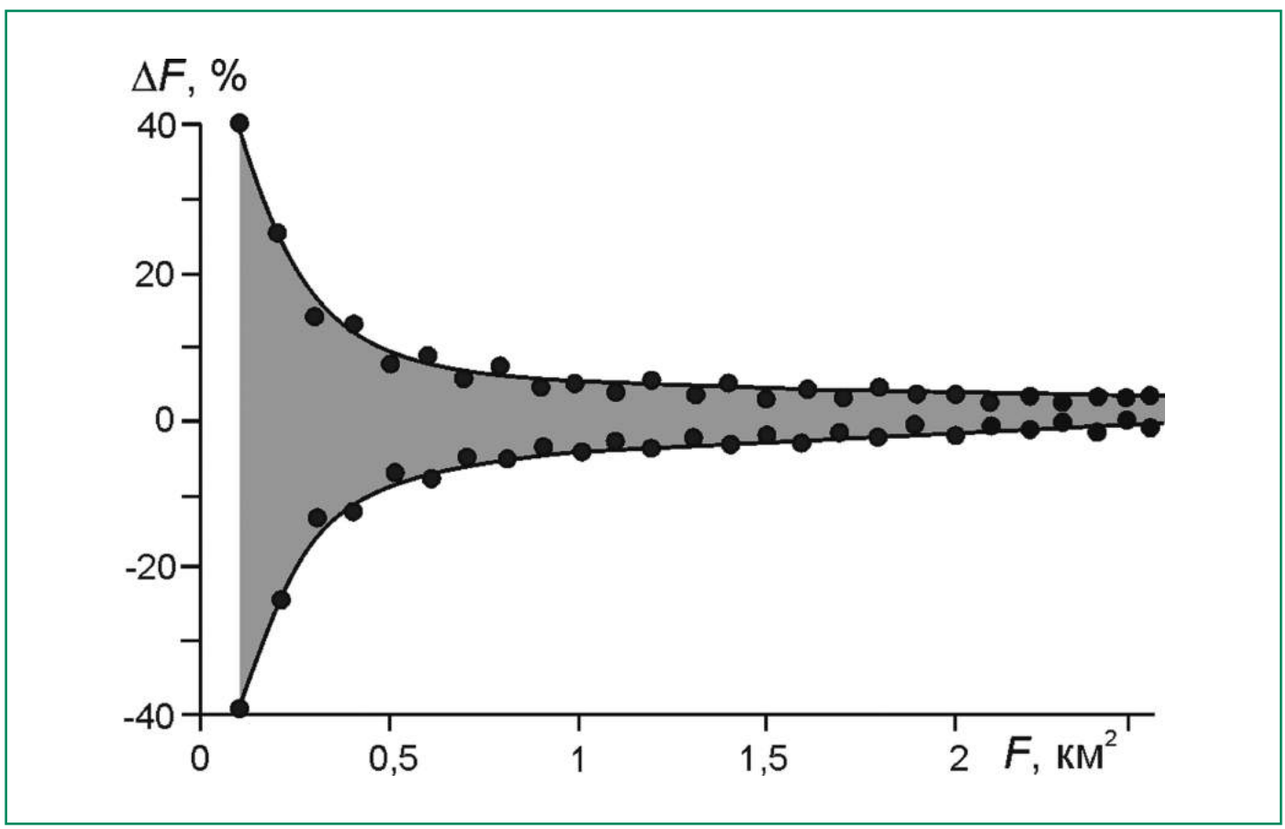


Рис. 4.2.11. Распределение величины погрешности оценки площади ледников в Каталоге ледников СССР.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:56 PM Page 382

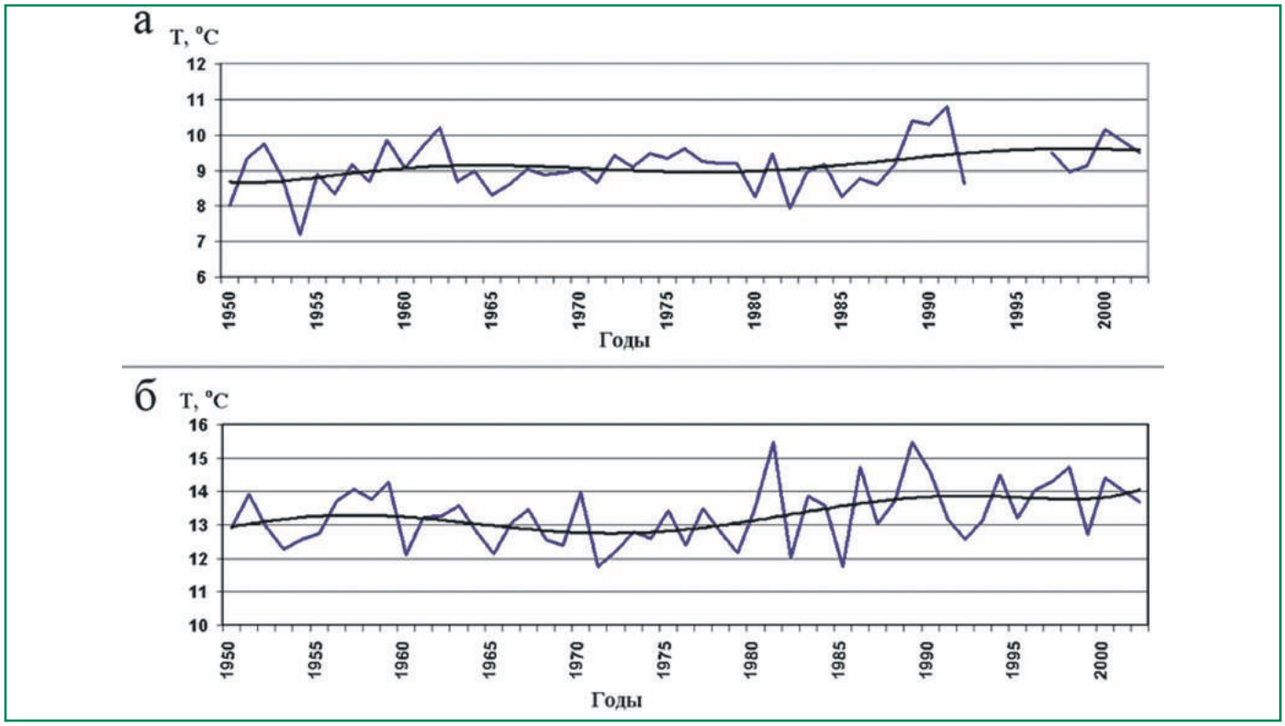


Рис. 4.2.12. Изменение средней летней температуры воздуха на метеостанциях Усть-Воямполка (а) и Ключи (б) за период с 1950 г. по 2006 г.

зафиксировано не было. Метеостанция "Ключи", также относится к районам с сокращением твердых осадков от 0 до 10%.

Таким образом, можно сделать вывод, что ледники северной части Срединного хребта Камчатки продолжают сокращаться. За период с 1950 по 2002 г. их площадь сократилась на 12.5%.

4.2.3.2.4. Байкальская горная область, ледники Кодара

Хребет Кодар, расположенный к северо-востоку от озера Байкал, является самым крупным центром современного оледенения Байкальской горной области. Многие вершины превышают 2800 м (наивысшая отметка 3072 м), а в рельефе хорошо сохранились отчетливые следы деятельности плейстоценового оледенения.

До конца 50-х годов XX в. достоверные сведения о современном оледенении Кодара отсутствовали. Первые детальные исследования кодарских ледников были проведены В. С. Преображенским в 1958–1959 гг. (Преображенский, 1960). В осевой части хребта Кодар, на границе Иркутской и Читинской областей, был выделен Кодарский ледниковый район, включающий 31 ледник общей площадью около 15 км^2. Позже, по материалам В. С. Преображенского и данным аэрофотосъемки 1948–1963 гг. в отделе гляциологии Института географии АН СССР был составлен каталог ледников хребта Кодар, вошедший в один из выпусков Каталога ледников СССР (Каталог…, 1972). На момент издания Каталог включал 30 ледников площадью 18.8 км^2. Позднее, Л. А. Пластининым с помощью картографических материалов и материалов аэрофотосъемки 1963 г. данные каталога были существенно уточнены: теперь он включал 39 ледников общей площадью 15.3 км^2 (Пластинин, 1998).

По данным, основанным на дешифрировании высокоразрешающих космических изображений 2009 г. (спутник Cartosat-1, пространственное разрешение 2.5 м) и анализе полевых материалов, площадь оледенения центрального Кодара оценивается в 8.9 км^2. Размеры ледников сравнительно невелики. Из 34 ледников всего у одного площадь более 1 км^2, два ледника имеют площади 0.5–1.0 км^2 и 31 ледник – менее 0.5 км^2. Длина ледников от 0.3 до

OD-2-1-3n 12/15/14 3:56 PM Page 383

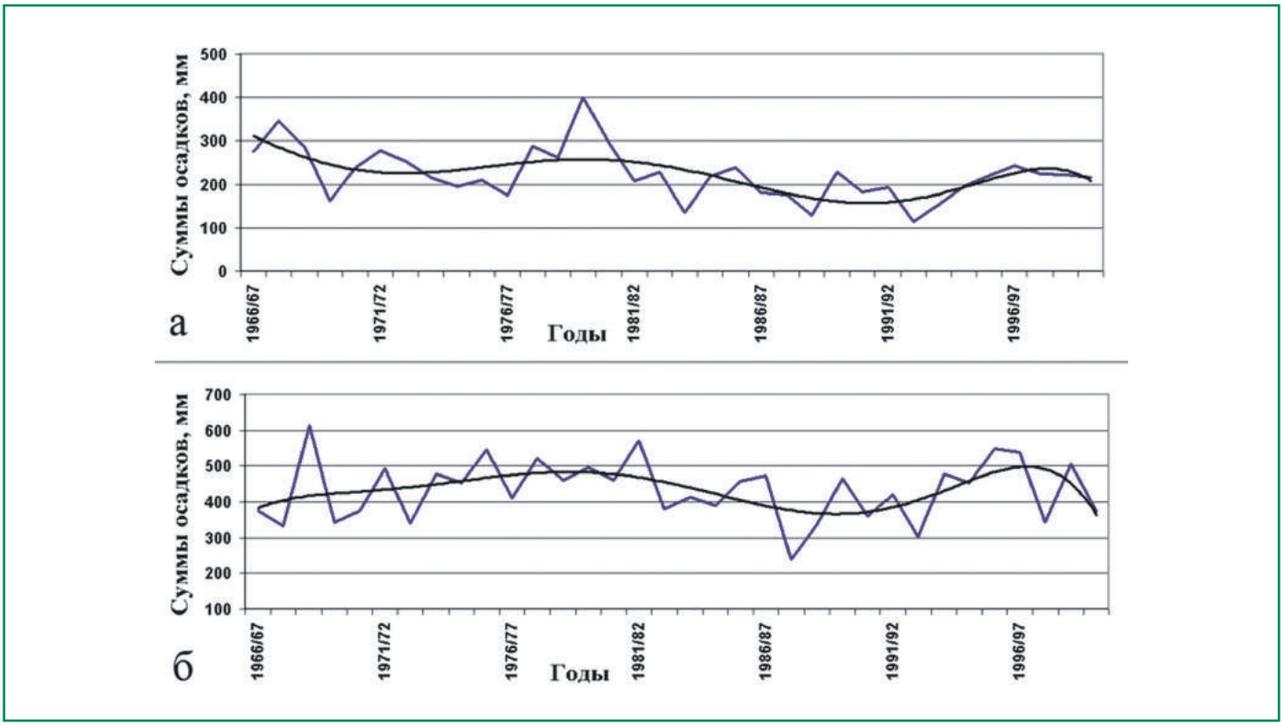


Рис. 4.2.13. Изменение сумм твердых осадков с октября по май на метеостанциях Усть-Воямполка (а) и Ключи (б) за период с 1950 г. по 2006 г.

1.9 км (среднее значение 0.7 км). Только у восьми ледников длина более 1 км, у 19 она в пределах 0.5–1.0 км. Медианный ледник имеет площадь 0.21 км^2, длину 0.62 км. Ледники расположены в семи речных бассейнах в высотном интервале 1830–2720 м. Высота их концов меняется от 1830 до 2470 м, у половины ледников она лежит в интервале 2000–2200 м. Средний высотный диапазон ледника составляет 203 м, только у пяти ледников он превышает 300 м. Высота фирновой границы на ледниках, определенная в конце сезона абляции, меняется от 2410 до 2550 м с севера на юг. Здесь встречаются ледники пяти морфологических типов: каровые, карово-долинные, переметные, присклоновые и склоновые. Резко преобладают каровые ледники (68% числа ледников, 50% площади оледенения). Карово-долинные ледники менее многочисленны (24%) и занимают 42% площади оледенения. На Кодаре имеется единственный переметный ледник (Сыгыктинский) состоящий из двух ветвей общей площадью 2.2 км^2. Наиболее крупный карово-долинный ледник (Советских географов) имеет площадь 1.9 км^2. Средняя длина карового ледника 0.6 км, карово-долинного 1.2 км. Характерная черта оледенения – преимущественно северная и северо-восточная ориентация ледников. На долю ледников северных румбов (С, СВ и СЗ) приходится 74% ледников и 73% площади оледенения.

С использованием высокоразрешающих (2.5 м) снимков Cartosat-1 было проведено картирование молодых конечно-моренных комплексов, повсеместно расположенных в предпольях современных ледников (Преображенский, 1960) и реконструированы максимальные размеры ледников во время похолодания малого ледникового периода (МЛП). Время формирования этих морен по лихенометрическим данным оценивается первой половиной XIX века, что соответствует финальной фазе МЛП (Осипов и др., 2012). В целом, сравнительный анализ полученной реконструкции с современными характеристиками оледенения показал, что ледники Кодара с конца МЛП (т. е. примерно за последние 160 лет) существенно сократились в своих размерах (рис. 4.2.14): общая площадь на 12.3 км^2 (на 58%), средняя длина на 560 м. Площадь каровых ледников изменилась больше (57%), чем у карово-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 384

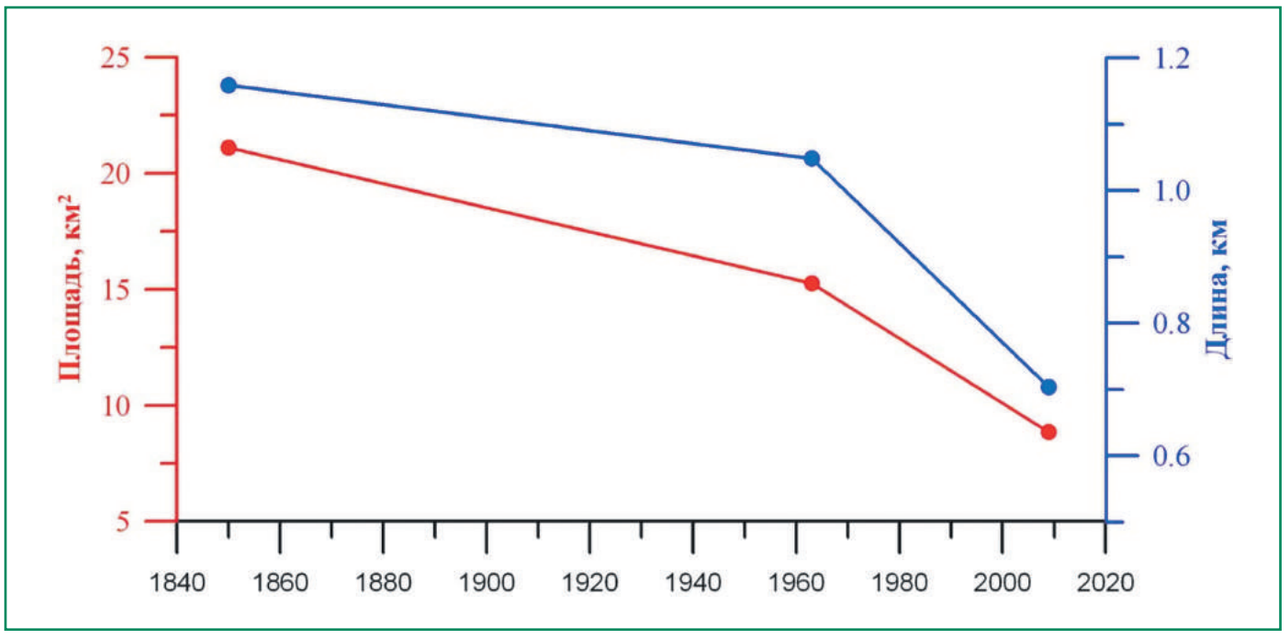


Рис. 4.2.14. Изменение общей площади (красная линия) и средней длины (синяя линия) ледников Кодара с конца малого ледникового периода.

долинных (50%). Некоторые небольшие ледники оказались полностью погребены поверхностной мореной и превратились в массивы мертвого льда. Сопоставление наших данных с каталогом ледников (Каталог…, 1972) показало, что темпы деградации оледенения значительно менялись на протяжении XX в. Если в 1850–1963 гг. ледники отступали со скоростью 1.4 м/год, то в 1963–2009 гг. – 9.5 м/год (т. е. в 6 раз быстрее). Карово-долинные ледники отступали со скоростью, соответственно, 1.2 м/год и 8.9 м/год. Средняя длина ледника в 1963–2009 гг. уменьшилась на 440 м. В 1850–1963 гг. площадь оледенения Кодара уменьшилась на 28% (0.25% в год), а в 1963–2009 гг. на 41% (0.88% в год). По другим данным, в 1963–2010 гг. площадь кодарских ледников сократилась на 44%, причем с 1995 по 2010 г. – на 40% (Stokes et al., 2013). Отдельные ледники с середины XX в. сократились на 75% (1.62% в год), причем ледники южной экспозиции отступали быстрее, чем северной. Один из крупнейших кодарских ледников – южный Сыгыктинский – с конца МЛП сократился на 0.44 км² (48% или 0.23% в год), а его язык отступил на 800 м (5 м/год) (Осипов и др., 2012). Полученные оценки сокращения площади ледников Кодара во второй половине XX века превышают аналогичные для хребта Черского (28%) и Сунтар-Хаята (19%) (Ананичева и др., 2006).

По данным О. Н. Соломиной (Solomina, 2000) с середины XIX в. до 1950–1980 гг. средняя длина кодарских ледников уменьшилась на 130 м, а средняя высота концов ледников увеличилась на 19 м. Согласно оценкам (Осипов и др., 2012) величина отступания ледников в 1963–2009 гг. была в 3 раза больше, чем за 1850–1963 гг., что подтверждает вывод о наиболее интенсивной деградации горного оледенения во второй половине XX в. на фоне резкого повышения глобальной температуры воздуха (Oerlemans, 2005).

Отмеченные изменения ледников хорошо согласуются с ходом изменения региональной температуры. Одним из основных показателей таяния ледника является средняя летняя температура воздуха. По данным ближайшей метеостанции Чара (рис. 4.2.15) период снижения температуры в 1945–1975 гг. (0.7°C за 30 лет) сменился периодом ее повышения. В 1975–2001 гг. $T_{лет}$ увеличивалась на 1.7°C, причем наиболее резкий ее подъем пришелся на 1975–1985 и 1990–2001 гг. Следует отметить, что с середины 1970-х гг. прослеживается выраженный положительный тренд интенсивности зональной

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 385

циркуляции атмосферы (Осипова, 2011). Региональный максимум Тлет отмечен в 2001 г. После 2001 примерно в течение 5 лет наблюдалось летнее похолодание (на 1.9°С), вновь сменившееся потеплением (на 1.0°С). Сумма годовых осадков на фоне разнонаправленных изменений в 1951–2009 гг. демонстрировала слабый положительный тренд (на 100 мм). В целом, особенности регионального климата с середины XX в. способствовали интенсивному таянию ледников Кодара.

4.2.3.3. Изменения горного оледенения у южных границ России

Горы у южных границ России выше, чем на севере, что позволяет сохраниться там более сложным и крупным ледникам, несмотря на более теплый климат и благодаря большим зимним осадкам на их склонах. Оледенение же вершины Кавказа – горы Эльбрус фактически можно отнести к покровному типу.

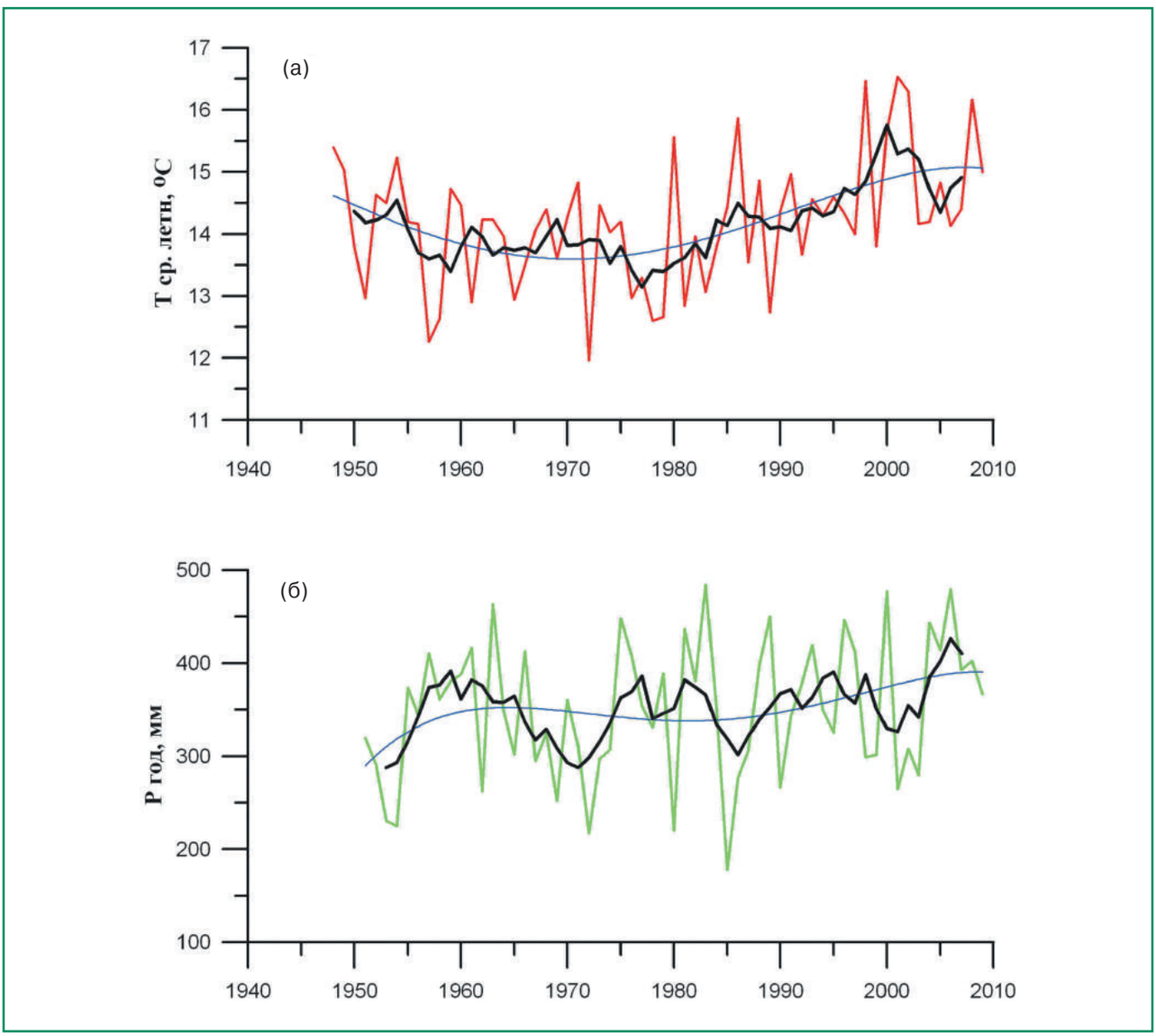


Рис. 4.2.15. Многолетние изменения средней летней температуры воздуха (а) и годовой суммы осадков (б) на метеостанции Чара. График температуры показан красным цветом, осадков – зеленым. Черная жирная линия – 5-летние скользящие средние. Синяя тонкая линия – полиноминальный тренд.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 386

Таблица 4.2.6. Изменение числа и площади ледников на северном склоне Большого Кавказа за 1895-2000 гг. (Панов, 1993; Лурье, 2002)

Бассейн реки	Изменение числа ледников за годы:			Изменение площади ледников, км² за годы:		
	1895–1970 гг.	1970–2000 гг.	1895–2000 гг.	1895–1970 гг.	1970–2000 гг.	1895–2000 гг.
Кубань	–78	+20	–58	–108.5	–19.2	–127.7
Терек	+249	+25	+274	–441.3	–98.3	–539.6
Сулак	+9	+3	+12	–68.0	–4.7	–72.7
Самур	+2	+1	+3	–15.9	–0.9	–16.8
Кусарчай	–1	0	–1	–3.4	–0.3	–3.7
Итого	**+181**	**+49**	**+230**	**–637.1**	**–123.4**	**–760.5**

Примечание. + увеличение, – уменьшение числа и площади ледников.

4.2.3.3.1. Изменения современного оледенения северного склона Большого Кавказа

4.2.3.3.1.1. Общая характеристика

Современное оледенение на северном склоне Большого Кавказа охватывает территорию от горы Фишт в бассейне р. Кубань до горы Тфан в бассейне р. Кусарчай общей протяженностью 750 км. Число ледников по состоянию на 2000 г. равно 1521, площадь их составляет 853.6 км², а объем льда 45.5 км³. Оледенение по территории распределено неравномерно, и большая часть его расположена в бассейне р. Терек – 55.4% от числа, 69.9% – от площади и 82.8 % от объема льда. Средняя высота нижней границы ледников 2800 м, а верхней – 4240 м. Средняя высота снеговой линии для всего региона равна 3730 м и изменяется от 3340 м в бассейне р. Кубань до 4000 м в бассейне р. Кусарчай. Высота фирновой линии ниже и в среднем для всей территории составляет 3450 м, изменяясь от 3130 м в бассейне р. Кубань и до 3940 м в бассейне р. Кусарчай.

На рассматриваемой территории преобладают ледники с площадью до 1.0 км², на которые приходится 83% по числу и 34% по площади. Ледников с площадью более 10 км² – 10 (0.7% от общего числа ледников и 23% от общей площади оледенения). Наибольшим ледником как по площади (36.0 км²), так и по длине (17.3 км) является ледник Безенги (бассейн р. Терек). Средняя толщина ледников изменяется в весьма широком диапазоне от 5 до 25 м у каровых и висячих ледников до 100–160 м у долинных. Наибольшая толщина льда на леднике Безенги – 330 м. Основными морфологическими типами ледников являются каровые, висячие и долинные. По количеству преобладают каровые и висячие (75%), в то время как по площади – долинные (сложные и простые), на которые приходится около 42% общей площади, но они составляют всего 6% от общего числа ледников.

4.2.3.3.1.2. Изменение размеров ледников и динамика их концов

На северном склоне Большого Кавказа, как и в других горных системах, в последние несколько сот лет размеры оледенения уменьшаются. По сравнению с каталогом Подозерского за 1895–2000 гг. число ледников региона увеличилось на 230, или на 15 %. Это произошло в результате отчленения притоков от крупных ледников, а также распада ранее единых ледников на несколько частей. Всего за счет отчленения притоков образовалось 394 ледника, а распада – 305. Растаяло за это время 400 ледников. Общей причиной распада ледников и отчленения притоков является несоответствие размеров оледенения современным климатическим условиям. Поэтому происходит интенсивное понижение поверхности ледников, приводящее к отчленению притоков, особенно тех, которые располагаются на крутых склонах. Небольшие притоки при этом отрываются от основного ледника.

Поскольку размеры современного оледенения не соответствуют современным климатическим условиям, площадь его в последние несколько сотен лет постепенно сокращается. Информация об уменьшении числа ледников и площади оледенения по бассейнам рек региона имеется за 1895–1970 и 1970–2000 гг. (табл. 4.2.6).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 387

Несколько иной характер эволюции современного оледенения Эльбруса. По Е. А. Золотареву и Г. Г. Харьковец (2012), оледенение Эльбруса после активизации в середине XIX столетия начало постепенно сокращаться. Во второй половине XX столетия отмечено замедление сокращения ледников, но на рубеже начала XXI столетия темпы деградации оледенения вновь увеличились. В целом такой характер эволюции оледенения Эльбруса, как показано выше, не повлиял на темп деградации всего оледенения северного склона Большого Кавказа.

Одновременно с уменьшением площади современного оледенения происходит отступание концевых участков ледников (сокращение длины нижней части языка ледника). В целом за 1895–2011 гг. все ледники отступали. Величины отступания за этот период колеблются в широком диапазоне – от 110 м у карово-висячего ледника № 125 (р. Черек) до 3400 м у долинного ледника Тана (р. Урух). В среднем отступание ледников за последние 100 лет для региона составляет 600 м. Величина отступания ледника зависит от его длины и высоты окончания его языка – чем ниже оканчивается язык ледника и больше его длина, тем больше скорость его отступания.

Отступание концевых участков языков ледников отмечается и в последние десятилетия. Так, наблюдения за 11 наиболее характерными ледниками показали, что средняя скорость их отступания за 1970–2011 гг. составила 5.0 м/год, т. е. стала в 2.4 раза меньше, чем она была в 1895–1970 гг. (табл. 4.2.7).

На фоне общего отступания нередко отмечаются случаи наступания или стационирования ледников, причем эти явления отмечены как непосредственными наблюдениями, так и четкими конечно-моренными валами. За последние 30–40 лет в рассматриваемом регионе число периодически наступающих ледников увеличилось (ежегодно отмечается 10–15 таких ледников). Обычно продолжительность продвижения вперед небольшая – 1–3 года, но отдельные ледники наступают и по 10–15 лет. Ледники продвигаются на расстояния от 3 до 216 м. Так, ледник Битюктюбе за 1981–1984 гг. наступил на 86 м, ледник Токмак за 1972–1983 гг. – на 186 м, а ледник Кюкюртлю за 1970–1980 гг. – на 216 м. Целый ряд ледников, концы языков которых расположены на высотах более 2300 м, находятся в стационарном положении (Чотча, Кельбаши, Буульген, Сказка, Далар, Мордеауж и др.). Таким образом, за последние 30–40 лет скорость сокращения площади оледенения и отступания концевых участков ледников довольно значительно уменьшилась. Это позволяет сделать вывод о некотором улучшении состояния современного оледенения, связанного с ростом осадков в данном регионе.

4.2.3.3.1.3. Изменения климата и баланса массы ледников

Температура воздуха и атмосферные осадки в 1895–1970 гг. изменились незначительно: средняя

Таблица 4.2.7. Отступание концевых участков некоторых ледников северного склона Большого Кавказа за 1895-2011 гг. (Панов и др., 2010)

Название ледника	Морфологический тип ледника	Величина отступания, м/год		
		1895–1970 гг.	1970–2011 гг.	1895–2011 гг.
Марухский	долинный	7.8	5.1	7.2
Алибекский	долинный	9.6	4.5	8.2
Хакель	долинный	10.3	2.9	8.1
Гарабаши	конических вершин	12.8	3.5	9.9
Джанкуат	долинный	14.6	3.9	11.2
Нижний Кулак	долинный	19.9	3.0	14.8
Шаурту	сложный долинный	15.6	10.8	14.2
Безенги	сложный долинный	15.8	7.6	13.6
Мижирги	сложный долинный	9.2	3.3	7.5
Цея	сложный долинный	12.9	7.2	11.6
Южный	карово-долинный	4.5	3.7	4.4
Итого		**12.1**	**5.0**	**10.1**

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 388

годовая температура воздуха $T_{год}$ увеличилась на 0.5–0.7°С, а годовое количество атмосферных осадков P на 3–5 %. С 1971 г. началось интенсивное увеличение $T_{год}$ и P как в среднем за год, так и за периоды абляции и аккумуляции. За 1971–2011 гг. увеличение $T_{год}$ в среднем для горной зоны региона происходило с положительным трендом 0.024°С/год. Температура периода абляции повышалась со скоростью 0.028°С/год, а в период аккумуляции со скоростью 0.022°С/год. Увеличение P происходило с положительным линейным трендом 3.8 мм/год, в период абляции 0.6 мм/год и в период аккумуляции 3.2 мм/год. Таким образом, за 1971–2011 гг. средняя годовая температура воздуха в регионе увеличилась на 1.0°С, за период абляции на 1.1°С и за период аккумуляции на 0.9°С. Количество атмосферных осадков за год возросло на 152 мм, в том числе за период абляции на 21 мм и за период аккумуляции на 131 мм, или соответственно на 4% и 26%.

Увеличение $T_{год}$ и P в 1971–2011 гг. привело к изменению баланса массы оледенения. На северном склоне Большого Кавказа по состоянию на 1970 г. (Кренке, 1982; Панов, 1993) он был равен: общий баланс – 55 г/см^2, суммарная абляция – 235 г/см^2 и суммарная аккумуляция 180 г/см^2.

Между составляющими баланса массы оледенения и климатическими условиями имеется тесная зависимость (Войтковский, 1999; Золотарев, Поповнин, 2003; Рототаева и др., 2003). С учетом этих работ был произведен расчет составляющих баланса массы оледенения региона по состоянию на 2011 г. В связи с увеличением $T_{год}$ и P, баланс массы оледенения северного склона Большого Кавказа увеличился на 18% и стал равным –45 г/см^2. Наиболее значительно увеличилась суммарная аккумуляция на 20%, а суммарная абляция возросла на 11%.

Имеющиеся натурные и расчетные данные о балансе массы отдельных ледников за 1971–2011 гг. также показывают увеличение баланса массы таких ледников, как Марухский, Хакель, Гарабаши, Джанкуат, Качу и др. (Золотарев, Поповнин, 2003; Рототаева и др., 2003; Панов и др., 2010).

Таким образом, баланс массы оледенения региона также подтверждает улучшение состояния оледенения в 1971–2011 гг., показанного выше, т. е. сокращение темпа уменьшения площади оледенения и скорости отступания концевых участков ледников.

Одновременно изменение климата в 1971–2011 гг. сказалось не только на темпе деградации современного оледенения и его балансе, но и на стоке рек, селевой и снеголавинной деятельности. Сток рек за рассматриваемый период увеличивался с положительным трендом 2–14%, причем зимой и осенью тренд у большинства рек положительный, а весной и летом у 30–65% рек – отрицательный. Кроме того, на всех реках региона произошло увеличение максимальных расходов воды и в последние десятилетия они превышают более ранние в 1.5–2.0 раза.

Изменение климатических условий и соответственно уменьшение площади оледенения привело к увеличению, хотя и незначительному, периода с селевой деятельностью и расширению вертикальной зоны схода селей. Соответственно произошло увеличение числа и объема селей.

В 1971–2011 гг. в регионе на высотах более 2000 м произошло увеличение продолжительности залегания снежного покрова и его толщины в связи с увеличением количества атмосферных осадков, что привело к возрастанию схода снежных лавин. Одновременно сократился лавиноопасный период на высотах 1500–2000 м.

Таким образом, в результате современного изменения климата в 1971–2011 гг. произошло существенное изменение скорости деградации ледников, баланса их массы, стока рек и активности селевых и снеголавинных явлений.

4.2.3.3.2. Ледниковые системы Алтая

Горный Алтай представляет собой самую высокую часть Алтае-Саянской горной системы. Основная особенность рельефа – сочетание обширных поверхностей выравнивания с высокогорным рельефом альпийского типа. В центральной его части горные хребты и массивы поднимаются до 3000–4000 м. Здесь отмечаются многочисленные и разнообразные формы современного оледенения. Для Центрального Алтая характерно оледенение альпийского типа с преобладанием долинных и карово-долинных ледников с обширными круто падающими фирновыми бассейнами и менее крутыми ледниковыми языками, расположенными на днищах древних цирков и трогов. Ледники по территории распределяются неравно-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 389

мерно, группируясь вокруг наиболее высоких горных вершин и массивов. Климат Алтая определяется тремя основными факторами: положением в умеренных широтах Северного полушария (49–52° с.ш.); господством западного переноса воздушных масс с Атлантики; влиянием в зимнее время мощного азиатского антициклона с малооблачной морозной погодой. Количество осадков уменьшается с запада на восток, а высота границы питания ледников возрастает с 2200 до 3200 м. Соответственно намного уменьшаются абляция и аккумуляция на высоте границы питания (Кренке, 1982). Об изменениях климатических показателей последних десятилетий можно в какой-то степени судить по данным трех метеостанций – Аккем (2050 м), Кара-Тюрек (2600 м) и Актру (2025 м), расположенных в непосредственной близости от ледниковой зоны (рис. 4.2.16).

Из этих данных следует, что во второй половине 20-го столетия в этом регионе происходило устойчивое повышение летних температур и рост среднегодовых осадков.

В российской части Алтая в середине XX века было около 1500 ледников, имеющих общую

Таблица 4.2.8. Различия между данными Каталога ледников СССР (1978а, б) и космической съемкой 2004 г.

Ледник	***S*каталог, км²**	***S*1952, км²**	***S*2004, км²**	***S*каталог – 2004, %**	***S*1952-2004, %**	***S*каталог – *S* 1952, % от *S*каталог**
	1	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**
Большой Абыл-Оюк	5.0	4.45	4,19	16.2	5.8	11
Большой Машей	16.0	15.95	14.03	12.3	12	0.3
Большой Талдуринский	28.2	25.81	22.6	19.9	12.4	8.5
Джело	8.5	7.84	7.26	14.6	7.4	7.8
Корумду	5.2	5.02	4.58	11.9	8.8	3.5
Куркурек	3.2	2.98	2.32	27.5	22.1	6.8
Левый Актру	6.5	6.15	5.84	10.2	5.0	5.3
Левый Карагемский	6.4	6.45	6.11	4.5	5.3	0.1
Некрасова	2.6	2.47	1.74	33.1	29.6	5.0
Правый Актру	4.8	5.27	4.62	3.8	12.3	–9.7
Правый Карагемский	2.8	2.47	2.29	18.2	7.3	11.8
Софийский	17.6	17.45	14.93	15.2	14.4	0.8
Удачный	4.8	4.7	4.18	12.9	11.1	2.0
Шавла	3.4	3.25	2.71	20.3	16.6	4.4
Ядринцева	8.0	7.75	6.04	24.5	22.1	3.1
SU5A15105005	1.4	1.28	1.24	11.4	3.1	8.6
SU5A15105024	1.0	1.04	0.95	5.0	8.6	–4.0
SU5A15105171	1.0	1.0	0.94	6.0	6.0	0
SU5A15105234	1.3	1.36	1.19	8.5	12.5	–4.6
SU5A15106071	1.5	1.35	1.18	21	12.6	10
SU5A15106094	1.2	1.1	0.87	27.5	20.9	9.1
Всего (1–3)/среднее (4–6)	**130.4**	**125.14**	**109.81**	**15.5**	**12.2**	**5.5**

Таблица 4.2.9. Сравнение изменений площади ледников по космической съемке и аэрофотосъемке 1952 г., использованной в Каталоге ледников СССР (1978а, б)

Площадь ледника, км²	***S*1952, км²**	***S*2004, км²**	***S*1952 – 2004, км²**	***S*1952 – 2004, %**	**Число ледников**
0.5–1	45.1	32.54	–12.56	–27.8	49
1–2	52.5	38.29	–14.21	–27.1	32
2–5	79.0	68.04	–10.96	–13.9	30
> 5	108.7	90.69	–18.01	–16.6	16
общее > 0.5	284.2	228.17	–56.03	–19.7	126
< 0.5	50.7	24.93	–25.77	–50.8	131
Всего	**334.90**	**253.10**	**–81.80**	**–24.4**	**257**

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 390

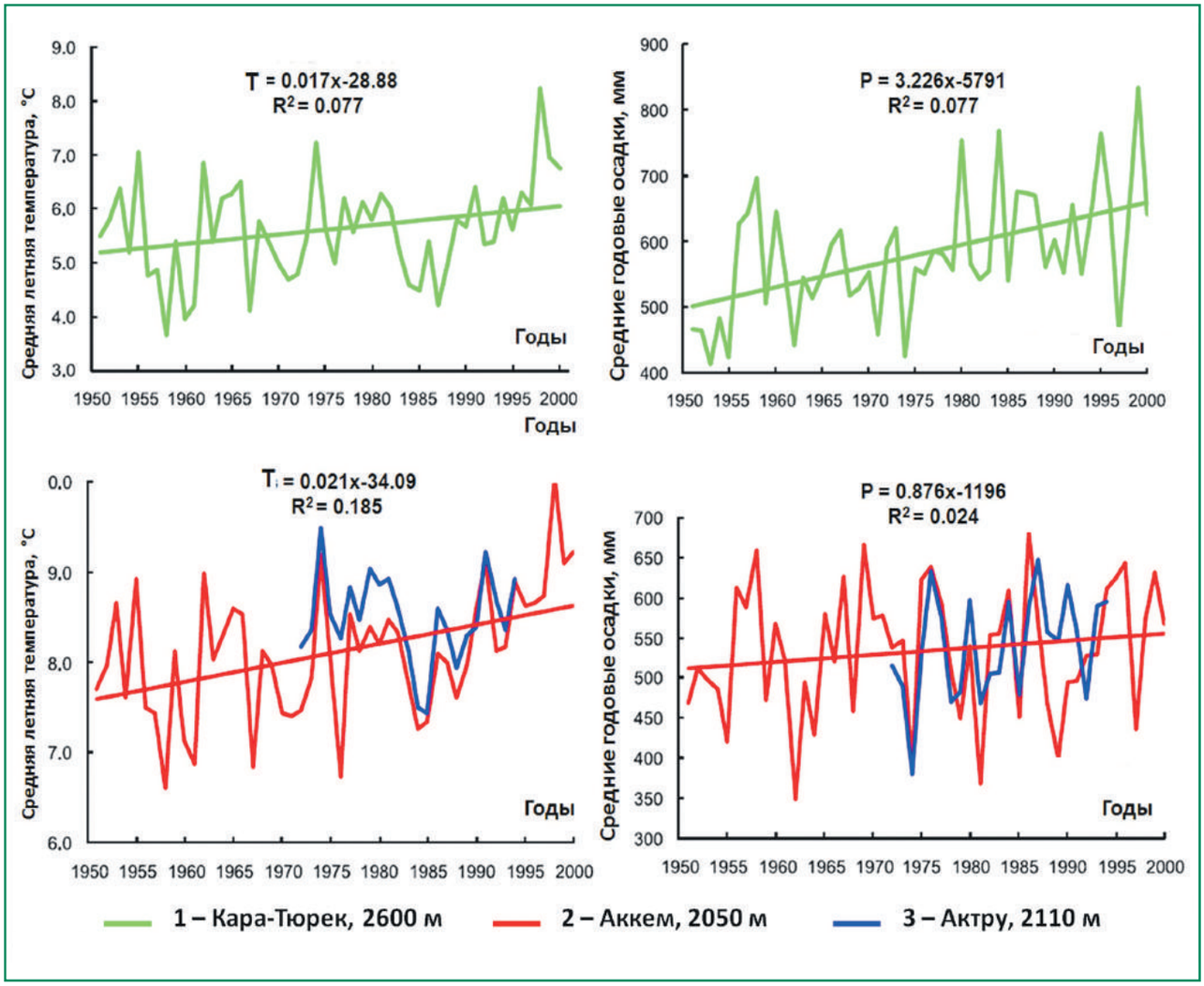


Рис. 4.2.16. Изменения средних летних температур и среднегодовых осадков по данным метеостанций Аккем (2050 м), Кара-Тюрек (2600 м) и Актру (2025 м).

площадь 910 км² (Каталог…, 1978а). Наиболее адекватное представление о реакции ледников на происходящие изменения климата дают материалы современных космических съемок, позволяющие оценить их динамику в пределах большой территории. Показательными в этом отношении являются результаты международного проекта EU INTAS, в котором участвовали представители Института географии РАН, Томского Университета и Университета г. Рединг (Великобритания) (Shahgedanova et al., 2010). В этой работе область исследований включала ледники Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов.

Дешифрирование и оцифровка границ ледников выполнялись вручную с использованием снимков ASTER, полученных 10.09.2004 г., и программного обеспечения GLIMSView. Точность орторектификации была проверена с помощью сети наземных контрольных точек GCP (ground control points), созданной в августе 2007 года с помощью GPS-съемки. В качестве GCP-точек использовались гидрографические и топографические элементы земной поверхности, хорошо опознаваемые на космических снимках.

В результате проделанной работы, на территории, охваченной снимками ASTER 2004 г., были определены положения и оцифрованы контуры 256 ледников.

В табл. 4.2.8 даны результаты сравнения сокращения площадей 21 тестового ледника на осно-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 391

ве данных Каталога ледников СССР (1978а, б), аэрофотосъемки 1952 г. и космических снимков ASTER 2004 г. Из табл. 4.2.8 видно, что изменения площадей лежат в широком диапазоне – от 5 до 29.6% ($\Delta S_{1952–2004}$), поскольку эта величина зависит от целого ряда особенностей конкретного ледника.

Из табл. 4.2.8 и 4.2.9 следует, что сокращение площади тестовых ледников с 1952 по 2004 год составило 15.5% (если использовать данные Каталога) и 12.2% (если исходными данными являются непосредственно аэрофотоснимки 1952 г.). Таким образом, разница в 5.5% между двумя типами исходных данных дает расхождение в 3.3% при подсчете изменения площади 21 тестового ледника.

На территории Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, охваченной снимками ASTER, были определены положения и оцифрованы контуры 257 ледников, 223 из них сохранили свою целостность и соответствующие позиции в Каталоге ледников (1978а, б), а 16 ледников распались на 34 самостоятельных объекта. Общее сокращение площади составило 82 км² или 24.4 ± 5.5% по сравнению с данными Каталога (рис. 4.2.17, 4.2.18а, б).

Полученные результаты были использованы в дальнейшем в рамках совместного российско-китайского проекта РФФИ-ГФЕН для сравнительной оценки возможных изменений ледников китайского и российского Алтая (Kotlyakov, et al., 2012). Китайскими участниками проекта была исследована структура ледниковой системы Алтая, расположенная в основном в речных бассейнах рек Иртыш, Катунь, Бия и Иннер. Рассчитаны средние значения основных параметров ледников по отдельным речным бассейнам внешних и внутренних районов горной страны. Разработана модель расчета изменений ледниковой системы при изменении климата на основе данных о структуре ледниковой системы и высоте границы питания, как интегрального показателя устойчивости системы, отражающего состояние баланса массы ледников. Модель была использована для исследования реакции ледникового стока на климатические изменения.

4.2.3.3.3. Оледенение массива Монгун-Тайга в Саянах

Первая схема оледенения массива на основе дешифрирования аэроснимков (АФС) 1966 г. с небольшими корректировками по данным полевых

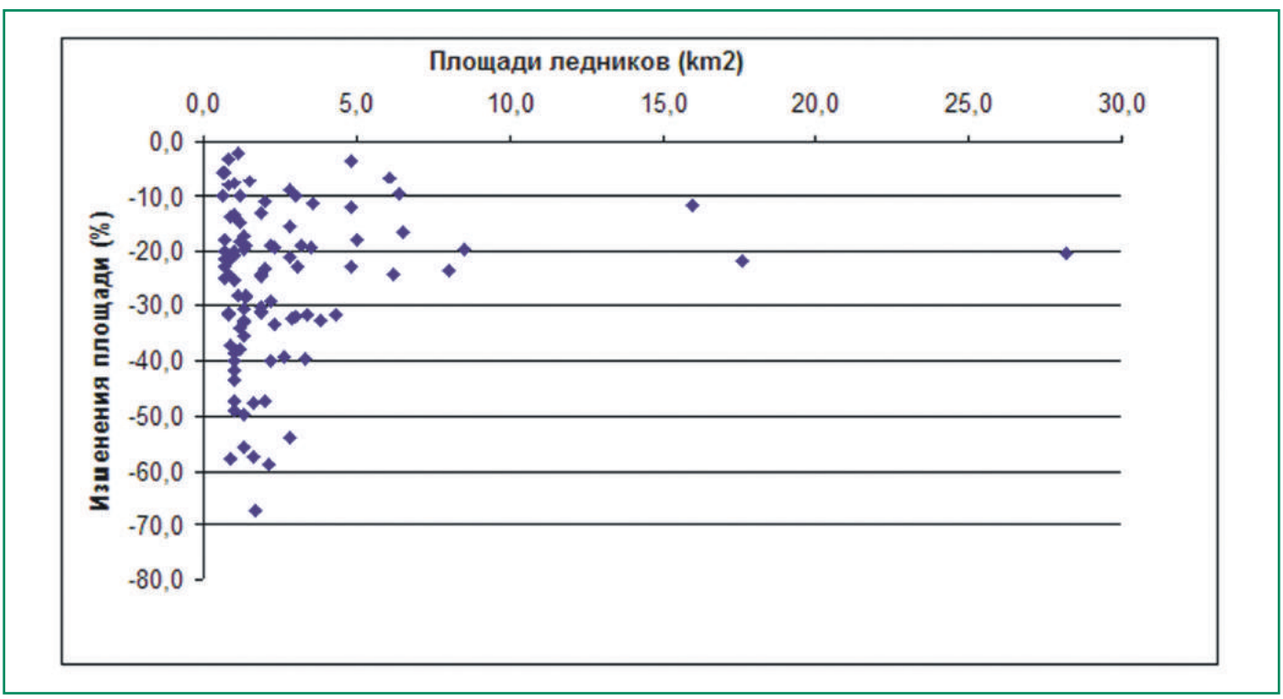


Рис. 4.2.17. Распределение величины сокращения ледников между 1952 и 2004 годами в зависимости от их размера (для ледников площадью > 0.5 км²).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 392

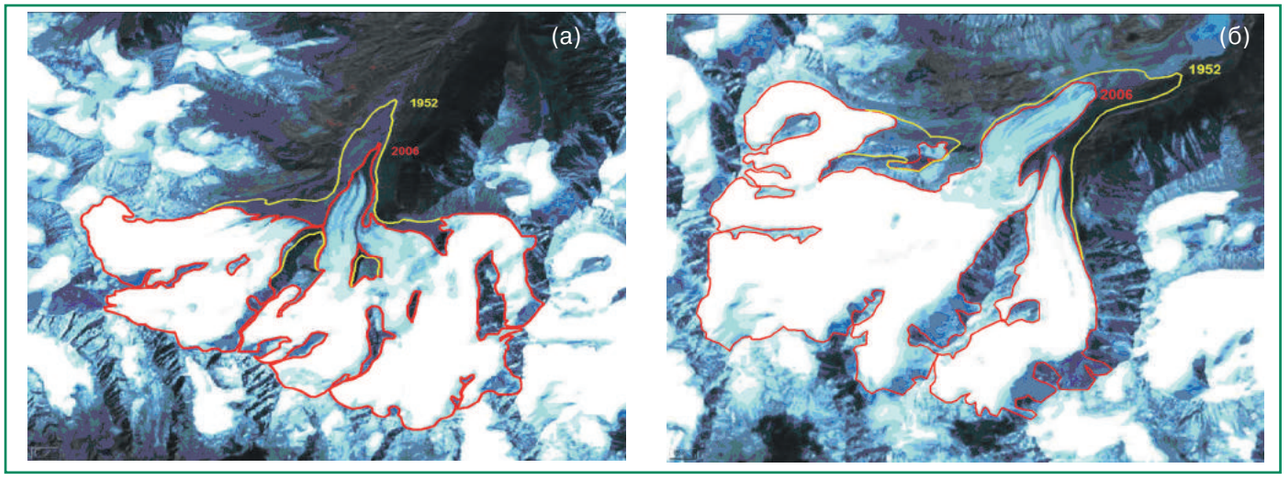


Рис. 4.2.18. Изменение положения границы языка ледника: а) Софийский; б) Талдуринский (красная линия – по данным ASTER, 2004 г.; желтая линия – аэрофотоснимки (1952 г.).

наблюдений была составлена В. С. Ревякиным в 1974–1975 г. и содержала 36 ледников суммарной площадью 28 км^2 (Каталог…, 1978б). В дальнейшем она была уточнена в результате работ Центрально-Азиатской экспедиции факультета географии и геоэкологии Санкт-Петербургского университета на ледниках массива в период 1988–1995 гг. Был создан подробный каталог ледников массива (Селиверстов и др., 1997), включавший 52 ледника общей площадью 23.3 км^2. По состоянию на 2010 год по полевым наблюдениям (Ганюшкин и др., 2010) на территории массива насчитывается 32 ледника общей площадью 20.3 км^2.

С конца 1960-х годов неблагоприятные для ледников климатические условия привели к сокращению сначала малоактивных в динамическом отношении и маломощных склоновых ледников, затем каровых и висячих, а в последнее десятилетие – и более крупных долинных ледников в центре массива. С конца 1960-х по 1995 год деградация оледенения усилилась. За этот период площадь ледников сократилась примерно на 13%. Оценка производилась по сопоставлению результатов дешифрирования АФС 1966 г. и результатов маршрутных и картографических работ на ледниках массива в 1994–1995 гг. Наибольшему сокращению подверглись склоновые ледники, потерявшие около 38% своей суммарной площади. На 27% уменьшилась площадь карово-долинных ледников, в основном за счет распада на ледники других морфологических типов. Напротив, долинные ледники сократились всего на 5%, менее 1% площади потеряли каровые, висячие и карово-висячие ледники (Ганюшкин и др., 2010).

Последний этап сокращения ледников (с 1995 г.) характеризуется особенно быстрой их деградацией. За эти годы оледенение массива потеряло 19% площади, причем, в отличие от предыдущих периодов, значительно сократилась площадь долинных ледников (на 21%), что связано с разделением долинного ледника Левый Мугур на три ледника, а также с обнажением скальных выходов на перегибах склонов и ускоренной деградацией языка ледника Селиверстова. Кроме того, проявилась тенденция к распаду крупнейших долинных ледников массива – Восточный Мугур и Шара-Хорагай на отдельные ледниковые потоки. В наибольшей степени деградация затронула малые висячие и карово-висячие ледники, сократившиеся соответственно на 38% и 65%, при этом число висячих ледников уменьшилось с 25 до 9.

Реакция долинных ледников на изменение климата не вполне однозначна, поскольку скорость отступания языков ледников в последние шесть лет снизилась в 2–3 раза. Вероятно, фронты долинных ледников сейчас находятся под воздействием периода положительного баланса массы середины 1960-х годов, проявляющегося в силу инерционности реакции ледников. В то же время значительное снижение мощности долинных ледников привело к разделению ледниковых потоков во многих местах выходами коренных по-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 393

род и деградации ледников “сверху”. Это, несомненно, связано с увеличением абляции на фоне резкого роста температур в последнее время и со снижением количества осадков.

В исследуемом районе темпы потепления последней четверти прошлого века были одними из максимальных (Сыромятина и др., 2008). Несмотря на изменение этой тенденции, уровень летних температур остается достаточно высоким. Это привело к тому, что в период с 2002 по 2008 гг. на большинстве ледников отсутствовала снеговая граница. Особенно сухие и бесснежные условия имели место в 2006–2007 и 2007–2008 гг.

В массиве Монгун-Тайга за период 1995–2008 гг. фирновая линия поднялась на 200–300 м, достигнув среднего уровня 3600 м. Снежно-фирновые поля сохранились только на нескольких ледниках массива. Единая зона аккумуляции ледниковых комплексов главной вершины массива трансформировалась в группу изолированных фирновых пятен, иногда расположенных друг над другом и разделенных крутыми участками склонов. Таким образом, уровень 3600 м не соответствует некой сплошной фирновой границе, а является высотой, выше которой более 50% площади массива покрыты фирном. Деградация многолетних снежников свидетельствует об уменьшении заснеженности в последние несколько десятилетий. Согласно нашей реконструкции и наблюдениям в период с середины 1960-х гг. по 2008 г. высотный пояс снежников массива Монгун-Тайга переместился на 300–400 м вверх, количество многолетних снежников уменьшилось в 4 раза, суммарная площадь ледников сократилась в 15 раз.

В этом обзоре в качестве границы питания ледников рассматривается фирновая линия, т. к. в горных массивах северо-запада Внутренней Азии граница питания и фирновая линия почти совпадают благодаря низкой аккумуляции наложенного льда, который возникает не на всех ледниках и появляется не каждый год. В некоторые годы наложенный лед появляется на крупнейших ледниках и различия в уровнях фирновой линии и границы питания могут достигать 20–30 м. В среднем различия между этими уровнями незначительны, особенно в последние несколько лет. В первое десятилетие XXI в. запасов холода в ледниках было недостаточно не только для образования наложенного льда, но и для сохранения цельности самих ледников, которые рассекались мно-

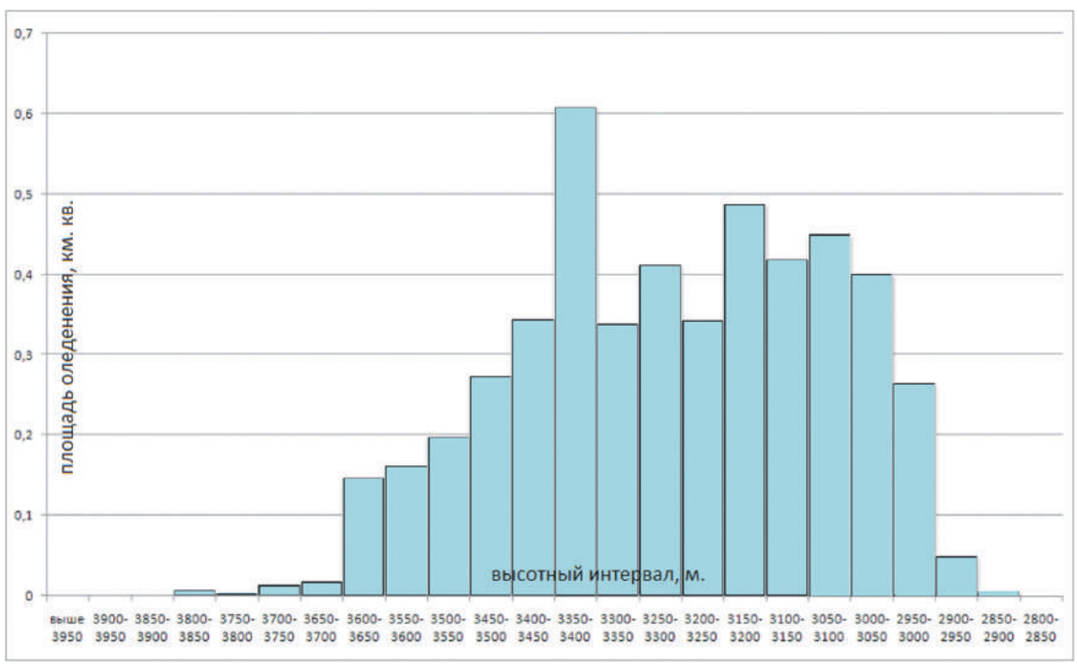


Рис. 4.2.19. Деградация оледенения массива Монгун-Тайга (км^2) в разных высотных интервалах после 1995 г.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:57 PM Page 394

гочисленными водотоками на глубину до 10 м, иногда даже полностью отчленявших части ледников от основного тела ледника.

Вычисления по методу Куровского (Ганюшкин и др., 2010) показывают, что деградация ледников, произошедшая с 1995 по 2008 гг., могла бы обеспечиваться подъемом фирновой линии всего на 36 м. Изменения, происходившие в снежно-фирновой зоне ледников, в этот период опережали собственно деградацию ледников. Интересно, что в период с максимума МЛП до середины 1960-х гг. ледники северных, северо-восточных, восточных, юго-восточных и южных склонов потеряли примерно одинаковые площади. С середины 1960-х по 2008 гг. деградировали в основном ледники северо-восточных и особенно северных экспозиций. Это указывает на ведущую роль потепления в деградации оледенения первого этапа, поскольку изменения температуры воздуха в равной степени влияли на ледники разных экспозиций. Во второй этап деградировали наиболее низко расположенные ледники северных и северо-восточных экспозиций, находящиеся намного ниже климатической снеговой границы и существующие за счет лавинного питания, метелевого переноса и связанной с ними повышенной концентрации твердых осадков. Можно предположить, что в этот период на ледники влияли не только потепление, но и дефицит осадков.

В некоторой степени подтверждает сделанные выводы анализ деградации оледенения (рис. 4.2.19) на разных высотах. Вместо монотонного снижения деградации выше отмеченного пика, связанного с уменьшением температуры на больших высотах, проявляется четкий главный максимум деградации оледенения на высоте 3350–3400 м. Фактически имело место сокращение не только и не столько ледниковых языков, а еще идет и деградация “сверху”. На поверхность выходят ригельные уступы, в зонах питания ледников деградируют снежно-фирновые поля. Все это свидетельствует о дефиците твердых осадков на высотах более 3200 м, где таяние незначительное, а края снежно-фирновых полей и участки ледников на крутых склонах сокращаются за счет снижения мощностей, вызванного дефицитом питания. Выше климатической снеговой границы 1995 г. (3600 м) деградация оледенения практически отсутствует. Это, вероятно, указывает на то, что зафиксированный ближайшими метеостанциями резкий подъем температуры в конце XX – начале XXI столетия значительно меньше проявляется в высокогорье.

В период 1995–2010 гг. отмечалось увеличение скорости сокращения ледников, связанное с чрезвычайно неблагоприятными для оледенения климатическими условиями. Скорость уменьшения площадей ледников на этом этапе превышали скорости их сокращения на этапе сразу после максимума малого ледникового периода (МЛП) (табл. 4.2.10). Площадь оледенения в малую ледниковую эпоху (м.л.э.) определялась на основании геоморфологических методов – к м.л.э. были отнесены молодые моренные комплексы, повсеместно четко выраженные и окаймляющие современные ледники. Отличительные особенности этих молодых морен – их незадернованность, четкость в плане, значительная крутизна по внешнему периметру, малая степень перемытости и значительная мощность по сравнению с более древними моренами. Как показывают наблюдения, относительно большая мощность морен МЛП (до 20 м и более) связана с наличием под моренным чехлом линз погребенного льда, который местами при современном потеплении выходит на поверхность. Все перечисленные факторы облегчают выделение и картирование этих морен. Время кульминации ледников оценивалось по реконструкции индекса баланса массы ледников, осу-

Таблица 4.2.10. Изменение скоростей деградации оледенения после максимума м.л.э.

Период, годы	Уменьшение площади оледенения, км²/год	Подъем фирновой границы, м/год
1850-1925	0.27	1.1
1925-1965	0.01	0.1
1965-1995	0.13	1.1
После 1995 г.	0.37	20.0

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 395

Рис. 4.2.20. Небольшой ледник в верховьях р. Толайты, полностью забронированный в период 1995–2008 гг. (фото Сигаревой, 2008).

ществленной на основе дендрохронологических данных, – для уровня 3200 м (рассчитанная высота границы питания на ледниках северо-востока массива в м.л.э.). Для 1965 г., как уже говорилось выше, была осуществлена реконструкция ледников по АФС.

В поведении малых ледников в период 1995–2008 гг. отмечается различие, вызванное пространственными различиями в снегонакоплении и особенностями рельефа. Первый механизм деградации связан с ускорением бронирования краев и, как следствие этого, с уменьшением их таяния с последующим отсеканием водотоками нижней части и образованием каменных глетчеров у краев ледников. На отдельных ледниках такое скачкообразное отступание составляет несколько сотен метров. Второй механизм скачкообразного отступания и резкого сокращения площадей ледников на фоне уменьшения заснеженности территории обусловлен отсеканием водными потоками малоактивных с точки зрения движения фирновых пятен. Третий механизм объясняется уменьшением мощности льда и выходом на поверхность поперечных движению льда ригелей.

Во многих местах массива наблюдается переход малых ледников при их полной забронированности в разряд каменных глетчеров, что связано со снижением заснеженности территории (рис. 4.2.20). Другой вариант развития оледенения – переход малых склоновых ледников в состояние многолетних снежников. Еще одна интересная особенность: при отступании склоновых и висячих ледников вверх по склону изменяется их морфологический тип, например, происходит трансформация комплекса висячих ледников с единой зоной питания в один склоновый ледник при деградации их языков.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 396

4.2.4. Прогноз эволюции ледников и ледниковых систем

4.2.4.1. Оледенение архипелагов Российской Арктики

Возможное будущее состояние оледенения архипелагов Российской Арктики на ближайшую перспективу – к 2030 г., в середине века и к концу века можно оценить по имеющимся показателям чувствительности среднего удельного баланса оледенения Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и Новой Земли к изменениям годовой температуры и атмосферных осадков (табл. 4.2.11). Для этих расчетов в качестве метеорологической информации были использованы данные о будущем климате, подготовленные Главной Геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова (ГГО, Санкт-Петербург), и полученные усреднением результатов моделирования с помощью 31-й глобальной климатической модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) (Катцов, Говоркова, 2013). Далее эта группа моделей обозначается AH_31. Эти модели участвуют в международном проекте CMIP5 (CMIP5: Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5; Diffenbaugh, Field, 2013), выполняемом в рамках Всемирной программы исследования климата – ВПИК (WCRP – World Climate Research Programme). Модельные расчеты проводили в условиях двух климатических сценариев антропогенного воздействия на климат Земли: RCP4.5 и RCP 8.5.

Судя по этим оценкам, в текущем столетии дефицит баланса массы ледников будет усиливаться и к концу столетия достигнет значений 1–1.6 м в.э./год. Особенно высоких удельных потерь массы следует ожидать на ледниках Новой Земли и Земли Франца-Иосифа. Прогнозируемое увеличение осадков никак не компенсирует потери ледников, связанные с повышением температур воздуха. В связи с уменьшением ледовитости, ростом температуры морских вод, увеличением поступления талых вод в толщу и на ложе ледников, можно также ожидать усиления айсбергового стока, особенно это касается Земли Франца-Иосифа. Но возможности оценить изменения количества айсбергов пока не существует. Можно лишь предполагать, что его увеличение достигнет максимума к середине века, когда у сокращающихся ледников еще будут сохраняться фронты отела достаточной протяженности.

4.2.4.2. Ледниковые системы Северо-Восточной Азии: оценка эволюции к середине 21 века

Для прогнозирования дальнейшего изменения морфологии и режима ледниковых систем Северо-Восточной Азии были использованы выходные данные (температура воздуха и осадки), рассчитанные по группе моделей AH_31 (Катцов, Говоркова, 2013). В качестве сценария антропогенного воздействия на климатическую систему Земли использовали «жесткий» сценарий RCP8.5 (Towards…, 2007). Расчеты проводили для интервала времени 2041–2060 гг. Параметры даны для территории России и стран ближнего зарубежья в центрах сетки 1° × 1°. Они представляют средне-

Таблица 4.2.11. Оценка будущего состояния баланса массы ледников на архипелагах Российской Арктики (в скобках показаны значения изменений средней годовой приземной температуры воздуха ΔT и количества осадков ΔP, полученные как разность между значениями, рассчитанными с помощью группы моделей AN_31 при реализации сценария RCP4.5, и значениями для современного периода 2004–2009 гг.)

Архипелаг	Баланс 2004–2009 гг. мм в. э./ год	Баланс в 2030 гг. мм в. э./ год	Баланс в 2050 гг. мм в. э./ год	Баланс в 2090 гг. мм в. э./ год
Земля Франца-Иосифа	–71 ± 55	–308 (ΔT + 1.5°C, ΔP + 10%)	–639 (ΔT + 3°C, ΔP + 15%)	–1254 (ΔT + 6°C, ΔP + 30%)
Северная Земля	–78 ± 48	–359 (ΔT + 1.0°C, ΔP + 10%)	–682 (ΔT + 2°C, ΔP + 15%)	–1047 (ΔT + 4°C, ΔP + 15%)
Новая Земля	–344 ± 54	–625 (ΔT + 1.0°C, ΔP + 10%)	–1313 (ΔT + 3°C, ΔP + 15%)	–1636 (ΔT + 5°C, ΔP + 20%)

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 397

месячные значения температуры (°С) и их стандартные отклонения (межмодельный разброс), среднемесячное количество осадков (мм/сутки) и их стандартные отклонения – за 12 месяцев. Эти абсолютные значения температуры и осадков получены добавлением изменений соответствующих характеристик в ансамбле моделей к значениям для базового периода – 1981–2000 гг. Данные по температуре для этого периода взяты из работы (Rienecker et al., 2011), а по климатологии осадков – из работы (Xie, Arkin, 1998, updated).

Для построения базовой схемы современного вертикального распределения балансовых компонент ледниковых систем были использованы имеющиеся климатические данные, в основном середины и конца XX века. Период охвата мало отличается от принятого в модели базового периода (1960–1990 гг., вокруг 1975 г.) по сравнению с полученными в модели изменениями за последующие 80 лет. Наш базовый период приблизительно соответствует состоянию оледенения, отраженному в Каталоге ледников СССР, охватывая отчасти время, предшествовавшее его составлению.

Прогноз изменения оледенения Северо-Восточной Сибири был рассчитан отдельно для ледниковых систем Северного (111 км^2), Южного (82 км^2) массивов хребта Сунтар-Хаята, хребта Черского – Эрикит (7 км^2) и Буордах (63 км^2) в центральной его части, массива Терентях (28 км^2) на востоке (данные Каталога ледников СССР, 1977, 1981).

Для прогноза развития оледенения, во-первых, по данным Каталога ледников СССР в пределах высот оледенения (разность между высшей отметкой области аккумуляции C и низшей точкой области абляции A ледников в ледниковой системе) были построены базовые гипсографические кривые распределения площадей ледниковой поверхности с шагом в 200 метров по абсолютной высоте.

Во-вторых, для каждой ледниковой системы по данным имеющихся метеостанций для северовостока Сибири и Камчатки построены вертикальные профили аккумуляции и абляции. Помимо рядов метеопараметров станций использовались значения средних высот границы питания, взятых по каталогам или снятых с карт их полей (Кренке, 1982; Ананичева, Кренке, 2007).

Следующий этап – расчет абляции и построение соответствующих базовых кривых. В Северо-Восточной Сибири, где ледники чрезвычайно холодные, преобладает наложенное питание, и значительная часть талой воды повторно замерзает, а потом вновь тает на поверхности. В этом случае правомерно использование регионального варианта глобальной формулы связи абляции с летней температурой (Корейша, 1991):

$$A = 0.1(T_{\text{лет}} + 7.0)^3,$$

где A – абляция в г/см^2, $T_{\text{лет}}$ – средняя температура воздуха над поверхностью льда за июнь, июль и август.

В обоих случаях температура над поверхностью льда вычислялась по кривой летней температуры над безледной поверхностью по формуле Н. В. Давидович (1983).

Расчет профилей аккумуляции состоял в преобразовании вертикального распределения твердых осадков с помощью коэффициента концентрации. Доля твердых осадков для каждого месяца, а затем и в годовом выводе, определялась по методу Э. Г. Богдановой (Богданова, 1976). Затем, в зависимости от преобладающего морфологического типа ледников в ледниковой системе, вводился коэффициент концентрации (Кренке, 1982), учитывающий метелево-лавинный перенос снега или его снос со склонов.

Следующим этапом было построение прогнозных кривых $A_{\text{п}}$ и $C_{\text{п}}$ для климата 2040–2069 гг. на базе полученных кривых A и C для современного периода. Для расчета абляции было сделано допущение, что температурный сдвиг, данный в модели для узлов ячейки, в которой располагается ледниковая система, распространяется для всего ее диапазона высот. Если ледниковая система охватывалась несколькими ячейками, мы брали среднее значение сдвига, которое, как правило, не сильно различалось между ячейками. Абляция $A_{\text{п}}$ рассчитывалась по той же формуле, но температура была использована прогнозная), высотный температурный градиент полагался таким же, как в базовый период, поэтому за основу взяты градиенты температуры из работы М. М. Корейши (1991), а также из атласа (Аэроклиматический..., 1963). Для расчета аккумуляции на прогнозный

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 398

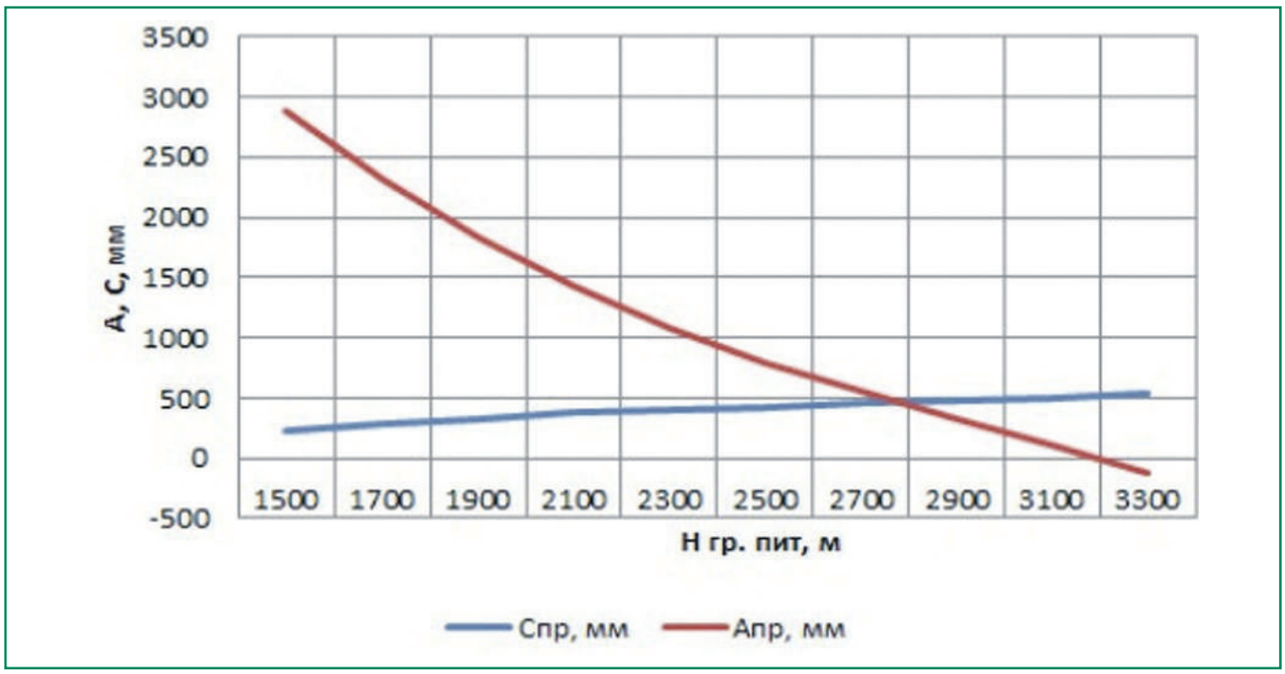


Рис. 4.2.21. Пример профиля абляции и аккумуляции (на прогнозный период) для района Северного массива гор Сунтар-Хаята.

период мы допустили, что высотный градиент осадков остался неизменным по сравнению с базовым периодом. В сценарии даны общие осадки (мм/сут), поэтому сначала мы рассчитали твердые осадки $P_{тв}$ по доле твердых осадков годовом количестве, полагая, что эта доля будет не сильно отличаться от той, что будет в прогнозный период.

В результате применения градиентов осадков, которые М. М. Корейша измерял до высот 2500 м, и данных в (Корейша, 1963) к прогнозному значению $P_{тв}$ на поверхности земли, были получены вертикальные кривые твердых осадков, а при умножении на коэффициент концентрации были рассчитаны $C_{п}$ для всех ледниковых систем на 2040–2069 гг. (см. пример профилей на рис. 4.2.21). Высотные отметки их пересечения с прогнозными кривыми $A_{п}$ приняты за искомую среднюю высоту границы питания для ледниковой системы – $H_{гп/п}$. В случаях ее смещения выше самой высокой точки области аккумуляции ледников ($H_{в}$) в системе, соответствующее оледенение должно исчезнуть. В остальных случаях принято, что после приспособления оледенения к новому климату в соответствии с методом определения этой высоты по Геферу (Калесник, 1963), высотный перепад между началом ледников и $H_{гп/п}$ равен высотному перепаду между $H_{гп/п}$ и концом ледника. Если допустить, что тоже правило верно для ледниковых систем в целом и их крупных частей, мы получим следующую формулу для высоты самой низкой отметки концов ледников ($H_{к}$):

$$H_{к} = H_{гп/п} - (H_{в} - H_{гп/п}) = 2H_{гп/п} - H_{н}.$$

Далее строились гипсографические кривые на сценарный временной срез 2040–2069 гг. Их нижняя точка совпадает с $H_{к}$, где площадь льда равна нулю, а высшая отметка оставлена неизменной. Распределение площади промежуточных ступеней по сравнению с базовыми изменялось пропорционально высоте от нуля до единицы с шагом в 200 м. Более подробно методика прогноза описана в (Ананичева, Кренке, 2007; Ananicheva et al., 2010).

Результаты оценки эволюции ледниковых систем Северо-Восточной Сибири представлены в табл. 4.2.12.

Как видно из таблицы, согласно примененному сценарию, наибольшее сокращение к указанному временному интервалу претерпят ледники

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 399

северного массива Сунтар-Хаята. Это вызвано достаточно высокой средней летней температурой (средняя взвешенная по площади, исходя из сценария +14.0 ± 0.5С°) и невысокими твердыми осадками (102 ± 5 мм) – на поверхности земли. Средняя температура для южной части Сунтар-Хаята +12.9 ± 0.5С° и твердые осадки 155 ± 5 мм. Действительно, южная часть гор принимает на себя больше осадков за счет циклонов с Охотского моря. И уже сейчас потепление более интенсивно в центральной части региона гор и котловин Северо-Восточной Сибири. При реконструкции состояния ледников Сунтар-Хаята в период оптимума голоцена (Давидович, Ананичева, 2007) мы получили близкий результат, что является фактором доверия к методике расчета и сценарию изменения климата в будущем.

Подъем $H_{гп}$ в северном массиве наибольший – 420 м, у остальных систем он колеблется от 250 до 280 м. Что касается высоты концов ледников, до которой они поднимутся к выбранному прогнозному периоду времени, то максимального значения она достигнет у ледниковой системы северного массива Сунтар-Хаята (более 2500 м), а площадь этого оледенения сократится от базового периода почти на 80%, и останется лишь 18% или 19.5 км^2. Остальные ледниковые системы сократятся максимум наполовину (массив Эрикит, хребет Черского), оледенения центральной части хребта Черского – массив Буордах и расположенный восточнее – массив Терехтях сохранят 74 и 76% своей площади. Абляция, равная аккумуляции на высоте $H_{гп}$, максимальна в серенном массиве Сунтар-Хаята (460 мм), минимальна в массиве Терехтях хребта Черского (400 мм). Она повсюду меньше, чем в базовый период, что связано с сокращением площади оледенения к периоду времени прогноза.

Таким образом, выбранный сценарий нового поколения, являющийся “среднемодельным”, адаптация сценария к горным условиям, а также разработанный подход оценки эволюции оледенения по наиболее надежным параметрам современного климата дают разумные результаты, которые подтверждаются независимыми оценками состояния оледенения по палео-сценариям на период оптимума голоцена.

4.2.4.3 Оценка изменений оледенения горного Алтая и массива Монгун-Тайга по сценарию RCP8.5.

Во всех расчетах прогнозирования состояния оледенения массива Монгун-Тайга под современными ледниками подразумевались ледники массива по состоянию на середину 1990-х гг.

В создании прогноза использован подход Ананичевой, Кренке, (2007) и модель Глазырина (1985) на основе данных станции Мугур-Аксы (1830 м). При одинаковых климатических изменениях возможны разные величины депрессии фирновой границы ($\Delta Z_ф$) при разном уровне энергии оледенения, отражающем не только климатические условия, но и морфологические особенности конкретных ледников.

Реализация предлагаемой модели подразумевает выполнение ряда очень важных предварительных расчетов. Во-первых, были выполнены

Таблица 4.2.12. Изменения основных характеристик ледниковых систем Северо-Восточной Азии к середине XXI века (2040-2069 гг.) по сравнению с базовым периодом (1960–1990 гг.)

Название ледниковой системы	Увеличение $H_{ГП}$ (с 1960–1990 гг. до 2040–2069 гг.), м	Высота ледников, м		Площадь оледенения, км^2, % от базового		Абляция-аккумуляция на $H_{ГП}$, мм	
		1960–1990	2040–2069	1960–1990	2040–2069	1960–1990	2040–2069
Черский-Эрикит	270	700	2300	7	3.3 (47)	710	450
Черский-Буордах	250	1640	1660	63	46.7 (74)	700	430
Черский-Терентях	280	1520	1850	28	21.3 (76)	720	400
Сунтар-Хаята, север	420	1080	2580	111	19.5 (18)	620	460
Сунтар-Хаята, юг	250	1110	2370	22	11.2 (51)	460	420

Примечание: $H_{ГП}$ – высота границы питания.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 400

расчеты средних температур воздуха на высотах фирновых границ современных ледников в июне, июле, августе и сентябре (т. е. для тех месяцев, когда на данных высотах возможно таяние). Вертикальный температурный градиент был принят равным 0.69°С/100 м. (Москаленко и др., 1993). Во-вторых, для дальнейших расчетов необходимо определить количество осадков на фирновых границах современных ледников. К сожалению, прямых наблюдений, фиксирующих годовые суммы атмосферных осадков в высокогорном поясе массива Монгун-Тайга, а тем более величин аккумуляции на ледниках, до сих пор не проводились. В качестве опорной величины, отражающей условия увлажнения в изучаемом регионе, нами взято современное среднее многолетнее количество атмосферных осадков на базовой метеостанции в поселке Мугур-Аксы – 160 мм. В основе оценки изменения количества осадков с высотой лежат параллельные наблюдения на разных высотных уровнях и на станции Мугур-Аксы. Кроме того, предполагается, что отношения годовых сумм осадков на определенных высотных уровнях и базовой метеостанции пропорциональны отношению соответствующих сумм осадков за период параллельных наблюдений. Абляция рассчитывалась по связи температуры на фирновой границе (высоте границы питания), аккумуляция – умножением твердых осадков на коэффициент концентрации.

Наша модель связи высоты фирновой границы с климатическими характеристиками содержит как известные, так и неизвестные параметры. В данном случае, неизвестной величиной является $\Delta Z_ф$, в качестве известных параметров выступают отношение количества осадков исследуемого периода к современному (P) (мы предполагаем, что абсолютные значения изменения количества осадков на разных высотных уровнях будут различны, поэтому более надежным методом будет использование относительных значений, полученных путем расчетов по современным значениям (1981–2000 гг.) и данным прогнозных сценариев) и отличие средней летней температуры от современной ΔT. Для определения размеров ледников необходимо также рассчитать положение их концов по полученным значениям депрессии фирновой границы. В пределах незначительного по площади узла оледенения усиливается влияние орографического фактора на величину депрессии фирновой границы, так как форма и ориентировка рельефа во многом определяют степень концентрации снега. В качестве такого параметра может выступать угол наклона склона, определяющий степень концентрации снега и динамическую активность ледников. С одной стороны, существует положительная корреляция между $\Delta Z_ф$ и углом наклона склона (a), с другой – отрицательная корреляция между изменением длины ледников (ΔL) и углом наклона склона, ибо при малых углах наклона склона (при прочих равных условиях) наблюдаются меньшие скорости движения и приток вещества в зону абляции, и языки ледников в этом случае быстро деградируют.

Степень связи существенно повышается, если рассматривать не отдельно связи депрессии фирновой границы и изменения длины ледников от угла наклона склона, а связь отношения $\Delta Z_ф/\Delta L$ с a. Для определения зависимости между этими параметрами мы использовали результаты реконструкции оледенения массива в малую ледниковую эпоху, при этом отношения $\Delta Z_ф/\Delta L$ сопоставлялись со средним уклоном поверхности ледника в малую ледниковую эпоху. Коэффициент корреляции оказался равен 0.82.

При малых коэффициентах концентрации ледники исследуемого района существуют за счет высокого гипсометрического положения. Напротив, некоторые реально исчезнувшие ледники по прогнозу должны были бы сохраняться – это ледники карового и висячего типа с коэффициентами концентрации 2.5–4.7 и относительно высокой энергией оледенения 2.5–3.4 мм/м. Причиной отмеченных несовпадений, вероятно, является несколько меньшие масштабы потепления по сравнению с прогнозом (за счет чего сохраняются высоко расположенные ледники с малой энергией оледенения) и пока реально отмечаемое уменьшение количества осадков вместо его прогнозного 20% роста (за счет чего исчезли некоторые малые ледники с высокой энергией оледенения).

При реализации сценария RCP8.5 в расчетах по группе моделей AH_31 в период 2028–2047 гг. сохранится лишь 21 ледник суммарной площадью 10.6 км^2, при этом произойдет перестройка всей структуры оледенения массива. Полностью исчез-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 401

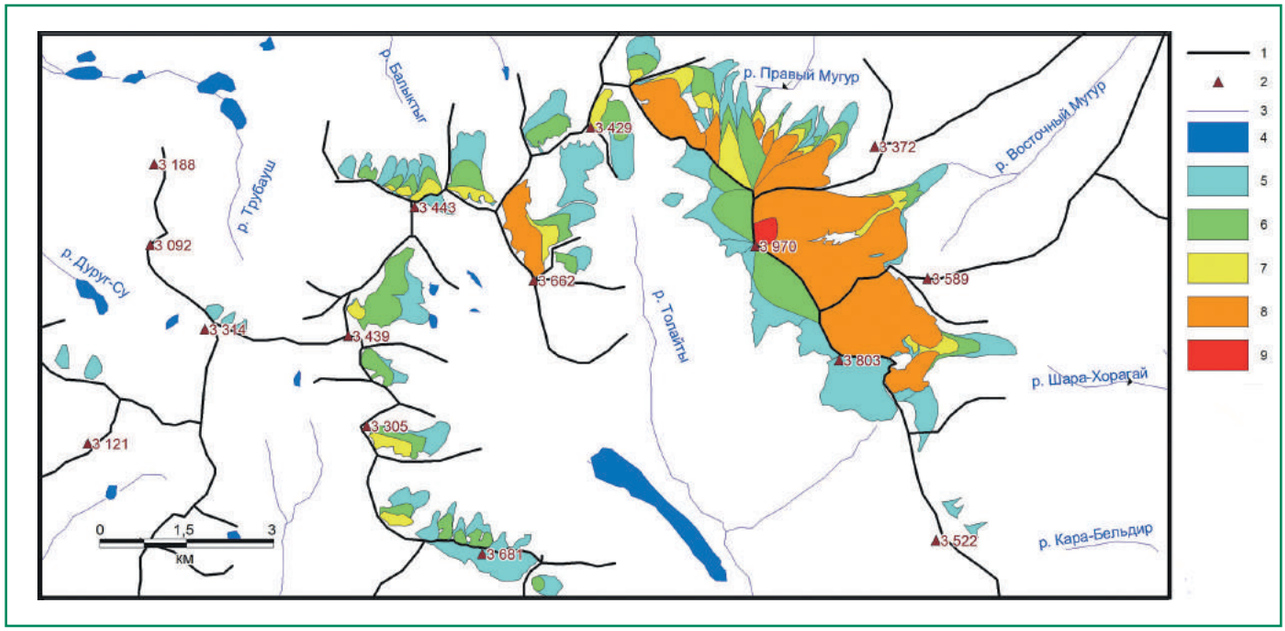


Рис. 4.2.22. Прогнозируемое сокращение ледников массива Монгун-Тайга согласно сценарию RCP8.5. 1 – водоразделы, 2 – вершины, 3 – реки, 4 – озера, 5 – сокращение оледенения массива с 1995 г. по 2011–2030 гг., 6 – сокращение оледенения с 2011–2030 гг. по 2028–2047 гг. 7 – сокращение оледенения с 2028–2047 гг. по 2041–2060 гг. 8 – сокращение оледенения с 2041–2060 гг. по 2080–2099 гг., 9 – ледники массива в 2080–2099 гг.

нет малый ледниковый комплекс на западе массива в бассейне р. Толайты, оледенения лишится юго-западный склон главной вершины массива. Деградация, в первую очередь, затронет маломощные ледники с низкой энергией оледенения – висячие, склоновые, плосковершинные. Вместе с потеплением и увлажнением исчезнут специфические черты оледенения массива как аридной и холодной территории – развитие ледников плоской вершины и склоновых ледников, совокупность которых можно назвать пассивным оледенением. Возрастет контрастность экспозиционного распределения ледников.

В период 2041–2060 гг. при дальнейшем изменении климата по усредненным расчетам с помощью АН_31 в условиях сценария RCP8.5 сохранится 11 ледников суммарной площадью 8.64 км^2, из них 10 – на северо-восточных и восточных склонах. Останется всего один ледник долинного типа – Восточный Мугур, причем его площадь составляла бы более 30% суммарного оледенения массива (рис. 4.2.22).

В период 2080–2099 гг. при условии изменения климата по сценарию RCP8.5 сохранится единственный ледник – Восточный Мугур, при этом подъем фирновой границы для него составит 560 м, а высотный диапазон зоны питания – всего 60 м.

4.2.4.4. Прогноз возможного изменения современного оледенения северного склона Большого Кавказа в 21-м веке

Северный склон охватывает территорию Большого Кавказа, расположенную к северу от Главного водораздела у истоков рек Кубань, Терек, Сулак, Самур и Кусарчай, в бассейнах которых расположено современное оледенение общей площадью 765 км^2, составляющее 68% от общей площади оледенения Большого Кавказа.

Учитывая дальнейшее изменение температуры воздуха и атмосферных осадков целесообразно оценить состояние и дальнейшее сокращение размеров современного оледенения на северном склоне Большого Кавказа в XXI столетии, которое продолжается уже несколько веков (Панов, 1993; Золотарев, 2009; Лурье, Панов, 2011). Оценка изменения современного оледенения выполнена на основе осредненных данных по температуре воз-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 402

духа и атмосферным осадкам, полученных ГГО с помощью АН_31 в условиях двух сценариев ("жесткого" – RCP8.5 и "мягкого" – RCP4.5) для трех периодов времени (2011–2030, 2041–2060 и 2080–2099 гг.) (Катцов, Говоркова, 2013). Были выполнены как среднегодовые расчеты, так и отдельно для каждого из четырех сезонов.

Средняя годовая температура воздуха за 2011–2099 гг. увеличится по сценарию RCP4.5 на 1.12–1.65°С, а по сценарию RCP8.5 – на 1.18–5.06°С. По сезонам года также произойдет повышение температуры воздуха, причем наиболее значительное – летом: по сценарию RCP4.5 на 1.41–2.02°С и по сценарию RCP8.5 – на 1.55–6.48°С, т. е. наибольшее увеличение температуры воздуха приходится на период абляции, наиболее неблагоприятной для режима ледников (табл. 4.2.13).

Годовое количество атмосферных осадков по мягкому сценарию RCP4.5 для всех трех периодов будет больше нормы на 2.54–3.85%. Для жесткого сценария RCP8.5 для периодов 2011–2030 и 2041–2060 гг. будет отмечаться увеличение осадков на 0.72–2.70%. Для периода 2080–2099 гг. оно будет меньше нормы на 1.81%. Атмосферные осадки будут весьма значительно различаться в условиях различных сценариев по сезонам и периодам. По мягкому сценарию только летом в 2011–2030 гг. и 2080–2099 гг. и осенью в 2041–2060 гг. осадки будут ниже нормы (–1.63–0.43%). В остальные сезоны и периоды они будут выше нормы весной на 4.50–7.73%, а зимой на 5.33–9.11% при наибольших величинах зимой в 2041–2060 гг. и весной в 2080–2099 гг. (табл. 4.2.14).

По жесткому сценарию наибольшее количество атмосферных осадков ожидается во все периоды, когда оно будет выше нормы на 7.58–13.82%. Весной во все периоды осадков будет выше нормы (3.17–4.04%), а осенью – только в 2011–2030 гг., в то время как в 2041–2099 гг. они будут ниже нормы (–3.15–5.48%). Летом во все три периода ко-

Таблица 4.2.13. Ожидаемое изменение температуры воздуха на территории северного склона Большого Кавказа и соответствующие стандартные отклонения (Std, °С) в 2011–2099 гг.

Период	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	°С	Std	°С	Std	°С	Std	°С	Std	°С	Std
Сценарий RCP4.5										
2011–2030	0.95	0.52	0.89	0.47	1.41	0.55	1.22	0.40	1.12	0.42
2041–2060	1.40	0.61	1.52	0.67	2.09	0.82	1.73	0.61	1.68	0.62
2080–2099	1.46	0.61	1.40	0.69	2.02	0.95	1.73	0.66	1.65	0.62
Сценарий RCP8.5										
2011–2030	0.95	0.53	0.98	0.58	1.55	0.57	1.27	0.36	1.18	0.43
2041–2060	2.03	0.75	2.25	0.61	3.45	0.87	2.84	0.72	2.64	0.67
2080–2099	4.19	1.01	4.33	0.95	6.48	1.49	5.25	1.13	5.06	1.02

Таблица 4.2.14. Изменение атмосферных осадков на территории северного склона Большого Кавказа и соответствующие стандартные отклонения (Std, %) в 2011–2099 гг.

Период	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	%	Std	%	Std	%	Std	%	Std	%	Std
Сценарий RCP4.5										
2011–2030	5.33	6.93	4.50	4.61	–1.63	8.24	0.41	9.65	2.54	3.57
2041–2060	9.11	7.95	5.93	8.14	2.70	11.00	–0.43	8.39	3.44	5.11
2080–2099	6.10	6.56	7.73	6.69	–1.63	13.76	1.38	9.57	3.85	4.63
Сценарий RCP8.5										
2011–2030	7.58	8.42	3.49	5.51	–3.04	8.16	2.31	7.84	2.70	4.33
2041–2060	9.86	8.20	4.04	9.58	–11.53	12.48	–3.15	11.66	0.72	6.52
2080–2099	13.82	14.13	3.17	13.45	–24.77	18.12	–5.48	15.49	–1.81	9.72

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 403

Таблица 4.2.15. Площадь оледенения северного склона Большого Кавказа на 1895–2099 гг.

Год	Площадь оледенения, км²	Год	Площадь оледенения, км²	Год	Площадь оледенения, км²
1895	1614	2011	765	2099	210/115
1970	977	2030	615/610		
2000	854	2060	405/375		

Примечание. 1) Площадь оледенения приведена: а) на 1895, 1970, 2000 гг. по картометрическому методу; б) на 2011 г. – получена по уравнению с использованием наблюденных метеорологических данных; в) на 2030, 2060 и 2099 гг. – получена по уравнению с использованием прогнозных метеорологических данных, средних по группе из 31 модели CMIP5. 2) для 2030, 2060 и 2099 гг. площади оледенения приведены для сценариев: RCP4.5/RCP8.5.

Таблица 4.2.16. Возможное уменьшение площади современного оледенения северного склона Большого Кавказа за 2011–2099 гг.

Годы	Сценарий RCP4.5		Сценарий RCP8.5	
	общее уменьшение площади, км²	сокращение в год, км²	общее уменьшение площади, км²	сокращение в год, км²
2011–2030	150	7.9	155	8.2
2030–2060	210	7.0	235	7.8
2060–2099	195	5.0	260	6.7
Итого	555	6.3	650	7.4
Площадь оледенения на 2099 г.	210	–	115	–

личество атмосферных осадков по жесткому сценарию будет ниже нормы на 3.04–24.77%.

Таким образом, количество атмосферных осадков по обоим сценариям и за все периоды будет в целом незначительно выше нормы, причем более значительно в период аккумуляции (зимой и весной), в то время как в период абляции (летом) оно в большем числе периодов будет ниже нормы, особенно в 2041–2099 гг. по сценарию RCP8.5.

В целом изменение температуры воздуха и атмосферных осадков во все периоды неблагоприятно для современного оледенения, поскольку оно приведет к повышению высоты снеговой линии, увеличению отрицательного баланса массы ледников и продолжению сокращения площади современного оледенения, которое, однако, не может сокращаться до полного исчезновения ледников на всем Большом Кавказе. В то же время необходимо отметить, что скорость сокращения размеров современного оледенения в последние столетия уменьшается и его размеры в центральном районе приближаются к соответствию современным климатическим условиям. В западной и восточной частях региона происходит исчезновение ледников, поскольку современные климатические условия и тем более с учетом потепления не могут обеспечить их положительный баланс и соответственно ледники в этих районах исчезнут уже в течение второй половины 21-го столетия.

Современное оледенение в настоящее время имеет отрицательный баланс массы, в связи с чем размеры его в течение длительного периода уменьшаются и за 1895–2011 гг. площадь его сократилась с 1614 км² в 1895 г. до 765 км² в 2011 г., т. е. на 849 км², или на 52.6%. Уменьшение площади оледенения в 1895–2011 гг. было неравномерным, наиболее интенсивное оно было в 1895–1970 гг., когда площадь оледенения сокращалась со скоростью 8.5 км²/год. Также значительно сокращалась площадь оледенения в 2000–2011 гг., когда за 11 лет она уменьшилась на 89 км² (8.1 км²/год). Наименьшая величина уменьшения площади отмечена в 1970–2000 гг. – 4.1 км²/год (Панов, 1993; Лурье, 2002; Лурье, Панов, 2011) (табл. 4.2.15).

Оценка возможного изменения площади современного оледенения в 2011–2099 гг. произведена по зависимости его изменения от температуры возду-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 404

ха за период абляции, количества атмосферных осадков за период аккумуляции (обе величины на уровне фирновой линии) и площади оледенения на начальный период расчета (Панов, 1993). Результаты расчетов приведены в табл. 4.2.15, 4.2.16.

Расчеты изменения площади оледенения за 2011–2099 гг. приведены для трех периодов, а также для сценариев RCP4.5 и RCP8.5. За 2011–2099 гг. по мягкому сценарию RCP4.5 оледенение уменьшится на 555 км^2, а по жесткому –RCP8.5 – на 650 км^2, или соответственно на 72.5 и 85.0% от площади оледенения в 2011 г.

Средняя годовая скорость сокращения оледенения за 2011–2099 гг. по сценарию RCP4.5 составит 6.3 км^2/год при наименьшей скорости сокращения оледенения 5.0 км^2/год (2060–2099 гг.) и наибольшей скорости сокращения оледенения 7.9 км^2/год (2011–2030 гг.). По сценарию RCP8.5 средняя годовая скорость уменьшения площади оледенения за весь период составит 7.4 км^2/год, т. е. больше, чем по сценарию RCP4.5 на 17.5%. Наименьшая скорость уменьшения площади оледенения по сценарию RCP8.5 будет равна 6.7 км^2/год (2060–2099 гг.), а наибольшая – 7.8 км^2/год (2030–2060 гг.).

К 2099 гг. площадь оледенения на северном склоне Большого Кавказа по мягкому сценарию (RCP4.5) будет равна 210 км^2, а по жесткому (RCP8.5) – 115 км^2. Оледенение на северном склоне Большого Кавказа в это время будет сосредоточено в центральной части Главного хребта на высотах более 3500–3800 м.

Одновременно с уменьшением площади оледенения (по обоим сценариям) в рассматриваемом регионе в первой половине 21-го столетия будет происходить исчезновение каровых и висячих ледников, распадение долинных ледников и отчленение притоков от сложных долинных ледников. В целом в это время произойдет сокращение числа ледников в западной и восточной частях региона, а в центральной части их число может даже незначительно увеличиться при уменьшении средней площади наиболее значительных ледников до 2.0 км^2.

Во второй половине 21-го века в западной и восточной частях региона исчезнут практически все ледники; исключение могут составить только каровые, расположенные на высотах более 3800 м. В центральной части региона произойдет исчезновение карово-долинных, долинных и сложных долинных ледников. Останутся только каровые и висячие ледники, расположенные на высотах более 3500–3800 м и в значительной степени закрытые мощным чехлом поверхностной морены. Размеры отдельных ледников к концу 21-го столетия в центральной части региона не будут превышать 1.0 км^2. В депрессии вдоль Главного хребта возможно образование каменных глетчеров со значительным ледяным ядром.

Баланс массы оледенения региона на конец XX – начало XXI века отрицательный (Кренке, 1982; Панов, 1993), но в отдельные годы у некоторых ледников он может быть как отрицательным, так и положительным (Панов, 1993; Дюргеров, Поповнин, 1997; Рототаева и др., 2003; Рототаева и др., 2009; Лурье, Панов, 2011). В связи с потеплением климата баланс массы оледенения северного склона Большого Кавказа в результате сокращения площади оледенения будет весьма значительно меняться и определяться не столько изменением климата, а в основном изменением высотного положения областей абляции и аккумуляции. Наиболее значительно в результате деградации оледенения уменьшится площадь области абляции и ее вертикальное положение. Так, за 2011–2060 гг. по сценарию RCP4.5 площадь оледенения сократиться на 47%, а высота области абляции изменится от 2930–3450 м в 2011 г. до 3650–3700 м в 2060 г. Величина абляции за этот период в результате повышения температуры воздуха и увеличения высотного положения области абляции сократится на 30–40%. К 2099 г. оледенение будет полностью находится в области аккумуляции, т. е. соответствовать климатическим условиям на 2099 г. и дальнейшее его сокращение прекратиться, если и дальше не будет происходить потепление климата.

В связи с уменьшением площади оледенения к 2099 году ледниковый сток в регионе сократится на 1.1 км^3/год по мягкому (RCP4.5) и на 1.5 км^3/год по жесткому (RCP8.5) сценариям, т. е. уменьшится соответственно на 74 и 80% от величины ледникового стока на 2011 г. При этом в западной и восточной частях региона ледниковый сток будет отсутствовать.

Приведенный выше прогноз изменения современного оледенения северного склона Большого Кавказа на 2011–2099 гг. значительно отличается

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 405

от ранее опубликованных на 2000–2050 гг. (Панов, 1993; Лурье, 2002; Оценочный доклад…, 2008; Лурье, Панов, 2011). Связано это с применением для расчетов различных климатических моделей: палеоклиматической, GFDL, CMIP3, CMIP5, по которым температура воздуха увеличивается к 2050 г. на 2.4–3.2°С в период абляции, а количество атмосферных осадков за период аккумуляции – на 4.5–23%. В связи с этим по расчетам с помощью группы моделей AH_31 (CMIP5) площадь оледенения уменьшится на 26–32% больше, чем по предыдущим прогностическим расчетам

4.2.5. Заключение

Из изложенного следует, что после составления Каталога ледников СССР, опиравшегося на аэрофотосъемки и полевые работы 1950-х и 1960-х гг., все ледниковые системы России испытывали сокращение размеров оледенения происходило вследствие его несоответствия современным климатическим условиям, а со 2-й половины XX ст. увеличилось в связи с потеплением климата. Чувствительность к нему баланса массы ледников составляла в разных ледниковых системах от –200 до –400 мм на 1°С. В большинстве регионов твердые осадки также увеличились, но их изменение меняло знак от года к году, и средняя чувствительность менялась по регионам в пределах 5–15 мм на 1% роста осадков. Это намного меньше отрицательной чувствительности к повышению температуры. Исключениями являются высокие кары с низкой температурой и большой концентрацией лавинного и метелевого снега и холодные высокие вершинные поверхности ледниковых куполов. В последнем случае растут уклоны и, при достижении льдом моря, расход на айсберги.

За последние полстолетия оледенение арктических островов России сократилось более чем на 720 км^2, а его объем примерно на 250 км^3 или на 1.5%. В XXI столетии сокращение ускорилось и наряду с этим уменьшилось протяжение ледяных берегов, но возрос расход на айсберги и их размер. Это увеличило опасность добычи нефти и газа на шельфе, а также привело к возрастанию рисков судоходства.

По умеренному сценарию антропогенного воздействия на климат Земли – RCP4.5 – такой тренд сохранится примерно до 2060 г., после чего из-за сокращения длины берегов, продуцирующих айсберги, количество айсбергов начнет уменьшаться. Кроме того, уже сейчас началось уменьшение морских льдов, а это приведет (и уже приводит) к увеличению влияния Северного Ледовитого океана на климат, к появлению новых, арктических центров формирования воздушных масс.

В качестве рекомендации необходимо обратить особое внимание на широкие возможности и необходимость дальнейшего комплексного дистанционного мониторинга за состоянием оледенения архипелагов с использованием спутниковой альтиметрии, гравиметрии, рефлектометрии в видимом, ИК и радиодиапазонах.

В российской субарктике устойчивее всего сокращается оледенение в ее западной и центральной частях, находящихся исключительно под влиянием атлантических воздушных масс. Ледники Кольского полуострова и Ямала исчезли еще до составления Каталога ледников СССР. К настоящему времени растаяли также ледники гор Путорана вблизи Норильска. Их площадь в Каталоге ледников была всего 2 км^2. Ледники Полярного Урала и Таймыра (горы Бырранга) после 1960-х гг. уже потеряли четверть своей площади в первую очередь за счет своих долинных частей и при реализации существующих климатических моделей вовсе исчезнут в середине 21-го века.

Сравнительно недавними исследованиями обнаружено довольно обширное оледенение на востоке сибирской Субарктики. Здесь в горах Сунтар-Хаята, Черского и на Меныпильгынском хребте по космическим снимкам 2008–2012 гг. было обнаружено 626 ледников площадью около 370 км^2. Эти ледники заметно отступили с 1960-х гг., но не исчезли за счет питания не столько атлантических, сколько тихоокеанских циклонов. С конца 20-го века оледенение Черского сократилось на ~ 30%, ледники гор Сунтар-Хаята, находящееся дальше от Атлантического океана, только на ~ 20%. Тихоокеанское питание преобладает также на ледниках Корякского нагорья, точные пределы распространения его не ясны, но оценены нами по космическим снимкам в 373 км^2 (237 ледников).

Целиком за счет Тихого океана – Берингова и Охотского морей питаются ледники Камчатки. Основная часть оледенения приходится на Средин-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 406

ный хребет. Ледники там обследованы в последние годы. Они спускаются в обе стороны от хребта между потухшими вулканами и также сокращаются – с 1950 по 2012 гг. от 348 до 290 км^2 (на 16%).

Судя по изложенному, оледенения севера Сибири и Дальнего Востока принадлежат Атлантической и Тихоокеанской глобальным провинциям. Ко второй относятся Камчатка, Чукотка, восток хребта Черского, юг и восток хребта Сунтар-Хаята, Корякское нагорье и, наконец, юг и восток хребта Кодар. Ледники остальных районов питаются преимущественно осадками из Атлантики и отчасти из морей центральной Арктики.

Оледенение гор на юге России сократилось больше, чем в Арктике и Сибири. По сравнению с состоянием на середину XX века оно уменьшилось примерно на 40% на Кавказе, на 20% на Алтае и не менее чем на 30% – в Саянах. Это очевидно обусловлено частыми вторжениями теплых воздушных масс с юга.

По большинству климатических модельных расчетов можно ожидать тех же тенденций и до середины или даже конца XXI века. Одним из практических последствий будет уменьшение ледникового стока, который составлял в конце XX века 1.9 км^3 в год для Российской части Кавказа и 1.4 км^3 в год для Российской части Алтая (Кренке, 1982).

4.2.6. Литература

Алешков А. Н., 1935. Гора Сабля и ее ледники, Труды ледниковых экспедиций, вып. 4, Л., ЦУЕГМС, с. 56–74.

Ананичева М. Д., Давидович Н. В., Мерсье Ж.-Л., 2003. Изменения климата Северо-востока Сибири за последнее столетие и отступание ледников Сунтар-Хаята, Материалы гляциологических исследований, вып. 94, с. 216–225.

Ананичева М. Д., Капустин Г. А., Корейша М. М., 2006. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг., Материалы гляциологических исследований, вып. 101, с. 163–169.

Ананичева М. Д, Кренке А. Н., 2007. Гляциологический прогноз. Горное оледенение (на примере Северо-Востока России и Камчатки), в кн: Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем, М., Наука, с. 277–293.

Ананичева М. Д., Кренке А. Н., 2008. Эволюция полей гляциологических характеристик ледниковых систем северо-востока Сибири, в сб.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы, т. 3, ч. 2, Природные процессы в полярных областях Земли, В.М. Котляков (ред.), М., ИГ РАН, ИФЗ РАН, с. 125–133

Ананичева М. Д., Капустин Г. А., 2010. Оценка изменений ледников гор Быранга по космическим снимкам и Каталогу ледников СССР, Лед и Снег, № 3 (111), с. 19–24.

Ананичева М. Д., 2012. Современное состояние ледников Корякского нагорья и оценка их эволюции к середине текущего столетия, Лед и Снег, №1 (117), с. 15–24.

Ананичева М. Д., 2013. Оценка площади, высоты и высоты границы питания для ледников северо-востока России по космическим снимкам начала XXI века, Лед и Снег, (в печати).

Архипов С. М., Михаленко В. Н., Кунахович М. Г., Томпсон Л. Г., Загороднов В. С., Хендерсон К. А., 2002. Условия аккумуляции и льдообразования на ледниковом куполе Ветреный в 1975–1997 гг. (о. Греэм-Белл, Земля Франца-Иосифа), Материалы гляциологических исследований, вып. 93, с. 17–24.

Аэроклиматический атлас Северного полушария, 1963. Л., Гидрометеоиздат, ISBN 5-0671179-А

Богданова Э. Г., 1976. Способ расчета доли твердых, жидких и смешанных осадков в их месячной норме, Материалы гляциологических исследований, вып. 26, с. 202–207.

Виноградов В. Н., 1982. Динамика современного оледенения и взаимодействие с вулканизмом, Отчет Института вулканологии АН СССР, Петропавловск-Камчатский, 333 с.

Виноградов В. Н., Огородов Н. В., 1966. Вулканы и ледники северной части Срединного хребта, Вопросы географии Камчатки, вып. 4, с. 70–85.

Войтковский К. Ф., 1999. Реакция горных ледников на изменение климата, Материалы гляциологических исследований, вып. 86, с. 128–132.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 407

Галанин А. А., 2005. Каменные глетчеры – особый тип современного горного оледенения северо-востока Азии, Вестник ДВО РАН, № 5, с. 59–70.

Ганюшкин Д. А., Москаленко И. Г., Чистяков К. В., 2010. Колебания ледников массива Монгун-Тайга после максимума малой ледниковой эпохи, Лед и Снег, № 3 (111), с. 5–12.

Глазовский А. Ф., Носенко Г. А., Цветков Д. Г., 2005. Ледники Урала: современное состояние и перспективы, Материалы гляциологических исследований, вып. 98, с. 207–214.

Глазовский А. Ф., Мачерет Ю. Я., 2006. Раздел 3.1. Евразийская Арктика. Глава 3. Климатически обусловленные колебания ледников во второй половине XX в., в кн.: Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху, В. М. Котляков (ред.), М., Наука, с. 97–114.

Глазырин Г. Е., 1985. Распределение и режим горных ледников, Л., Гидрометеоиздат, 181 с.

Гросвальд М. Г., Кренке А. Н., Виноградов О. Н., Маркин В. А., Псарева Т. В., Разумейко Н. Г., Суходровский В. Л., 1973. Оледенение Земли Франца-Иосифа, М., Наука, 352 с.

Давидович Н. В., 1983. Охлаждающее воздействие горных ледников умеренных широт, Известия АН СССР, сер. геогр., № 5, с. 74–82.

Давидович Н. В., Ананичева М. Д., 2007. Оледенение горно-ледниковых стран Северной Евразии в период климатического оптимума голоцена, в кн: Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем, М., Наука, с. 178–224.

Долгушин Л. Д., 1960. Ледники Урала и некоторые особенности их эволюции, в кн.: Вопросы физической географии Урала, с. 33–60.

Дюргеров М. Б., Поповнин В. В., 1997. Реконструкция баланса массы, пространственного положения и жидкого стока ледника Джанкуат со второй половины XIX в., Материалы гляциологических исследований, вып. 83. с. 146–153.

Золотарев Е. А., Поповнин В. В., 2003. О реакции ледника Джанкуат на изменения климата, Материалы гляциологических исследований, вып. 95, с. 107–110.

Золотарев Е. А., 2009. Эволюция оледенения Эльбруса, М., Научный мир, 238 с.

Золотарев Е. А., Харьковец Г. Г., 2012. Эволюция оледенения Эльбруса после малого ледникового периода, Лед и Снег, № 2 (118), с. 15–22.

Калесник С. В., 1963. Очерки гляциологии, М., Учпедгиз, 182 с.

Калужинова Н. Л., 2004. Баланс массы оледенения Земли Франца-Иосифа: анализ исследований прошлых лет и расчет по новым данным, Материалы гляциологических исследований, вып. 96, с. 207–213.

Каталог ледников СССР, 1968. т. 20, Камчатка, ч. 2–4, Л., Гидрометиздат, 76 с.

Каталог ледников СССР, 1972. т. 17 Ленско-Индигирский район, вып. 2 (Средняя Лена), ч. 1, Бассейны рек Чары и Витима, хребет Кодар, Л., Гидрометеоиздат, с. 9–23.

Каталог ледников СССР, 1977. т. 17, вып. 3, ч. 1; вып. 7, ч. 3; т. 19, ч. 3. Хребет Сунтар-Хаята, Л., Гидрометеоиздат, 68 с.

Каталог ледников СССР, 1978а. т. 15. Алтай и Западная Сибирь, вып. 1. Алтай и Верхний Иртыш, ч. 1–8, Л., Гидрометеоиздат, 79 с.

Каталог ледников СССР, 1978б. т. 15. Алтай и Западная Сибирь, вып. 1, ч. 8. Бассейны р. Моген-Бурен. Каргы, Л., Гидрометеоиздат, 79 с.

Каталог ледников СССР, 1981. т. 19, ч. 4. Хребет Черского, Л., Гидрометеоиздат, 73 с.

Каталог ледников СССР, 1982. т. 20, ч. 1. Корякское нагорье, Л., Гидрометеоиздат, с. 26–65.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 569, с. 76–98.

Кононова Н. К., 2009. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б. Л. Дзердзеевскому, А. Б. Шмакин (ред.). М., Воентехиниздат, 372 с.

Корейша М. М., 1963. Современное оледенение хребта Сунтар-Хаята, Результаты исследований по программе МГГ. Гляциология, № 11. Москва. 98 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 408

Корейша М. М., 1991. Оледенение Верхоянско–Колымской области, Результаты исследований по международным геофизическим проектам, М., 141 с.

Кренке А. Н., Чернова Л. П., 1980. Ледниковые системы Северо-востока СССР, Известия РАН, сер. геогр., № 1, с. 17–33.

Кренке А. Н., 1982. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР, Л., Гидрометеоиздат, 288 с.

Лурье П. М., 2002. Водные ресурсы и водный баланс Кавказа, Л., Гидрометеоиздат, 506 с.

Лурье П. М, Панов В. Д., 2011. Современное состояние оледенения северного склона Большого Кавказа и его изменение в середине XXI столетия, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIV, с. 228–240.

Михаленко В. Н., Томпсон Л., Хендерсон К., Дэвис М., Лин П.-Н., Дай Д., 1996. Исследования керна льда острова Греэм-Белл, Земля Франца-Иосифа, Материалы гляциологических исследований, вып. 80, с. 243–247.

Москаленко И. Г, Селиверстов Ю. П., Чистяков К. В., 1993. Горный массив Монгун-Тайга (Внутренняя Азия). Опыт эколого-географической характеристики, СПб., Изд-во РГО, 94 с.

Муравьев А. Я., Носенко Г. А., 2013. Оценка изменения оледенения северной части Срединного хребта (Камчатка) во второй половине XX века по материалам космических съемок и историческим данным, Лед и Снег, № 2 (122), с. 5–12.

Никитин С. А., 2009. Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики, Материалы гляциологических исследований, вып. 107, с. 97–125

Осипов Э. Ю., Осипова О. П., Голобокова Л. П., 2012. Оценка современного состояния южного Сыгыктинского ледника – одного из крупнейших ледников хр. Кодар. Лед и Снег, № 2 (110), с. 51–58.

Осипова О. П., 2011. Количественная оценка интенсивности атмосферной циркуляции на юге Восточной Сибири, География и природные ресурсы, № 1, с. 154–158.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. т. 2, Последствия изменения климата, М., Росгидромет, 288 с.

Панов В. Д., 1993. Эволюция современного оледенения Кавказа, СПб., Гидрометеоиздат, 431 с.

Панов В. Д., Лурье П. М., Ильичев Ю. Г., 2010. Состояние современного оледенения северного склона Большого Кавказа на начало XXI столетия, Устойчивое развитие горных территорий, № 3(5), с. 69–74.

Пластинин Л. А., 1998. Дистанционно-картографическое изучение нивально-гляциальных комплексов горных районов Сибири (морфология и динамика ледников, снежников и наледей хребта Кодар в Забайкалье), Иркутск, Изд-во. ИрГТУ, 142 с.

Преображенский В. С., 1960. Кодарский ледниковый район (Забайкалье), IX раздел программы МГГ (гляциология), Г. А. Авсюк (ред.). № 4, Изд-во АН СССР, 74 с.

Рототаева О. В., Носенко Г. А., Хмелевский И. Ф., Тарасова Л. Н., 2003. Балансовое состояние ледника Гарабаши (Эльбрус) в 80-х и 90-х годах XX столетия, Материалы гляциологических исследований, вып. 95, с. 11–121.

Рототаева, О. В. Носенко Г. А., Хмелевской И. Ф. 2009. Изменчивость факторов, определяющих динамику ледников Эльбруса. МГИ, вып. 107. С. 57–66.

Сарана В. А., 2008. Гляциологические заметки по экспедиции на Восточный Таймыр в 2007 г., Новости МПГ 2007/08, № 14, с. 10–11.

Седов Р. В., 2001. Каталог ледников Северо-Восточной части Корякского нагорья: т. 19. Северо-Восток, ч. 1. Мейныпильгынский хребет, Д. Г. Цветков (ред.), Материалы гляциологических исследований, вып. 91, с. 195–224.

Селиверстов Ю. П., Москаленко И. Г., Новиков С. А., 1997. Современное оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) и ороклиматические условия его существования, Материалы гляциологических исследований, вып. 82, с. 33–42.

Сыромятина М. В., Москаленко И. Г., Чистяков К. В., 2008. Пространственные закономерности изменения климата на Алтае, Известия РГО, т. 140, вып. 6, с. 25–33.

Троицкий Л. С. , Ходаков В. Г. , Михалев В. И., Гуськов А. С., Лебедева И. М., Адаменко В. Н,

OD-2-1-3n 12/15/14 3:58 PM Page 409

Живкович Л. А. 1966. Оледенение Урала, М., Наука, 355 с.

Шмакин А. Б., 2010. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия, Лед и Снег, № 1 (117), с. 43–57.

Ananicheva M. D., Krenke A. N., Barry R. G., 2010. The Northeast Asia mountain glaciers in the near future by AOGCM scenarios. The Cryosphere, no. 4, pp. 435–445.

Bushueva I. S., Sharov A. I., 2008. Franz Josef Land Region: Glacier changes in 1950–2000s, map 1 : 50 000 scale, Joanneum Research.

Diffenbaugh N. S., Field C. B., 2013. Changes in Ecologically Critical Terrestrial Climate Conditions, Science, vol. 341, pp. 486–492.

Jacob, T., Wahr J., Pfeffer W. T., Swenson S., 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise, Nature, vol. 482, no. 7386, pp. 514–518. doi:10 1038/nature10847

Kotlyakov V. M., Zi-chu X., Shu-hong W., Wang X., Khromova T. Y., Nosenko G. A., 2012. Changing of the Altai glacier system since the mid-twentieth century and its response to the climate warming in future, Ice and Snow, no. 3 (119), pp. 17–24.

Moholdt G., Heid T., Benham T., Dowdeswell J. A., 2012a. Dynamic instability of marine-terminating glacier basins of Academy of Sciences Ice Cap, Russian High Arctic, Annals of Glaciology, vol. 53, no. 60, pp. 193–201. doi:10.3189/2012AoG60A117

Moholdt G., Wouters B., Gardner A.S., 2012б. Recent mass changes of glaciers in the Russian High Arctic, Geophysical Research Letters, vol. 39, L10502. doi:10.1029/2012GL051466

Nosenko G., Tsvetkov D., 2003. Assessment of glaciers change on Polar Urals from ASTER imagery, Glaciological Data, NSIDC, Report GD-32, pp. 80–82.

Oerlemans J., 2005. Extracting a Climate Signal from 169 Glacier Records, Science, vol. 308, No. 675, pp. 675–677.

Rienecker M. M., Suarez M. J. R., Gelaro R., Todling J., Bacmeister E. et al., 2011. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, J. Climate, vol. 24, pp. 3624–3648.

Shahgedanova M., Nosenko G., Khromova T., Muraveyev A., 2010. Glacier shrinkage and climatic change in the Russian Altai from the mid-20th century: An assessment using remote sensing and PRECIS regional climate model, Journal of Geophysical Research: Atmospheres, vol. 115, no. D16. doi: 10.1029/2009JD012976

Shahgedanova M., Nosenko G., Bushueva I., Ivanov M., 2012. Changes in area and geodetic mass balance of small glaciers, Polar Urals, Russia 1950–2008, Journal of Glaciology, vol. 58, no. 211, pp. 953–964.

Sharov A., 2004. Studying changes of ice coasts in the European Arctic, Geo-Marine Letters, vol. 25, no. 2–3, pp. 153–166. doi:10.1007/s00367-004-0197-7.

Sharp M., Wolken G., 2009. Glaciers outside Greenland, Arctic Report Card, pp. 35. http://www.arctic.noaa.gov/reportcard

Sharp M., Wolken G., 2010. Glaciers outside Greenland, Arctic Report Card, pp. 48. http://www.arctic.noaa.gov/reportcard

Sharp M., Wolken G., 2011. Glaciers and ice caps (outside Greenland), Arctic Report Card, pp. 110–116. http://www.arctic.noaa.gov/reportcard

Smith L. C., Yongwei Sheng, Forster R. R., Steffen K., Frey K. E., Alsdorf D. E., 2003. Melting of small Arctic ice caps observed from ERS scatterometer time series, Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 20 doi:10.1029/2003GL017641

Solomina O. N., 2000. Retreat of mountain glaciers of northern Eurasia since the Little Ice Age maximum, Annals of Glaciology, vol. 31, pp. 26–30.

Stokes, C. R., Shahgedanova M., Evans I. S., Popovnin V. V., 2013. Accelerated loss of alpine glaciers in the Kodar Mountains, south-eastern Siberia, Global and Planetary Change, vol. 101, pp. 82–96.

Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies, **2007.** IPCC Expert Meeting Report, 19–21 September, 2007, Noordwijkerhout, The Netherlands. http://www.ipcc.ch/ipccreports/supporting-material.htm

Xie P., Arkin P. A., 1998. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing-longwave radiation, Journal of Climate, vol. 11, no. 2, pp. 137–164. doi: 10.1175/1520-0442(1998)011<0137:GMPEFS>2.0.CO;2.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 410

ГЛАВА 4.3. МНОГОЛЕТНЯЯ МЕРЗЛОТА

Г. В. Малкова

А. А. Губарьков, Д. С. Дроздов, М. О. Лейбман, А. В. Хомутов, А. Б. Шерстюков

4.3.1. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

В первом оценочном докладе (Оценочный доклад..., 2008) (ОД_РФ-1) в сжатой форме были изложены представления о континентальной мерзлоте (включая оледенение островов и горное оледенение), ее изменениях по данным наблюдений, были даны перспективные оценки возможных изменений состояния криолитозоны. Поскольку разделы готовились к печати в 2007–2008 гг., то результаты и выводы опирались на исследования в данной области, проводимые в конце XX века и первом пятилетии XXI века. Благодаря совместным усилиям российских и зарубежных ученых, за прошедшие с выхода ОД_РФ-1 пять лет был накоплен огромный фактический материал, значительно расширилась география исследований, появились новые площадки мониторинга, удалось восстановить и продолжить наблюдения на законсервированных стационарах. В условиях продолжающего потепления климата получены современные данные о состоянии и динамике мерзлоты в различных регионах и криогенных ландшафтах. В тексте главы, опираясь на важнейшие основы геокриологии, проанализированы новейшие научные результаты ведущих специалистов России и мира. К написанию главы были привлечены специалисты геокриологи и географы, которые на протяжении нескольких десятилетий проводят свои исследования в криолитозоне, а также молодые специалисты, связавшие свою деятельность с зоной вечной мерзлоты. В отличие от ОД_РФ-1, значительно расширен материал, касающийся результатов мониторинга температурного режима и глубины сезонного протаивания пород. Приводится глубокий анализ результатов мониторинга криогенных процессов, отсутствующий в ОД_РФ-1. При рассмотрении опасных криогенных процессов акцент сделан на роль климатических изменений, влияющих на распространение и динамику процессов. Прогнозные оценки изменения различных параметров криолитозоны рассмотрены для периода до конца XXI века с использованием современных математических методов и на основе климатических сценариев и моделей нового поколения. Многолетняя мерзлота рассматривается как криогенный ресурс современной экономики, который подлежит всестороннему изучению, использованию и охране.

4.3.2. Общие представления о многолетней мерзлоте

“Многолетняя мерзлота” – криолитозона представляет собой верхнюю часть литосферы с отрицательной температурой пород. Криолитозона охватывает около 35 млн км^2 (т. е. 25% всей суши), из них 21 млн км^2 приходится на территорию северного полушария, в том числе 11 млн км^2 – на Российскую Федерацию (Геокриологический…, 2003). В криолитозоне наблюдается тесное взаимодействие многих компонентов – это, лед, минеральные и органические грунты и почвы, газы, льдистые газогидраты, вода свободная и связанная, пресная и минерализованная, микроорганизмы и бактерии. В зависимости от сочетания перечисленных компонентов в криолитозоне выделяются мерзлые, морозные и охлажденные породы, нередко наблюдается их чередование по площади и по разрезу. Многолетнемерзлые породы (ММП), имеющие отрицательную температуру и содержащие лед, пользуются наибольшим распространением. Видимое количество льда в породе, выраженное в долях единицы, называют объемной льдистостью. По приблизительным оценкам, объемы подземного льда на земном шаре составляют $(0.3–0.5) \cdot 10^6$ км^3, что составляет около 2% объема всех льдов на Земле (Геокриологический…, 2003).

Значительно реже в пределах криолитозоны встречаются морозные породы (имеют отрицательную температуру, но в силу малой влажности не содержат лед) и криопэги (непромерзающие даже при отрицательных температурах горизонты сильноминерализованных подземных вод).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 411

На протяжении истории Земли эволюция многолетней мерзлоты была тесно связана с глобальными потеплениями и похолоданиями климата. Современная криолиозона содержит в себе криогенные толщи почти всех этапов новейшего времени и может служить летописью геологической и климатической истории указанного периода.

Реакция криолитозоны на изменения климата связана с проникновением колебаний температуры воздуха в толщу пород и последующим изменением температурного поля самой криолитозоны (Фотиев, 2000; Конищев, 2009; Балобаев, Павлов, 1998 и др.). Глубина такого проникновения в соответствии с законом Фурье находится в прямой зависимости от длины периода и амплитуды колебаний температуры и может быть найдена по формуле:

$$Z = \sqrt{(\alpha\tau/\pi)} \bullet \ln (A_0/A_z),$$

где Z – глубина проникновения тепловой волны, м, α – коэффициент температуропроводности пород, м^2/с, τ – время распространения волны, равной половине периода колебаний среднегодовой температуры воздуха, с, A_0 – амплитуда колебания температуры на подошве слоя сезонного промерзания-протаивания, °С, A_z – амплитуда колебания температуры на глубине затухания колебаний Z, принятая равной 0.1°С.

Некоторые оценки по этой формуле выполнены Н. А. Шполянской (2010) для Западной Сибири и представлены в табл. 4.3.1.

В соответствии с расчетами, колебания температуры оказывали тем меньшее влияние, чем короче был их период и меньше амплитуда. Так, потепление "климатического оптимум" в период от 5 до 8 тысяч лет назад изменило температурное поле древней мощной мерзлоты до глубины примерно 400 м. Последовавшее за "оптимумом" похолодание, проявившееся между 2 и 4 тысячами лет назад, проникло на глубину лишь 130–150 м. Протаявшие (ушедшие вглубь) и вновь промерзшие толщи смогли сомкнуться только в Арктических районах. В Западной Сибири южнее Полярного круга и на Европейском северо-востоке сформировалась двухслойная мерзлота. Только верхний от поверхности земли слой отвечает современному климату, а нижний мерзлый горизонт является остатком древней "реликтовой" мерзлоты. Границы реликтовых мерзлых толщ мощностью до 250 м имеют сложную пространственную форму и находятся на глубине 100–200 м от поверхности земли, простираясь значительно южнее редких островов ММП, залегающих непосредственно с поверхности (рис. 4.3.1).

Реликтовые ММП всегда находятся в стадии разрушения (деградации), однако в силу высокой инерционности указанного процесса их существование может длиться еще долгое время – до десятков тысяч лет.

Характер распространения ММП по площади в целом подчиняется природной зональности. В самых северных районах, при низких температурах воздуха, ММП имеют преимущественно сплошное (90–100% площади) распространение. Сквозные и несквозные талики развиваются только под крупными водоемами или в местах усиленной циркуляции подземных вод. По мере продвижения на юг площадь таликов увеличивается, распространение ММП становится прерывистым (мерзлые участки занимают 50–90% площади), еще дальше к югу доля таликов становится преобладающей, а распространение мерзлых пород приобретает островной (ММП 10–50%) и редкоостровной (ММП < 10%) характер. Объемная льдистость ММП – азональный параметр, закономерности распространения ММП с разной льдистостью обусловлены ландшафтными и геологическими условиями (рис. 4.3.2).

Линия, огибающая с юга область распространения мерзлых толщ (в том числе реликто-

Таблица 4.3.1. Зависимость глубины проникновения колебаний температуры воздуха (Z) от длины периода (τ) и амплитуды (A_0)

τ, лет	**3**		**5**		**10**		**25**		**100**		**500**			**1000**			**3000**			**5000**		
A_0, °С	2	3	2	3	2	3	2	3	5	8	2	5	8	2	5	8	2	5	8	2	5	8
Z, м	10	11	13	14	18	21	29	31	74	83	127	165	185	180	234	263	312	405	455	400	523	586

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 412

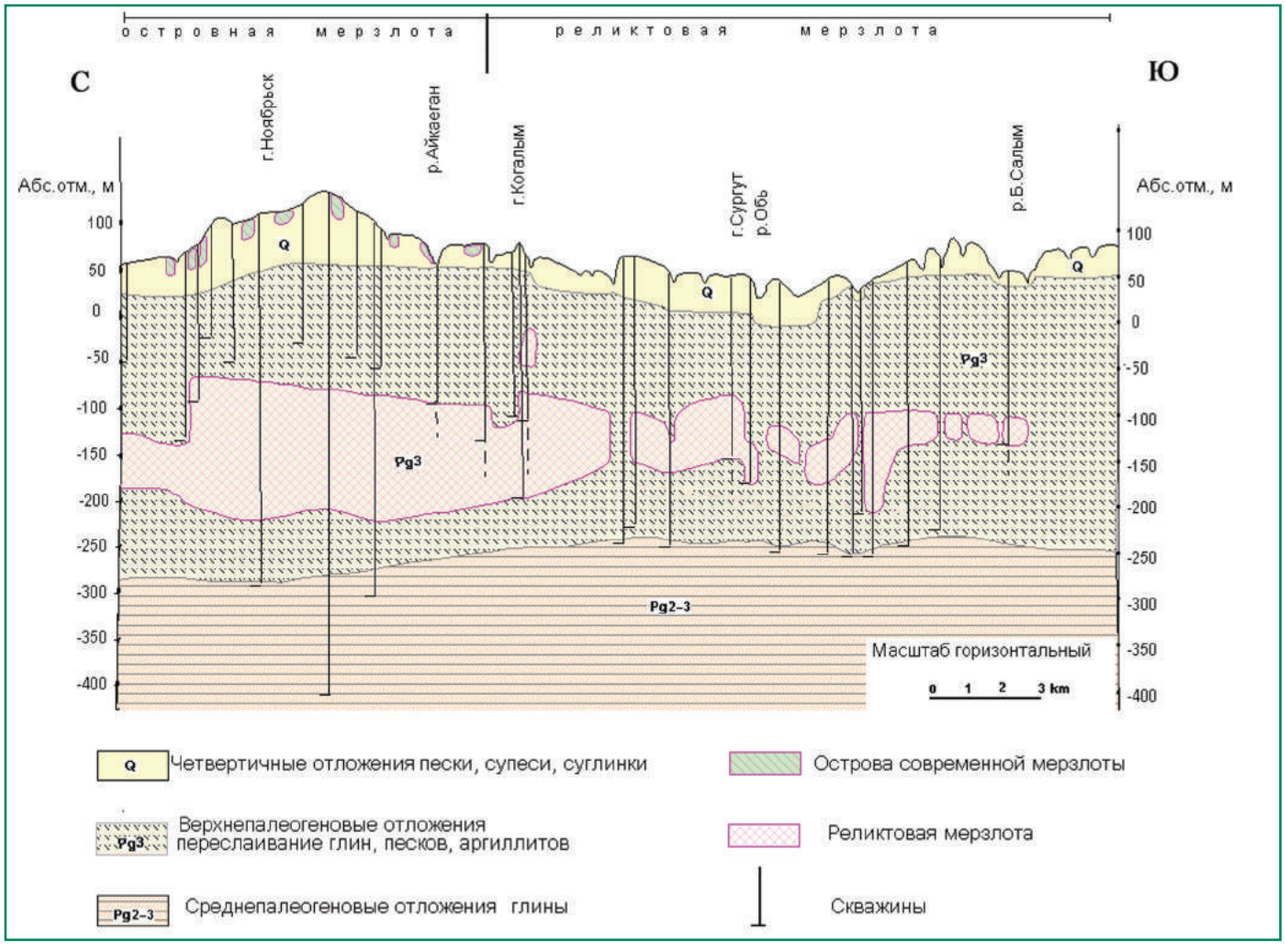


Рис. 4.3.1. Распространение мерзлых толщ на юге Западной Сибири (по Ananieva et al., 2002, компьютерная графика Г. В. Малковой).

вых), называется южной границей криолитозоны. В соответствии с представлениями В. А. Кудрявцева (1978), такой границы не существует, а есть некоторая зона, в пределах которой осуществляется постепенный переход. Ширина этой зоны может достигать несколько десятков и даже сотен километров. Тем не менее, на геокриологических картах эта граница всегда показывается, но является условной. Такими же условными являются и границы разных типов распространения ММП – сплошного, прерывистого, островного.

Проблема изменения криолитозоны в связи с современным потеплением климата становится все более актуальной в последние десятилетия. Наиболее полно данный вопрос рассмотрен В. Н. Конищевым (2009; 2011). Климатические факторы являются далеко не единственными в формировании таких важнейших характеристик мерзлых толщ, как среднегодовая температура пород, мощность слоя сезонного оттаивания и др. Все внешние, в том числе и климатические, воздействия на мерзлые толщи осуществляются через систему покровов, т. е. через ландшафт и его компоненты. Свойства мерзлоты меняются как отклик на совокупное воздействие всех компонентов. В итоге возникает ряд обратных связей (положительных и отрицательных), которые приводят к тому, что мерзлые толщи реагируют на изменения температуры воздуха не только с разной интенсивностью, но и неоднозначно. В одних ландшафтных условиях оно будет действовать в том же направлении, что и климатический тренд, усиливая его действие, в других – в противоположном, ослабляя его.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 413

Ведущая роль при оценке и контроле изменения криолитозоны во времени и пространстве под воздействием природно-климатических и техногенных факторов принадлежит геокриологическому мониторингу. Результаты мониторинга используются для прогноза будущих изменений основных компонентов криолитозоны и для верификации и тестирования модельных расчетов. Существенно дополнить и продлить ряд наблюдений за температурой самых верхних горизонтов ММП позволяет привлечение результатов регулярных наблюдений за температурой пород на метеостанциях.

4.3.3. Мониторинг температурного режима многолетнемерзлых пород по данным метеостанций

Измерения температуры почв и грунтов на отдельных метеорологических станциях России начали проводить более ста лет назад (Шерстюков, 2009), однако массовые наблюдения (до глубины 1.6–3.2 м) начались в России в 1930–1950-х гг. (Быховец и др., 2007). Такие наблюдения не входят в обязательную программу наблюдений на всех метеорологических станциях. Вся сеть метеорологических станций Росгидромета насчиты-

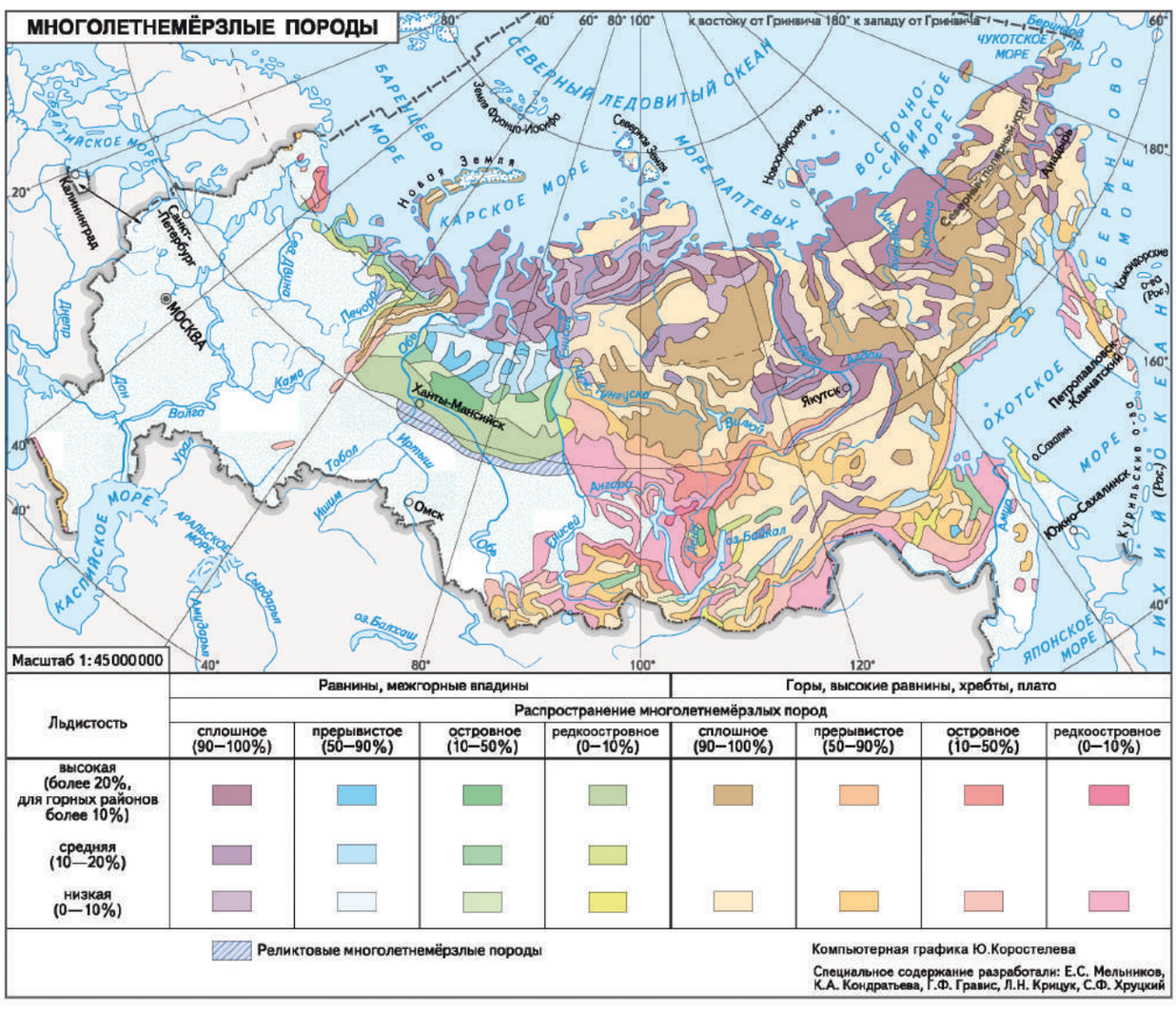


Рис. 4.3.2. Многолетняя мерзлота России (Мельников, Кондратьева, 1998; в соответствии с Circum-Arctic map of permafrost..., 1997).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 414

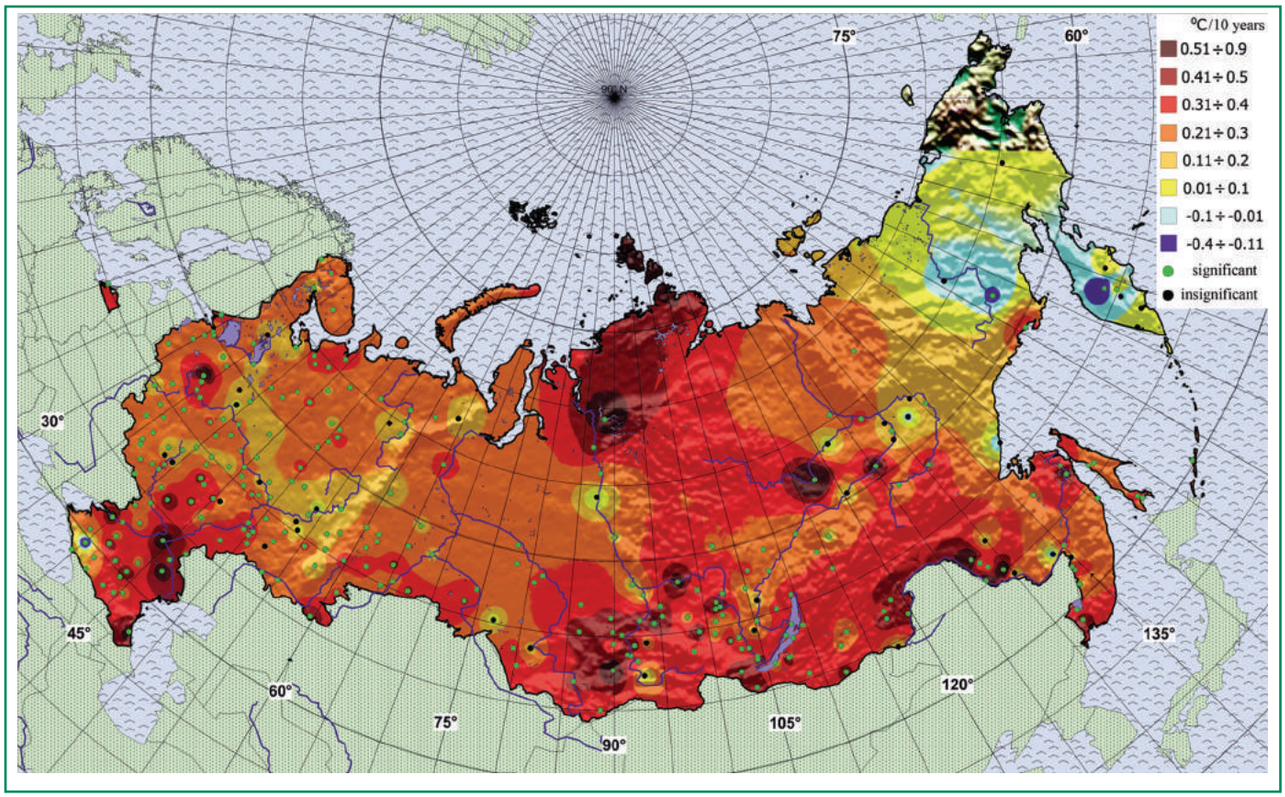


Рис. 4.3.3. Пространственное распределение коэффициентов линейного тренда (°С/10 лет) среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 320 см за 1963–2010 гг. (Шерстюков, 2012в).

вает более 1500 станций, но данные о температуре почвогрунтов за последние 40–50 лет доступны приблизительно с 650 метеостанций, в том числе в пределах криолитозоны России их насчитывается всего около 100 (Шерстюков, 2012б). При этом наблюдательные площадки расположены в непосредственной близости от метеостанции и не охватывают всего многообразия ландшафтов конкретного региона. Недостатком таких данных является также ограничение измерений глубиной 320 см, в то время как ярус годовых теплооборотов в мерзлых толщах достигает 10–20 м.

Преимущество данных с метеостанций заключается в том, что одновременно с измерениями температуры почвогрунтов производится весь комплекс метеорологических наблюдений (температура воздуха, характеристики и динамика снежного покрова и атмосферных осадков и т. д.), необходимый для расчетов и объяснения закономерностей формирования температуры почвогрунтов (слоя сезонного промерзания – протаивания) и слоя годовых теплооборотов (Шерстюков, 2009). Еще более явным преимуществом является пространственная густота метеорологических станций. Она в несколько раз превышает густоту геокриологических стационаров. Тем не менее, количество геокриологических стационаров и метеостанций с температурными измерениями почвогрунтов на глубинах, недостаточно для равномерного покрытия территории России. В северных и северо-восточных регионах России метеорологических станций меньше, чем на остальной территории страны. Поэтому для комплексного и всеобъемлющего наблюдения за состоянием ММП необходимо развивать как сеть геокриологических стационаров, так и сеть метеорологических станций.

Данные метеостанций неоднократно анализировались. Так, например, С. М. Чудиновой (2003) использовались данные 242 метеорологических станций за период с 1969 по 1990 г. Показано, что максимальный рост среднегодовой температуры почв (0.05–0.08°С/год) характерен для Западной Сибири, Восточно-Сибирского плоскогорья и За-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 415

байкалья. Эта тенденция соответствовала максимальному росту среднегодовой температуры воздуха в этих районах в тот период.

Более современные данные по 22 станциям на севере России (Израэль и др., 2006) также свидетельствуют о возникновении тенденции к современному повышению температуры самых верхних горизонтов мерзлых пород вслед за потеплением климата. За 1991–2003 гг. температура пород на глубине 1.6 м повысилась по сравнению с нормой (1961–1990 гг.) на 0.1–1.1°С. Значения линейных трендов температуры пород на севере России за 1961–2003 гг. находились в диапазоне от 0.009°С в год до 0.058°С в год (Израэль и др., 2006). Пространственная изменчивость трендов температуры почвы определяется не только соответствующей изменчивостью климатических факторов, но и другими факторами, такими как влажность и состав почвы, состояние растительного покрова на объектах наблюдений и т.п. (Павлов, 2008а; Шерстюков, 2009; Анисимов, Белолуцкая, 2004).

Статистический контроль достоверности температуры почвогрунтов по метеорологическим станциям Российской Федерации (Шерстюков, 2012а, б) позволил получить некоторые уточненные результаты. В работе (Шерстюков, 2012в) представлены результаты анализа изменений температуры почвогрунтов за 1963–2010 гг. на глубине 320 см по 450 станциям международного обмена Российской Федерации.

На рис. 4.3.3 показано распределение коэффициентов линейного тренда (°С/10 лет) среднегодовой температуры почвогрунтов на глубине 320 см за 1963–2010 гг. На карте отмечается потепление почвогрунтов на обширной территории РФ за период 1963–2010 гг., за исключением локальных областей на Камчатке и в верховьях р. Колымы. При этом умеренные тренды (0.2–0.4°С/10 лет) повышения среднегодовой температуры на глубине 320 см обнаружены на территории Западной и Восточной Сибири. Более значительные положительные тренды (0.4–0.5°С/10 лет) наблюдаются в южной части Сибири, в междуречье Оби и Енисея, а также в Предбайкалье и долине р. Амур. Область максимальных положительных трендов (0.5°С/10 лет и выше) приурочена к северу Красноярского края (полуостров Таймыр). Аномально высокие тренды более 0.6°С/10лет встречаются в Предбайкалье, в Забайкалье и в Приамурье (Шерстюков, 2012в).

Данные метеорологических наблюдений за температурой почвы после тщательной проверки достоверности можно эффективно использовать при оценке термических изменений в верхних горизонтах криолитозоны, дополняя ими температурные наблюдения в скважинах непосредственно на объектах геокриологического мониторинга (Павлов, Малкова, 2009, 2010).

4.3.4. Мониторинг температуры многолетнемерзлых пород на геокриологических стационарах

Продолжительность рядов наблюдений на геокриологических стационарах в настоящее время достигает 30–40 лет, на Европейском севере систематические измерения на ряде объектов ведутся более 50 лет. Эти данные оказываются чрезвычайно полезными при изучении эволюции криолитозоны в условиях глобального потепления климата и усиления техногенеза.

На современном этапе мониторинг криолитозоны в России проводится в рамках различных международных проектов. Около 20 лет осуществляется Международная программа по циркумполярному мониторингу деятельного слоя (CALM), которая охватывает 260 специальных площадок. Международный проект по термическому состоянию вечной мерзлоты (TSP) существует около 10 лет. При поддержке данного проекта организована глобальная сеть, превышающая 860 термометрических скважин глубиной от нескольких метров до нескольких десятков метров (количество пунктов наблюдений взято из Report UNEP…, 2012).

Главными показателями криолитозоны, характеризующими ее состояние являются распространение и температура ММП, глубина сезонного протаивания, развитие криогенных геологических и гидрогеологических процессов. Кроме того, в состав наблюдений на объектах мониторинга входит изучение состояния и динамики наземных покровов (снежного, растительного), скорость естественного зарастания нарушенной поверхности.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 416

Наибольший объем информации о температуре верхних горизонтов пород в различных природных зонах, в естественных и нарушенных ландшафтах собран для крупных промышленных регионов России – Европейского севера, севера Западной Сибири, Забайкалья, Центральной Якутии.

В обобщающих публикациях (Дроздов и др., 2011а, 2012) рассмотрены два территориально удаленных, но имеющих близкие природные, геологические и геокриологические условия объекта мониторинга (стационар Болванский в устье Печоры близ Варандея, Европейский север и стационар Уренгойский близ газового промысла УКПГ-15 в северной части Уренгойского газоконденсатного месторождения (ГКМ), Западная Сибирь). Оба они расположены в южной тундре, в области сплошного распространения ММП и характеризуют фоновые, ненарушенные геокрио-

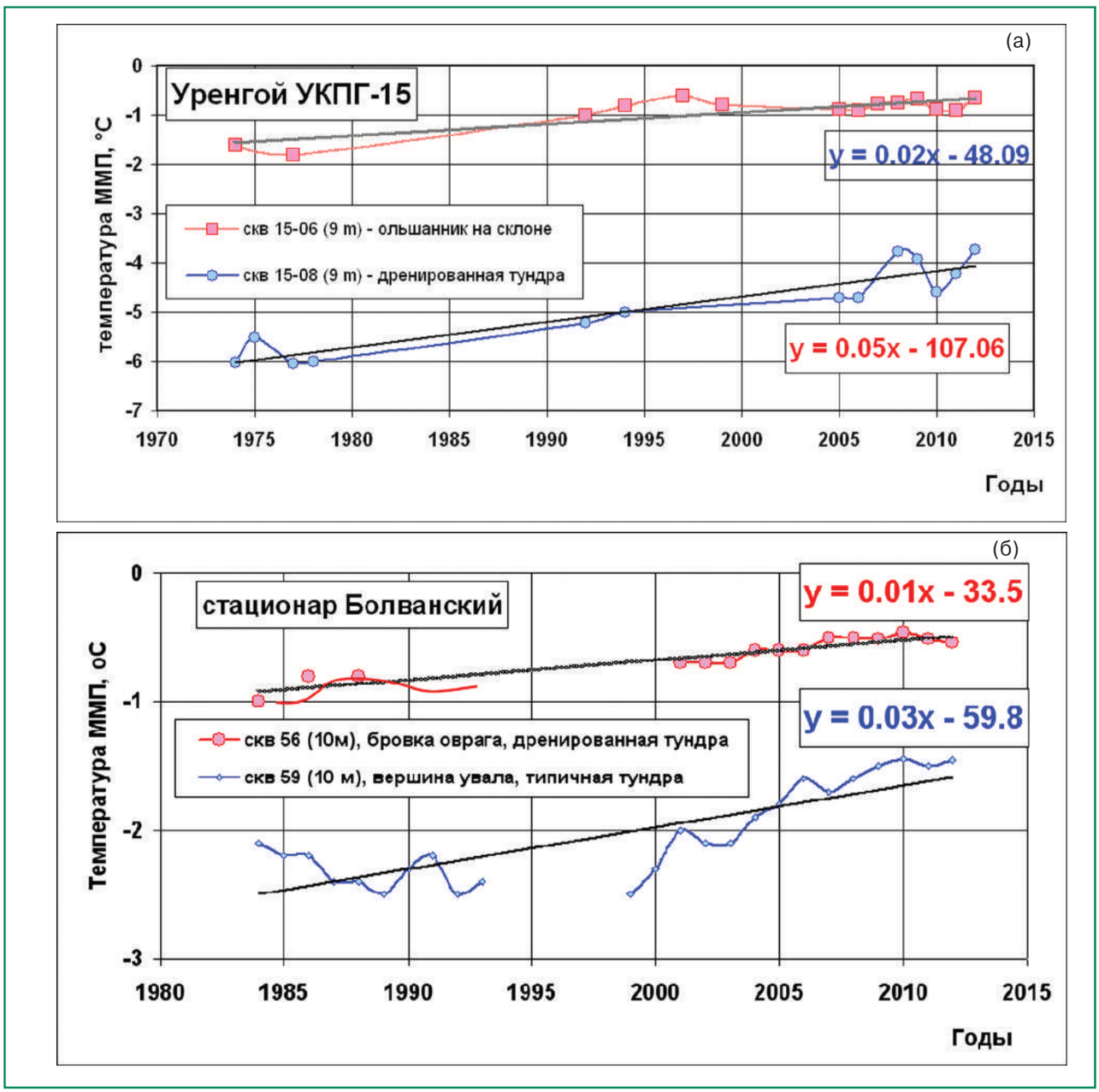


Рис. 4.3.4. Временная изменчивость среднегодовой температуры пород в различных ландшафтных условиях на стационарах Уренгойский (а) и Болванский (б) и соответствующие тренды (Дроздов и др., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:32 PM Page 417

логические условия, поскольку расположены на удалении от инженерных сооружений. Ряды наблюдений на стационарах составляют для некоторых параметров ММП более 30 лет. В последние 30 лет для рассмотренных регионов характерен высокий тренд климатического потепления, равный 0.06…0.07°С/год. При этом в Западной Сибири к концу 1990-х приурочен некий тепловой максимум, маркированный появлением и последующим исчезновением древесной растительности на южнотундровых ландшафтах (Украинцева и др., 2011а). Общим в реакции криолитозоны на потепление климата является то, что наибольшие темпы повышения среднегодовой температуры ММП двух регионов характерны для низкотемпературных ландшафтов, а наименьшие – для высокотемпературных (рис. 4.3.4). Эта тенденция была установлена еще на рубеже XXI века (Вялов, 2000; Павлов, 1997; 2002) и сейчас многократно подтверждается не только на российских объектах мониторинга, но и за рубежом (Romanovsky et al., 2008; 2010).

Полученный вывод наглядно подтверждается результатами мониторинга в двух рассмотренных регионах. На Европейском Севере, где среднегодовая температура ММП составляет –0.5... –2°С, а ее тренды в естественных ландшафтных условиях в 2–7 раз меньше трендов температуры воздуха, в то время как в Западной Сибири с более низкой среднегодовой температурой ММП – лишь в 1.5–2.5 раза в зависимости от ландшафтных условий (Дроздов и др., 2012). При температуре ММП близкой к 0°С начинается оттаивание льда в породе, наибольшее количество поступающего в мерзлую толщу тепла расходуется на фазовые переходы. Поэтому временной интервал, за который мерзлые породы оттают полностью, зависит не только от потепления климата, количества осадков и толщины снегоотложений, но также от состава и льдистости пород, их начальной температуры и мощности, от теплопритока снизу (из земных недр).

В ряде публикаций, отражающих результаты мониторинга на Европейском северо-востоке и в Западной Сибири, отмечен *тревожный факт критического состояния* самых верхних горизонтов ММП на дренированных участках равнин в последние годы, отмечается тенденция к образованию несквозных таликов (Оберман, 2006; 2012; Оберман, Шеслер, 2009; Малкова, 2010; Дроздов и др., 2011а). Потепление климата и увеличение мощности снега за 40-летний период привели к переформированию криолитозоны Европейской части России. По температурным данным на Воркутинском стационаре, расположенном в зоне прерывистого распространения ММП, за период 1970–2010 гг. произошло существенное повышение среднегодовой температуры ММП, которое привело к частичному оттаиванию мерзлоты сверху и сокращению площади островов мерзлых пород (Какунов, Сулимова, 2005; Оберман, 2012). На территории двух других стационаров – Роговая и Коротаиха, организованных еще в 1983 г. и законсервированных в 1993 г., – усилиями компании МИРЕКО после тринадцатилетнего перерыва возобновились измерения температуры ММП в сохранившихся скважинах, которые позволили проследить “короткопериодные колебания температуры мерзлоты на фоне более продолжительного тренда ее повышения” (Оберман, 2006; 2007). По мнению Н. Г. Обермана в зоне прерывистого и островного распространения ММП на территории Урало-Печорского региона увеличилась площадь и глубина существовавших несквозных таликов, началось образование новых (Оберман, 2012).

На стационаре Болванский (Малкова, 2010; 2011) за тридцатилетний период наблюдений среднегодовая температура пород на подошве деятельного сезонноталого слоя (СТС) составляла, как правило, –1...–3°С. За счет аномально теплых 2007–2008 гг. со снежной зимой среднегодовая температура пород деятельного слоя повысилась до –0.4°С. Некоторое похолодание в 2009–2010 гг. (температура воздуха оказалась в пределах климатической нормы –4.0°С) стабилизировало обстановку, и среднегодовая температура пород СТС опять заметно снизилась и составила –1.7°С. Но за счет аномально теплого 2011–2012 гидрологического года среднегодовая температура пород СТС опять повысилась и составила 0°С (рис. 4.3.5). Дальнейшее повышение температуры неизбежно приведет к отрыву кровли мерзлоты и образованию несквозных таликов.

На территории Уренгойского ГКМ в лесотундре в геосистемах придолинных редколесий, начи-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 418

Рис. 4.3.5. Динамика среднегодовой температуры пород деятельного слоя (СТС) и воздуха на площадке CALM геокриологического стационара Болванский за 28 лет (Малкова, 2010; Дроздов и др., 2012).

ная с 2000-х годов, уже происходит опускание кровли мерзлоты. Исходная (в 1975–1977 гг.) температура ММП на таких участках была около –1°С. В результате климатического потепления она перешла через 0°С и мерзлота стала деградировать. Кровля ММП обнаружена на глубинах от 3 до 8 м от дневной поверхности. Таким образом, на обширных участках водоразделов в 2000-е годы происходит формирование надмерзлотных несквозных таликов (Украинцева и др., 2011б).

Для территории Уренгойского ГКМ (Западная Сибирь) существует картографическая модель, отвечающая трем временным интервалам, захватывает природные зоны от южнотундровой до северотаежной (Drozdov et al., 2008; Украинцева и др., 2012). ГИС-модель позволила проследить и оценить масштаб количественных и качественных изменений теплового поля приповерхностных горизонтов пород, начиная с 70-х годов XX века: постепенное повышение температуры ММП к концу XX века и массовое формирование надмерзлотных таликов в лесотундре при относительно стабильных температурах пород в первое десятилетие XXI в. (рис. 4.3.6).

На карте представлена среднегодовая температура мерзлых и талых пород в контурах геосистем ранга урочищ для различных временных интервалов. Данные натурных измерений температуры пород в скважинах (общее количество 10–12-метровых скважин на территории Уренгойского ГКМ – более 1000) обобщались для типов геосистем, оценочные пределы варьирования получаемых статистик принимались с доверительной вероятностью 0.85 (Drozdov et al., 2008).

Анализ карты показывает, что в 70-е годы XX в. (рис. 4.3.6 б) на территории Уренгойского ГКМ преобладали ММП, их температура закономерно понижалась с юга на север от 0°С до –5…–6°С.

По прошествии 20 лет – в середине-конце 1990-х годов – вслед за климатическими изменениями произошло повышение температуры горных пород (рис. 4.3.4). В среднем оно составило примерно 1.5°С, варьируя в основном от 1 до 2°С, иногда до 2.5°С (Вечная мерзлота…, 2002). Данные о повышении температур получены по 50 скважинам, пробуренным в доминантных ландшафтах в процессе т.н. повторной съемки 1993 г., и по результатам режимных наблюдений на 3-х стационарных площадках в разных природных зонах. Новая карта температуры грунтов территории Уренгойского ГКМ (рис. 4.3.6в) отражает эти изменения: температура грунтов качественно

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 419

изменились (перешла в другой интервал) на ширину примерно одной природной подзоны.

Последующие 10–15 лет характеризуются очень незначительным повышением температуры грунтов (Drozdov et al., 2008, Украинцева и др., 2012). Это связано как с замедлением климатического потепления в данном регионе (по данным метеостанции Тазовский), так и с расходованием на фазовые переходы тепловой энергии, поступающей в грунт. Если сравнить соответствующую карту (рис. 4.3.6г) с предыдущей, то цветовая гамма окажется весьма сходной. Однако в отсутствии значимых количественных изменений в верхней 10–15-метровой толще начались массовые качественные изменения, а именно – переход ранее мерзлых грунтов в талое состояние и опускание кровли вечной мерзлоты с образованием надмерзлотных таликов (черная штриховка на карте 4.3.6г).

Режимные наблюдения вдоль Западно-Сибирского геокриологического транссекта (от Земли Франца-Иосифа до г. Надым) показали, что в большинстве криогенных ландшафтов за последние 35–40 лет произошло повышение температуры ММП (Дроздов и др., 2011б). При этом на пространствах от подзоны типичной тундры до подзоны лесотундры повышение температуры грунтов составило 1.5–2.5°С. В арктической тундре температура ММП остается стабильной и составляет –10…–11°С, что не соответствует про-

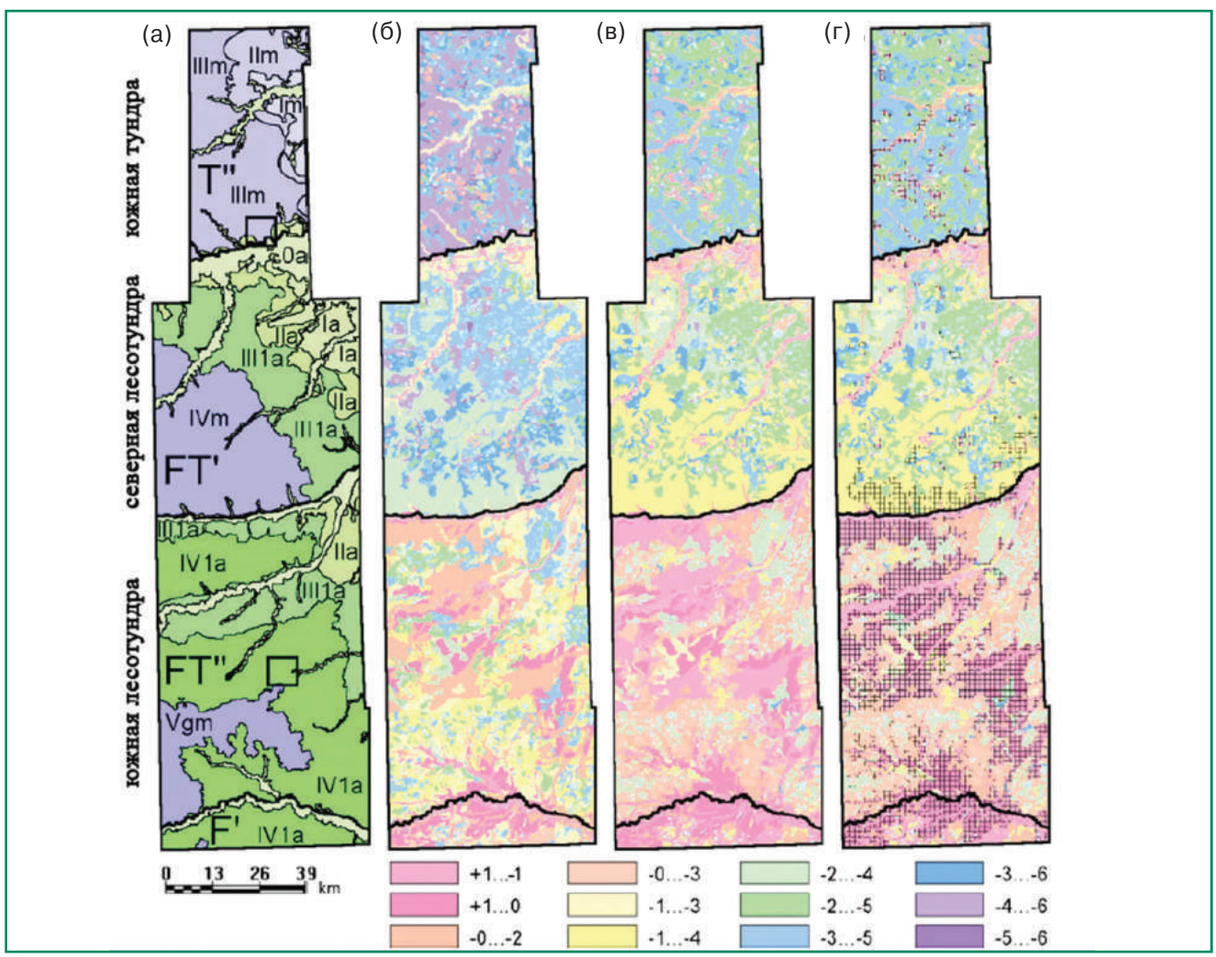


Рис. 4.3.6. Изменения геокриологических условий Уренгойского ГКМ. Температурный режим пород показан цветом, надмерзлотные талики показаны черной штриховкой на карте D. (а) – ландшафтная дифференциация территории (Ландшафты криолитозоны..., 1983); (б) – геокриологическая обстановка, 1970-е годы (Геокриологические условия..., 1983); (в) – геокриологическая обстановка, 1990-е годы (Вечная мерзлота...., 2002); (г) – геокриологическая обстановка, 2000-е годы (Васильев и др., 2008; Дроздов и др., 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 420

изошедшему потеплению климата в высоких широтах. Для объяснения такого противоречия необходимо рассматривать годовой режим температуры воздуха, анализировать характер снегоотложений, ветровой перенос снега и прочее. В подзоне северной тайги в пределах островов ММП на протяжении 30 и более лет сохраняются отрицательные температуры грунтов близкие к 0°С (Москаленко, 1999; Дроздов и др., 2010; Комплексный…, 2012). Криолитозона северной тайги наиболее неустойчива, т. к. ее температура близка к 0°С, и незначительное изменение теплопотоков может вести как к деградации, так и аградации мерзлоты. Большая часть территории северной тайги (залесенные пространства и большинство болот) уже находится в немерзлом состоянии. Мерзлота обычно встречается на буграх и площадях пучения, содержащих в разрезе ледяные тела или ледогрунт. По периферии распученных территорий идет вытаивание льда или ледогрунта с образованием термокарстового озера в виде неширокой заболоченной каймы, и такой процесс активизируется в наиболее теплые годы (Комплексный…, 2012). Но одновременно с этим, в осушающихся болотах с достаточно мощным торфом идет обратный процесс – аградация мерзлоты. В результате нарастания льда в ядре пучения поверхность дополнительно поднимается над уровнем болота, условия становятся несколько более суровыми и темпы промерзания увеличиваются (Пономарева и др., 2012).

Данные наблюдений в Центральной Якутии убедительно показывают, что в условиях современного потепления климата (среднегодовая температура воздуха повысилась на 2–2.5°С за 30-летний период), при этом не всегда отмечается тенденция к повышению температуры пород и увеличению глубины сезонного протаивания ММП (Скачков и др., 2007; Skryabin et al., 2008; Павлов, 2008а). Термические измерения в сква-

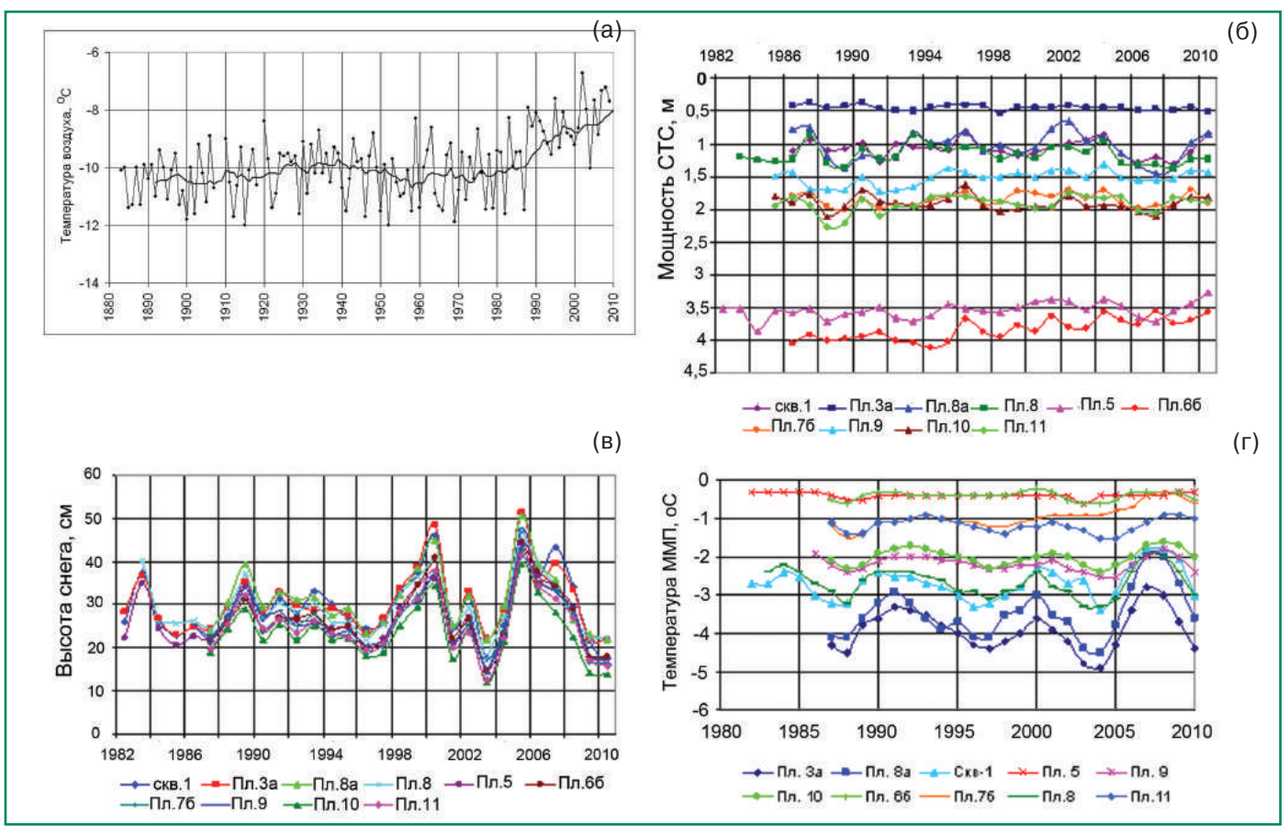


Рис. 4.3.7. Изменчивость среднегодовой температуры воздуха в Якутске (а), мощности деятельного слоя (б), средней зимней высоты снежного покрова (в) и температуры ММП на глубине 10 м (г) на десяти наблюдательных площадках в различных ландшафтных условиях, стационар Чабыда (Варламов и др., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 421

жинах на правобережье среднего течения р. Лена, выполненные в 1987–2000 гг. для большого разнообразия ландшафтных комплексов (пойменный, низкотеррасовый, склоновый, аласный и др.), показали, что тренды многолетних изменений средней годовой температуры мерзлых грунтов не выходят за пределы 0.02°С в год и в среднем для изучаемой территории близки к нулевым значениям. (Балобаев и др., 2009; Варламов и др., 2010; 2012)

Тридцатилетние экспериментальные исследования на стационаре Чабыда (15 км к юго-западу от г. Якутска близ оз. Малая Чабыда), начатые с 1986 года, свидетельствуют об устойчивости верхних горизонтов криолитозоны Центральной Якутии в условиях значительного потепления климата. На фоне значительного повышения средней годовой температуры воздуха (рис.4.3.7а) глубина сезонного протаивания ММП остается достаточно стабильной (рис. 4.3.7б). Основным регулирующим фактором устойчивого термического состояния пород является режим снегонакопления (рис. 4.3.7в). Как правило, самые низкие температуры пород формируются в малоснежные годы с аномально поздним образованием устойчивого снежного покрова (рис. 4.3.7г).

Согласно анализу опубликованных геотемпературных данных, проведенному А. В. Павловым (2008а), для Сибири и Дальнего Востока характерны следующие закономерности:

– в южной Якутии для ненарушенных условий так же, как и в Центральной Якутии, отмечается высокая устойчивость температуры грунтов на глубине до 20–50 м за последние 10–20 лет (Завадский, Железняк, 2003).

– в Южном Забайкалье, где многолетнемерзлые породы имеют небольшую мощность, в течение последнего столетия зафиксирован переход от сливающегося типа криолитозоны к несливающемуся. Глубина залегания нижней границы мерзлоты уменьшилась примерно на 10 м. Но в данном случае уменьшение мощности криолитозоны было вызвано, вероятно, как потеплением климата, так и отепляющим влиянием грунтовых вод (Шестернев, 2001).

– современное потепление климата на Дальнем Востоке началось в 1970-х годах и составило в начале XXI века 1–1.8°С. В средней части Приамурья (Тында) оно было наиболее значительным. В окрестностях этого города и вдоль трассы железной дороги на отрезке Тында-Бамовская в 1975–1996 гг. проведенные геотермические измерения на маревых участках показали, что здесь преобладает *понижение* температуры грунтов на 0.5–1°С. Также как и в районе Якутска, похолодание пород при повышении температуры воздуха вызвано снижением высоты снежного покрова за рассматриваемый период. Лишь на отдельных участках наблюдений с 1987 г. отмечена неустойчивая тенденция к повышению температуры пород.

Таким образом, современное потепление климата, несомненно, является важной причиной преобразований термического состояния мерзлых толщ. Но временная и региональная изменчивость толщины снегоотложений, а также разнообразие ландшафтно-геокриологических условий способствует формированию неодинакового, вплоть до противоположно направленного, пространственного отклика верхних горизонтов мерзлых пород на изменения климата. В ряде публикаций присутствует вывод, что в целом для всей территории криолитозоны России характерны более низкие современные тренды повышения среднегодовой температуры пород по сравнению с трендами потепления климата (Васильев и др., 2008; Павлов, 2002; 2008а; Павлов и др., 2005; 2011; Павлов, Малкова, 2005; 2010; Малкова, 2010; Малкова, Павлов, 2012; Методы…, раздел 8, 2012; Скачков и др., 2007; Рузанов, 2008; Украинцева и др., 2012).

Региональные значения трендов среднегодовой температуры воздуха ($\alpha_{тв}$) и пород на глубине яруса годовых теплооборотов ($\alpha_{тп}$), были получены А. В. Павловым (2008б), с небольшими дополнениями они приведены в таблице 4.3.2. Наибольшие тренды повышения температуры ММП ($\alpha_{тп}$) за 1965–2010 гг. отмечаются для центральных районов Западной Сибири, юга Средней Сибири и Якутии и варьируют от 0.031 до 0.034°С в год. Наименьшие тренды температуры пород характерны для Европейского Севера, юга Сибири и Северо-Востока России, ($\alpha_{тп}$) изменяется от 0.022 до 0.024°С в год.

Соотношение между ($\alpha_{тв}$) и ($\alpha_{тп}$) является важным показателем, оно отражает термическую устойчивость ММП при потеплении климата. В разных регионах России этот показатель колеб-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 422

Таблица 4.3.2. Линейные тренды ($\alpha_{тв}$ и $\alpha_{тп}$) среднегодовых значений температуры воздуха и пород (соответственно $T_в$ и $T_п$) за 1965–2010 гг. на севере России (Павлов, 2008б; Методы оценки…, 2012, раздел 8, с дополнениями автора)

Регион	Число пунктов наблюдений	Тренды $T_в$ и $T_п$, °С/ год		$K_\alpha = \alpha_{тв} / \alpha_{тп}$
		$\alpha_{тв}$	$\alpha_{тп}$	
Север Европейской части России	6	0.033	0.024	0.72
Север Западной Сибири	6	0.044	0.031	0.70
Средняя Сибирь	7	0.045	0.025	0.56
Якутия	10	0.046	0.033	0.72
Юг Сибири	4	0.045	0.022	0.49
Прибайкалье, Забайкалье	3	0.042	0.034	0.81
Северо-Восток России	5	0.036	0.024	0.67
Север России в целом	41	0.042	0.028	0.66

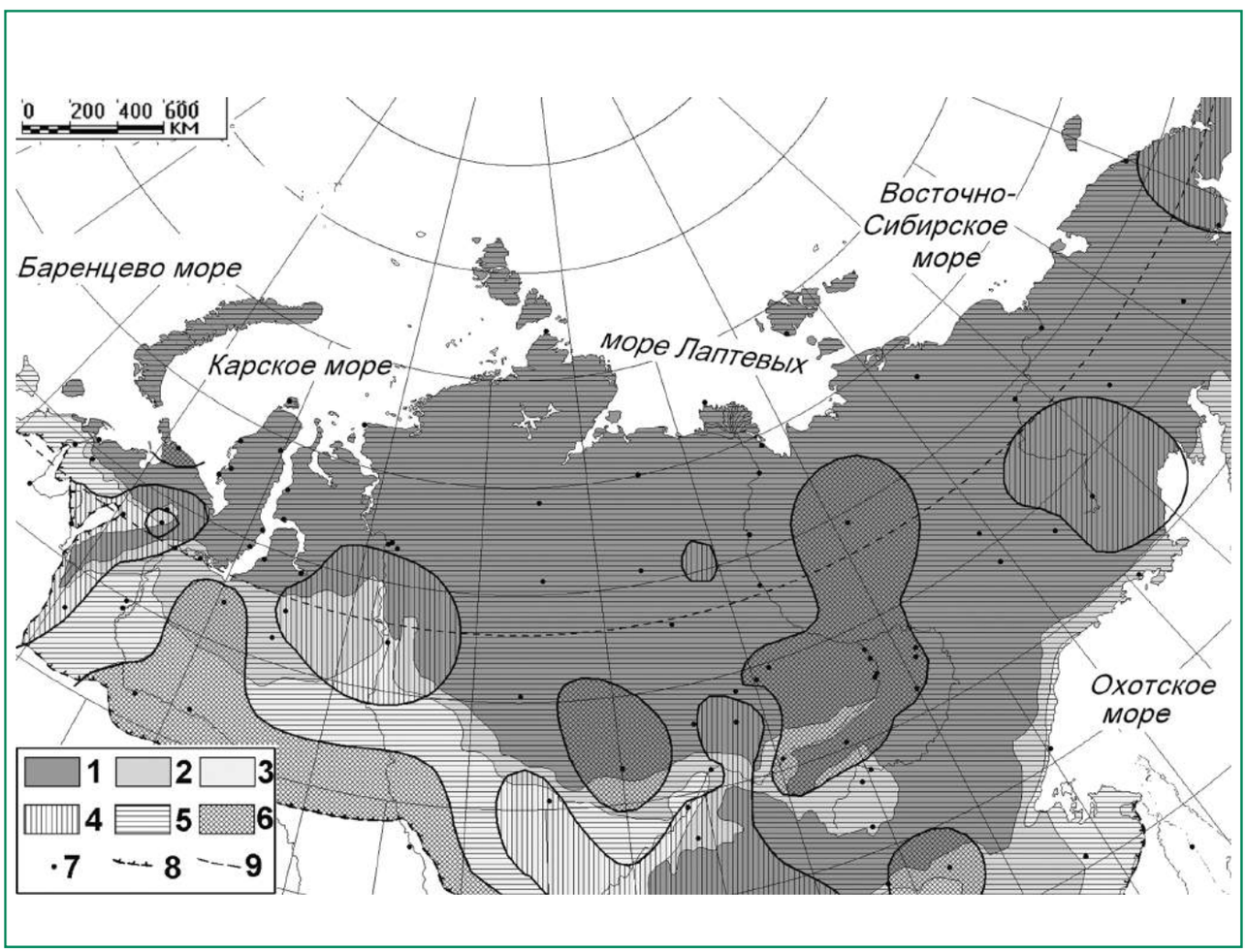


Рис. 4.3.8. Термическая устойчивости криолитозоны. Условные обозначения: распространение ММП: 1 – сплошное; 2 – прерывистое; 3 – островное и редкоострвное; 4 – $K_\alpha > 0.75$ – слабая устойчивость криолитозоны; 5 – $0.50 < K_\alpha \leqslant 0.75$ – средняя устойчивость; 6 – $K_\alpha \leqslant 0.50$ высокая устойчивость; 7 – метеостанции и стационары; 8 – южная граница криолитозоны; 9 – северный полярный круг (Малкова и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 423

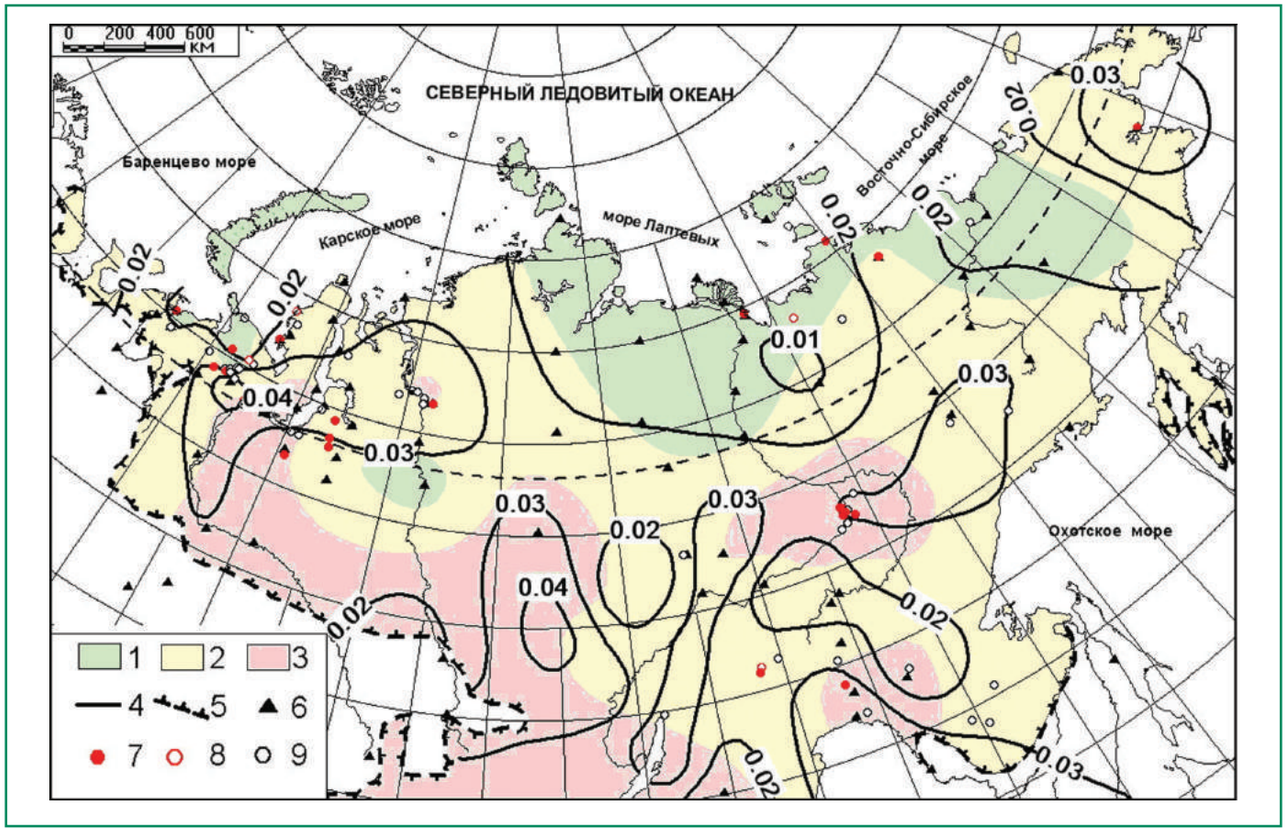


Рис. 4.3.9. Тренды среднегодовой температуры воздуха и ММП (°С/год). Условные обозначения: (1–3) – тренды температуры воздуха: 1 – менее 0.03; 2 – 0.03–0.05; 3 – более 0.05; 4 – изолинии трендов среднегодовой температуры ММП; 5 – южная граница криолитозоны; 6 – метеостанции; (7–9) – объекты мониторинга (стационары, скважины, площадки): 7 – постоянно действующие; 8 – периодически действующие; 9 – закрытые (Павлов, Малкова, 2009).

лется от 0.49 до 0.81, а в среднем для всей криолитозоны России составляет 0.66.

С учетом изменчивости данного показателя K_α составлена мелкомасштабная карта термической устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата (рис. 4.3.8) (Малкова и др., 2011).

Пространственные закономерности трендов повышения среднегодовой температуры воздуха и ММП для территории криолитозоны России демонстрирует карта, разработанная А. В. Павловым и Г. В. Малковой (2009) (рис. 4.3.9). Для оценки трендов температуры ММП использовались данные термического мониторинга в скважинах на глубинах 10–12 м, а также данные о температуре пород на глубине 3.2 м, полученные на метеорологических станциях, расположенных в криолитозоне. При достаточной продолжительности наблюдений (20–30 лет) тренды изменений среднегодовой температуры пород на глубине 3 и 10 м обычно сопоставимы между собой. В целом, полученная карта не противоречит построениям, выполненным только по данным метеостанций (рис. 4.3.3): области максимальных и минимальных трендов практически совпадают, но абсолютные величины коэффициентов тренда повышения температуры ММП, в данном случае, оказываются несколько ниже, что можно объяснить большим пространственным и глубинным охватом объектов наблюдения.

Согласно приведенным картам (рис. 4.3.8, 4.3.9) для криолитозоны России повсеместно характерны более низкие значения положительных трендов среднегодовой температуры пород по сравнению с трендами температуры воздуха. В отдельных регионах происходит совпадение областей минимальных трендов климатического потепления и потепления ММП (Европейский север,

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 424

север Средней Сибири). Совпадение высоких трендов потепления воздуха и ММП наблюдается на юге Ямала, на юге Красноярского края, на Лено-Алданском междуречье. В то же время, наблюдаются обширные области (юг Западной Сибири и Приамурье), где на фоне высоких трендов потепления климата не происходит синхронного повышения температуры пород. На данных территориях развиты преимущественно высокотемпературные (с температурой близкой к 0°С) ММП, поэтому большее количество поступающего тепла расходуется на фазовые переходы в породах. Это области островной криолитозоны, где при современном потеплении происходит постепенное оттаивание пород сверху и сокращение площадей островов мерзлоты. В центральной и южной Якутии, а также в Восточной Сибири темпы потепления ММП также заметно отстают от темпов потепления климата вследствие сокращения толщины снега в последние десятилетия и преимущественной роли зимнего охлаждения в формировании среднегодовой температуры пород.

4.3.5. Мониторинг глубины сезонного протаивания пород

Слой сезонного протаивания – один из наиболее чувствительных компонентов криолитозоны, находящихся не только под влиянием изменений климата, но и ландшафта. В сходных природных условиях средняя глубина протаивания заметно снижается с юга на север (Melnikov et al., 2004; Vasiliev et al., 2008). Существование четкой широтной зональности в формировании глубины сезонного протаивания объясняется не только уменьшением в северном направлении сумм температуры воздуха за теплый сезон, но и понижением среднегодовой температуры грунтов, которая оказывает заметное влияние на глубину сезонного протаивания (Павлов, 2008а). Непосредственными измерениями установлено, что в типичной тундре протаивание прекращается и начинается промерзание снизу, когда температура воздуха снижается уже до +3…+4°С (порядка 75% общей продолжительности теплого периода). Средняя глубина сезонного протаивания на участках с разной литологией, специфическими геоботаническими условиями и условиями дренирования-инфильтрации в пределах одной биоклиматической подзоны различается на 30–40 см, что наблюдается и при продвижении на север на 1500 километров на крайних пределах тундровых биоклиматических подзон (Лейбман и др., 2012).

Основным источником данных о межгодовой изменчивости мощности СТС, на основании которых можно изучать ее отклик на изменения климата, являются специализированные площадки, организованные по всему миру в рамках международного проекта CALM (Shiklomanov et al., 2008). На территории России в разное время было организовано более 50 площадок, осуществляющих наблюдения по стандартизованной методике. Однако сколько-нибудь продолжительные наблюдения (около 10 лет и более) имеются менее чем на 20 из них. Данные этих измерений по всем российским площадкам приведены на сайте www.udel.edu/Geography/calm.

Обобщение наблюдений за глубиной сезонного протаивания пород в рамках проекта CALM проведено Д. А. Стрелецким (Методы оценки.., раздел 8, 2012). Север европейской части России представлен тремя площадками, более чем десятилетние ряды наблюдений, на которых указывают на увеличение мощности СТС от 2 до 6 см в год. На некоторых площадках увеличение СТС сопровождается осадкой поверхности, вызванной протаиванием льдистого промежуточного горизонта на подошве деятельного слоя, что привело к изменению рельефа в районе Воркуты (Мажитова, Каверин, 2007; Mazhitova et al., 2004). Из восьми площадок, расположенных в Западной Сибири, только три имеют продолжительность наблюдений более 10 лет, включая площадку Надым (наблюдения с 1971 г.). Увеличение СТС на площадках Западной Сибири составляет от 0 до 2 см в год. Семь площадок было организовано в разное время в Центральной Сибири. Здесь увеличение СТС составило около 2–3 см в год, однако ряды данных – короткие, что не позволяет получить достоверные оценки.

В центральной Якутии глубина сезонного протаивания пород в большей степени зависит не от многолетних изменений температуры воздуха в теплый период, а от изменения количест-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 425

ва атмосферных осадков (Скачков и др, 2007; Варламов и др., 2012). Это обусловлено преобладанием в разрезе песчаных отложений, инфильтрация дождевых вод в которых существенно увеличивает глубину протаивания пород. На большей части экспериментальных площадках к концу теплых, но засушливых летних сезонов 2009 и 2010 гг., глубина СТС была наименьшей за весь период наблюдений (1986–2010 гг.), а на площадках мелкодолинного типа местности глубина сезонного протаивания в эти же два года находилась на уровне многолетних средних (рис. 4.3.7б).

Восточная Сибирь представлена сетью из 24 площадок, из которых 17 является действующими. Средняя продолжительность ряда наблюдений по действующим площадкам составляет около 10 лет, в некоторых пунктах – до 15 лет. Увеличение СТС по площадкам региона в среднем составляет 1.5 см в год. На трех площадках на Чукотке с продолжительностью ряда наблюдений более 10 лет изменение СТС составляет около 1 см в год. Измерения СТС, проводимые на Камчатке, показывают достаточно стабильное состояние СТС (± 1 см в год).

Таким образом, север европейской части России характеризуется наибольшим приростом СТС за период наблюдений. В целом тренд СТС уменьшается по мере продвижения в восточные районы российской криолитозоны. Таким образом, Д. А. Стрелецкий, проанализировав полный объем имеющихся данных, достаточно уверенно констатировал заметное увеличение мощности СТС в начале XXI века по сравнению с серединой 1990-х годов, отмечавшееся на большинстве площадок. По нашему мнению данный вывод не может являться безусловным. Весь цикл наблюдений за глубиной протаивания в рамках проекта CALM продолжается с середины или конца 1990-годов и захватывает лишь период возрастающего климатического тренда. На ряде площадок, где измерения глубины протаивания начались в 70–80-е годы XX века, т. е. ведутся несколько десятков лет, наблюдается явный колебательный характер изменения глубины СТС, и тренд изменения глубины протаивания практически равен нулю (Малкова, 2011; Варламов и др., 2012).

4.3.6. Криогенные процессы и их связь с современными климатическими изменениями

К характерным свойствам криолитозоны следует отнести криогенные процессы и образования. Криогенные процессы – это экзогенные геологические процессы, преобразующие геологическую среду в криолитозоне и обусловленные развитием теплофизических, физико-химических и механических процессов в промерзающих, мерзлых и протаивающих породах (Ершов, 1990). С точки зрения влияния климата особое значение имеют процессы, сопровождающиеся вытаиванием льда (термокарст, термоэрозия, термоабразия, криогенные склоновые процессы) и с новообразованием льда (криогенное пучение, повторно-жильное льдообразование).

При наличии множества публикаций, содержащих описание геологических процессов и явлений в криолитозоне, количественная оценка их динамики часто не может быть точной, если отсутствуют длительные дистанционные или наземные наблюдения. Существуют методы количественного прогноза развития криогенных процессов, основанные на решении задачи теплообмена в меняющихся условиях с учетом миграции влаги к фронту промерзания или ее фильтрации при протаивании (Гречищев и др., 1980; 1984; Фельдман, 1984; Шур, 1977; Методические…, 1981), но эти расчеты учитывают только физические основы активизации криогенных процессов, но не учитывают всего многообразия ландшафтных составляющих, которые при изменении климата также изменяются (Конищев, 2009; 2011). Таким образом, прогноз активизации криогенных процессов как реакции на климатические изменения опирается лишь отчасти на результаты моделирования, а в большей степени на опыт мониторинга развития криогенных процессов и на представления о механизмах развития криогенных процессов (концептуальных моделях). Ниже рассмотрены конкретные криогенные процессы и их возможная реакция на изменения климата.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 426

4.3.6.1. Термоденудация в береговой зоне Арктических морей

В последние годы сложилось понятие прибрежно-шельфовой зоны арктических морей как целостной природной криогенной геосистемы со своими специфическими чертами и комплексом прямых и обратных связей (Васильев и др., 2001; Григорьев и др., 2006; Арэ, 2012). На побережье арктических морей активно взаимодействуют атмосфера, море и криолитозона. Наиболее опасное проявление этого взаимодействия – разрушение льдистых берегов. Деструктивные криогенные процессы протекают значительно активнее на берегах, сложенных ледовым комплексом в восточном секторе Арктики и комплексом морских и аллювиально-морских пород с пластовыми подземными льдами в западном секторе (Васильев, 2005; Кизяков и др., 2006; Григорьев и др., 2006).

Факторами, непосредственно воздействующими на берега, является тепловая энергия воды и волнение. Именно через эти факторы осуществляется воздействие климата на береговые криогенные процессы. Влияние потепления на термоабразию берегов опосредствовано ледовитостью моря (сдерживающей волнение) и повышением температуры морской воды (Васильев и др., 2006; Гуревич, 1984; Юрьев, 2009; Разумов, 2000). Повышение температуры воздуха непосредственно влияет на разрушение берегов термоденудацией, определяя скорость оттаивания льда и мерзлых пород в береговых обрывах (Арэ, 2012; Кизяков, 2005; Юрьев, 2009; Васильев и др., 2001).

Максимальные темпы разрушения берегов восточного сектора Арктики наблюдались в 1940-х гг. и достигали 11–15 м в год. С начала 1970-х по 1990-е гг. в условиях относительного потепления темп термоабразии льдистых берегов еще более возрос и достигал максимальных скоростей разрушения в отдельные годы 15–23 м в год (Григорьев и др., 2006).

Проведен прогноз активности береговой термоабразии (Григорьев и др., 2006) по двум сценариям предполагаемых изменений средней летней температуры воздуха и сил приливного типа на побережье восточных арктических морей России в первой половине XXI века (сценарий I – 0.25°С/10 лет и сценарий II – 0.12°С/10 лет). В результате сопоставления измеренной усредненной по всем морям восточного сектора Арктики активизации термоабразии с прогнозными величинами (рис. 4.3.10) можно видеть, что периодичность резкой активизации составила от 40 до 50 лет (пики приурочены примерно к 1900, 1940, 1990 и 2040 годам, рис. 4.3.10), достигая в 2040–2045 годах максимальной скорости до 30 м в год (Григорьев и др., 2006).

На основании мониторинга криогенных процессов на экспериментальных участках побережья восточных арктических морей авторы (Григорьев и др., 2006) делают вывод, что в настоящее время нет оснований утверждать о существенной активизации деструктивных процессов в рассматриваемом регионе, и наблюдается даже тенденция их затухания в последнее десятилетие. Это связано с совпадением предполагаемой волны летнего похолодания со снижением штормовой активности.

В западном секторе Арктики на побережье Ямала установлены (Васильев и др., 2006; 2011) средние многолетние скорости отступания берегов Карского моря и Байдарацкой губы. Максимальная скорость отступания наблюдается в районе Марре-Сале, где берега сложены сильнольдистыми ММП, и составляет 1.7 м в год, минимальная отмечается в районе перехода газопровода через Байдарацкую губу и составляет около 0.5 м в год. Авторами отмечается, что увеличивается продолжительность безледного, динамически активного периода. Увеличение продолжительности безледного периода приходится на осень – время осенних штормов, когда происходит наиболее сильное разрушение берегов. Длительность безледного периода с 1970 по 2010 г. возросла в среднем на 20 дней.

Для района Марре-Сале при средней за период наблюдения скорости разрушения 1.7 м в год максимальная скорость отмечалась в 1998–1999 гг. и 2006–2010 гг., минимальная – в 1978–1979 гг. и 1999–2000 гг. Не наблюдается прямой связи климатических параметров и скорости разрушения берега. Влияние климата на разрушение морских берегов сказывается опосредованно, через изменение синоптической обстановки в регионе, полей атмосферного давления и ветров и соответствующих параметров ветрового волнения на море (Васильев и др., 2006).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 427

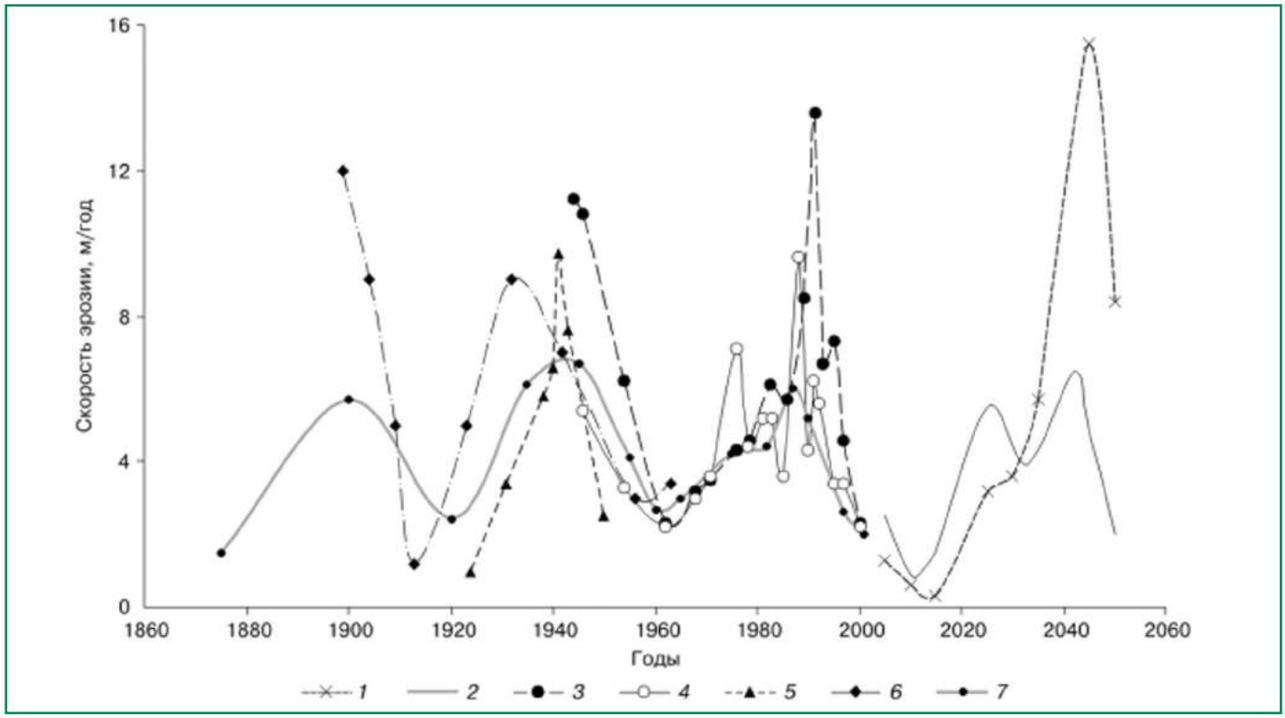


Рис. 4.3.10. Средние скорости эрозии льдистых берегов восточных арктических морей: 1, 2 – прогнозируемые по сценариям I и II соответственно; 3–6 – измеренные: 3, 4 – в районе мысов Крестовского и Малого Чукочьего (3 – высота клифов 0,7–2,0 м, 4 – 1–30 м), 5 – на северном побережье о. Семеновского и 6 – моря Бофорта. Жирная кривая 7 – осредненные данные по всем изученным участкам побережья (Григорьев и др., 2006).

Данные берегового мониторинга использованы для тестирования модели, разработанной для льдистых берегов в условиях нестационарных климатических условий (Васильев и др., 2007; Разумов, 2002). Толстая линия на рис. 4.3.11 построена по данным натурных измерений. Тонкая линия представляет собой моделируемую последовательность скоростей отступания береговой линии. Как видно из рисунка, кривая реальных наблюдений и расчетные данные довольно близки друг к другу, т.о. модель позволяет воспроизвести основные особенности изменения скорости отступания береговой линии во времени. В частности модельная кривая отражает квазицикличность изменения скорости отступания во времени, причем продолжительность периода колебаний по модельной кривой и по данным мониторинга близки между собой (рис. 4.3.11).

Результаты стохастического моделирования показывают, что средняя скорость отступания морских берегов Западного Ямала не изменится до конца текущего столетия. Максимумы в разрушении берегов ожидаются около 2040 и 2095 гг.

В районе поселка Харасавей (Центральный Ямал) скорость отступания берегов изучалась методом сравнения крупномасштабных аэрофотоснимков разных годов. По данным (Kamalov et al., 2002) средняя скорость отступания берегов на локальном отрезке берега составляет около 2.0 м в год. Суммарное отступание береговой линии на исследуемом участке с 1976 г. по 2008 г., по данным А. А. Васильева, составляет от 28.5 до 39.1 м. В целом для морских берегов в районе мыса Харасавей характерны более низкие скорости, чем в районе Марре-Сале, что, вероятно, связано с более короткой продолжительностью безледного периода, более низкими температурами воздуха и меньшей высотой берега.

В западном секторе российской Арктики для о-ва Колгуев установлено, что с 1948 по 2012 год осредненные скорости отступания берегов вследствие термоабразии и термоденудации составляли

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 428

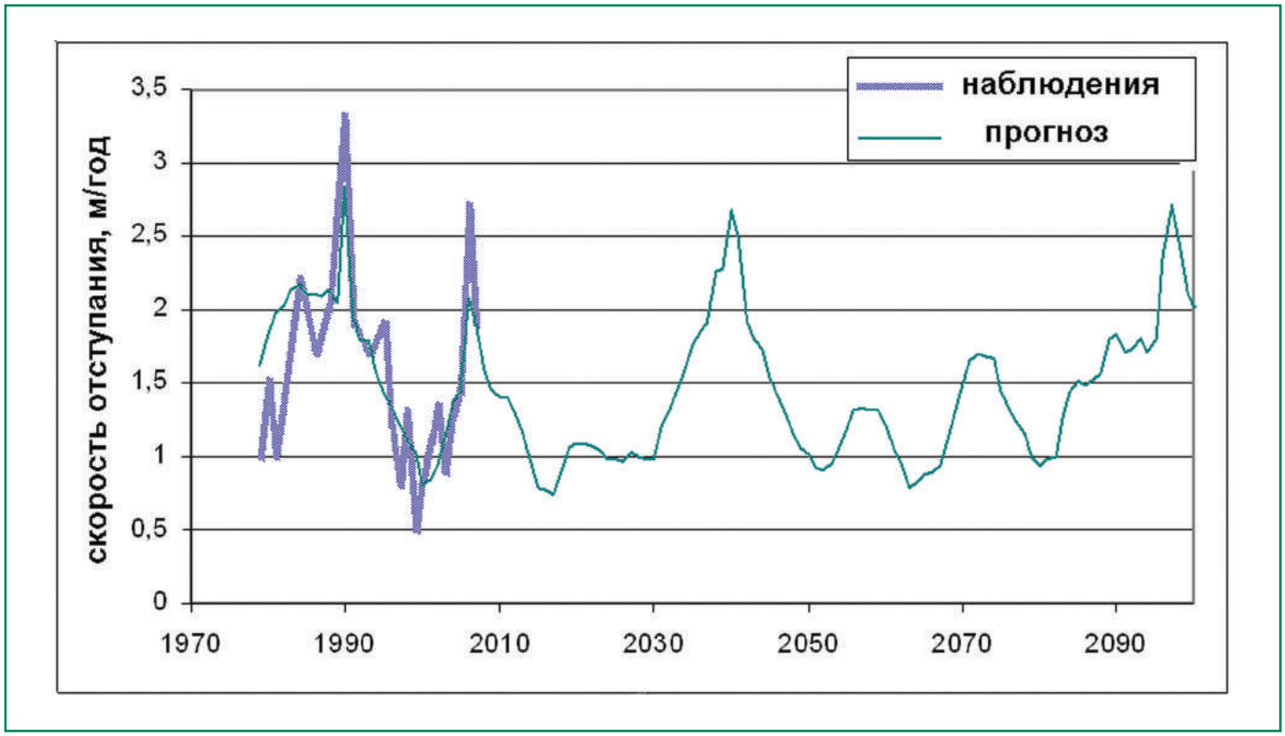


Рис. 4.3.11. Наблюдаемая и моделируемая скорость отступания бровки берегового клифа (профиль 1, Марре-Сале) (Васильев и др., 2007).

2.4–2.6 м в год, при максимальных значениях на отдельных участках в 2009–2012 гг. 14.5–15.1 м в год (Кизяков и др., 2013). Причиной увеличения скоростей является увеличение годовой суммы положительных температур воздуха, которая в 2011–2012 гг. в 1.4–1.5 раза превышала среднюю многолетнюю величину. Снижение скоростей отступания берегов наблюдалось в период 1968–2002 гг., что по времени совпадает с некоторым похолоданием (рис. 4.3.12).

Скорость термоденудации берегов Югорского п-ва, вмещающих пластовые подземные льды, составляет в среднем около 1 м в год за период в 54 года (Кизяков, 2005; Хомутов, Лейбман, 2008), в отдельные годы на локальных участках достигая 23 м в год (Кизяков, 2005; Хомутов, Лейбман, 2008; Губарьков и др. 2008) при максимальных значениях в последние годы до 30 м в год (Хомутов, 2010).

Скорость термоденудации определяется скоростью оттаивания льда, которая в свою очередь зависит от поступления солнечного тепла и содержания во льду включений (Кизяков, 2005). Установлено, что скорости термоденудационного отступания бровок термоцирков могут в 2–5 раз превышать скорости термоабразии морских берегов (рис. 4.3.13) (Кизяков и др., 2006).

Межгодовая изменчивость скоростей (средних – от 1.6 до 4.2 м в год и максимальных – от 3.4 до 5.8 м в год) определяется различием годовых сумм положительных температур воздуха (Кизяков, 2005; Кизяков и др., 2006: 2013). Самые существенные изменения в скоростях термоабразии можно ожидать в наиболее ледовитых морях Северного Ледовитого океана, где площадь ледового покрова может значительно сократиться, а время продолжительности свободного ото льда периода будет расти (Pavlidis et al., 2007; Lantuit et al., 2012). В то же время, скорости термоденудации с участием пластового льда будут расти за счет непосредственного роста температуры воздуха. Одновременно при прогнозе следует учитывать и более сложную зависимость скоростей этих процессов от климатических параметров, таких как атмосферные осадки, как летние, так и зимние, продолжительность безледного периода, направление и скорость ветра.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 429

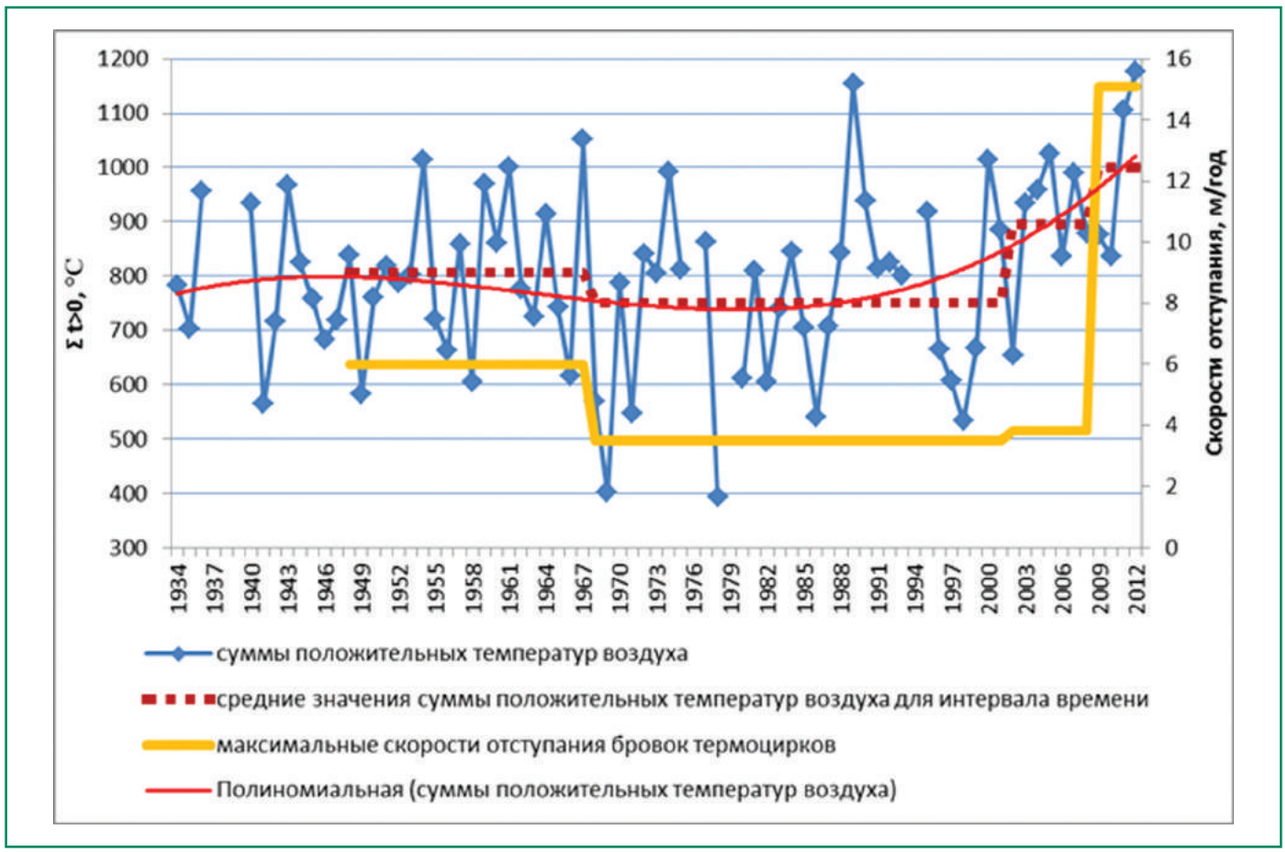


Рис. 4.3.12. Влияние сумм положительных температур воздуха (по данным метеостанции Колгуев Северный) в период с 1934 по 2012 гг. на скорость термоденудации (Кизяков и др., 2013).

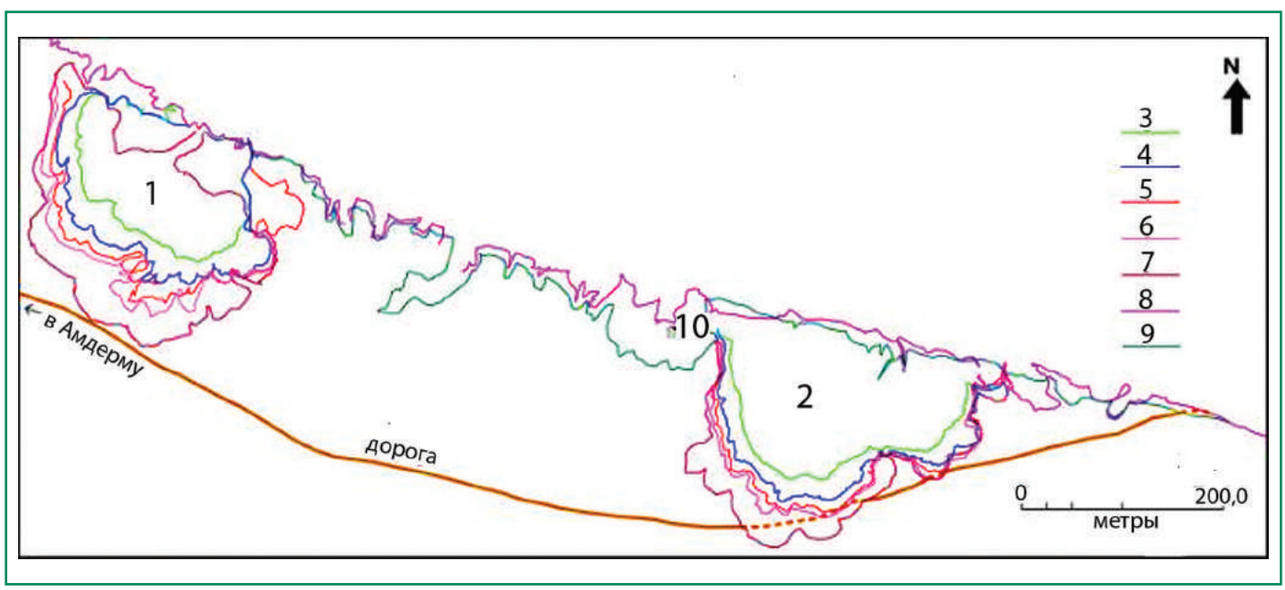


Рис. 4.3.13. Схема отступания бровок термоцирков и берегового уступа на ключевом участке “Первая Песчаная” (Хомутов, Лейбман, 2008): 1 – Западный термоцирк, 2 – Восточный термоцирк; 3-7 – Бровки термоцирков: 3 – 2001 г., 4 – 2005 г., 5 – 2006 г., 6 – 2007 г., 7 – 2010 г.; 8-9 – бровки берегового уступа: 8 – 2007 г., 9 – 2010 г.; 10 – местоположение рыбацкого балка в 2007 г.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:33 PM Page 430

4.3.6.2. Склоновые криогенные процессы (криогенное оползание)

Среди склоновых криогенных процессов наибольший интерес представляет собой криогенное оползание, широко развитое на Арктических равнинах. Активизация криогенного оползания в связи с изменением климата отличается для двух разных типов этого процесса:

1. Криогенные оползни скольжения (КОС) представляют собой блоковое смещение протаявших пород СТС по границе раздела мерзлое-талое (рис. 4.3.14);

2. Криогенные оползни течения (КОТ) или быстрая солифлюкция являются процессом разжижения пород СТС и их вязкого/вязкопластического течения по поверхности ММП (рис. 4.3.15).

Основные отличия двух видов криогенных оползней, развивающихся в СТС, представлены в таблице 4.3.3 (Лейбман и др., 2000; Лейбман, Кизяков, 2007).

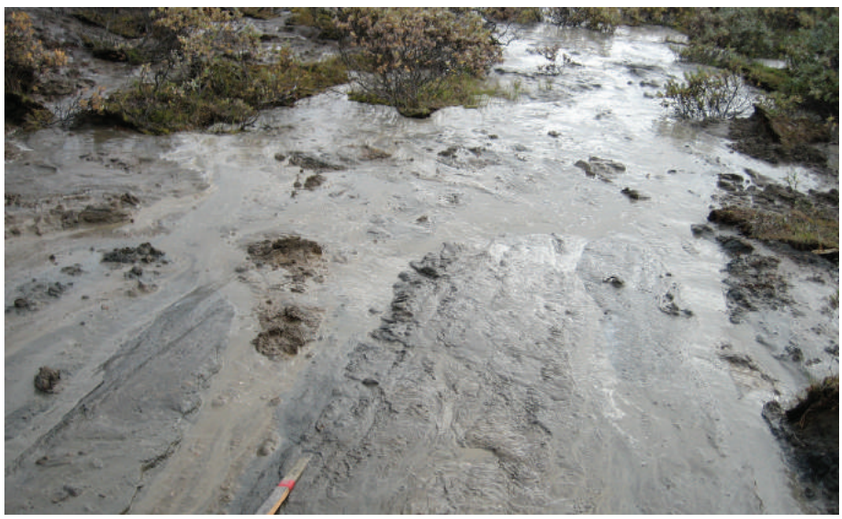
КОС (рис. 4.3.14) связаны с быстрым протаиванием льдонасыщенных пород в основании

Рис. 4.3.14. Криогенные оползни скольжения (КОС) (фото А. А. Губарькова) – (а), оползневой цирк (фото М. О. Лейбман) – (б).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:34 PM Page 431

(а)

(б)



(в)

Рис. 4.3.15. Криогенные оползни течения (КОТ) – (а), грязевые потоки – (б) (оба фото А. А. Губарькова) и термоцирк – (в) (фото М. О. Лейбман).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:34 PM Page 432

Таблица 4.3.3. Основные отличия двух видов криогенных оползней

Тип оползня	Криогенные оползни скольжения (КОС)	Криогенные оползни течения (КОТ)
Триггер	Протаивание шлирового льда в основании СТС	Протаивание пластового льда или сильнольдистых пород в верхних горизонтах ММП
Причина	Межгодовая динамика СТС	Локальное понижение верхней поверхности ММП
Морфология	Оползневое тело в виде крупного деформированного в виде “гармошки” блока или с разрывами на всю толщину тела, и часто с небольшими оторвавшимися от основного тела фрагментами	Отсутствие единого тела оползня, как правило, это небольшие куски дернины, “плавающие” в бесструктурной, вязкой супесчаной или суглинистой массе

СТС (Лейбман, 1997). Необходимый для активизации КОС избыток влаги и порового давления слагается из двух основных источников: внутригрунтового протаивающего льда и инфильтрующихся атмосферных осадков (Лейбман, Кизяков, 2007). Влияние потепления климата опосредствовано глубиной сезонного протаивания, но наибольшую роль играет резкое сезонное увеличение суммы летних атмосферных осадков.

КОТ (рис. 4.3.15) образуются при резком увеличении глубины протаивания, достижении сезонным протаиванием поверхности залежеобразующего подземного льда. В отличие от КОС, КОТ могут развиваться ежегодно до тех пор, пока в зону сезонного протаивания попадает пластовый лед. Потепление климата определяет увеличение скорости стаивания стенки льда. Помимо этого, влияние потепления климата опосредствовано глубиной сезонного протаивания.

Таким образом, прогноз активизации КОС состоит в анализе частоты совпадения смены холодных и влажных летних сезонов теплыми и сильновлажными, более опасными по активизации этого процесса будут участки с более низкой температурой пород (как правило, ниже –3°С). Следовательно, потепление климата, наиболее вероятно, приведет к затуханию образования КОС в направлении на север. С другой стороны, активизация КОТ находится в прямой зависимости от летней температуры воздуха и на участках залегания подземных залежеобразующих льдов существует высокий потенциал активизации этого процесса (Лейбман, Кизяков, 2007). Базой для прогноза развития криогенных форм рельефа, связанных с залежеобразующими льдами, должна служить карта распространения таких льдов, карта чувствительности ландшафтов к нарушениям (как естественным, так и техногенным) в дополнение к климатической модели.

Анализ топографических карт и современных космоснимков говорит о том, что криогенные оползни в настоящее время наиболее активны в подзоне типичной тундры Западной Сибири (Украинцева и др., 2012). Ареалы их развития занимают более 16% общей площади подзоны (рис. 4.3.16). В подзоне южных тундр Западной Сибири криогенные оползни скольжения были активны в эпоху климатического оптимума голоцена (5–7 тыс. лет назад). Склоны увалов задернованы, покрыты мощным моховым покровом с низкорослыми ерниками. О процессе криогенного оползания можно судить лишь по мощной толще диагенетически преобразованных отложений на склонах холмов. В арктических тундрах процесс только начинается: на полуостровах Ямал и Гыдан, на Таймырском побережье Енисейского залива (от Диксона до мыса Шайтанский), а также на островах Канадского архипелага встречаются криогенные оползни, возраст которых (судя по характеру растительного покрова) – от нескольких лет до нескольких десятков лет (Lewkowicz, 1990; Ukraintseva, 2008).

Таким образом, криогенное оползание – динамичный процесс, постепенно по мере потепления климата, смещающийся к северу и вовлекающий в преобразование ландшафтов все новые территории.

Оба типа криогенного оползания развивается при условии расчлененного рельефа и значительной доли склонов в его структуре. В случае слабого расчленения рельефа и преобладания плоских и вогнутых поверхностей развивается термокарст.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:34 PM Page 433

4.3.6.3. Термокарст

Установлено, что основным условием развития термокарста являются подземные льды, от мощности и генезиса которых зависит объем образующихся термокарстовых форм. Развитие термокарста возможно при положительном водном балансе, что приводит к повышению температуры донных отложений водоема в термокарстовой котловине (Шур, 1977; Суходровский, 1979; Гречищев и др., 1984; Любомиров, 1990; Босиков, 1991). Основным признаком развития термокарста считается заозеренность (рис. 4.3.17).

Исследования Ф. А. Романенко (1997) в районах Западной Сибири с распространением ММП показали, что термокарстовый генезис озерных котловин является доминирующим. Термокарстовые озера составляют от 60 до 90% от общего количества. В Якутии этот тип озер составляет 80% (Нестерова, 2011).

Термокарстовые просадки – характерное явление, как в ходе естественной динамики релье-

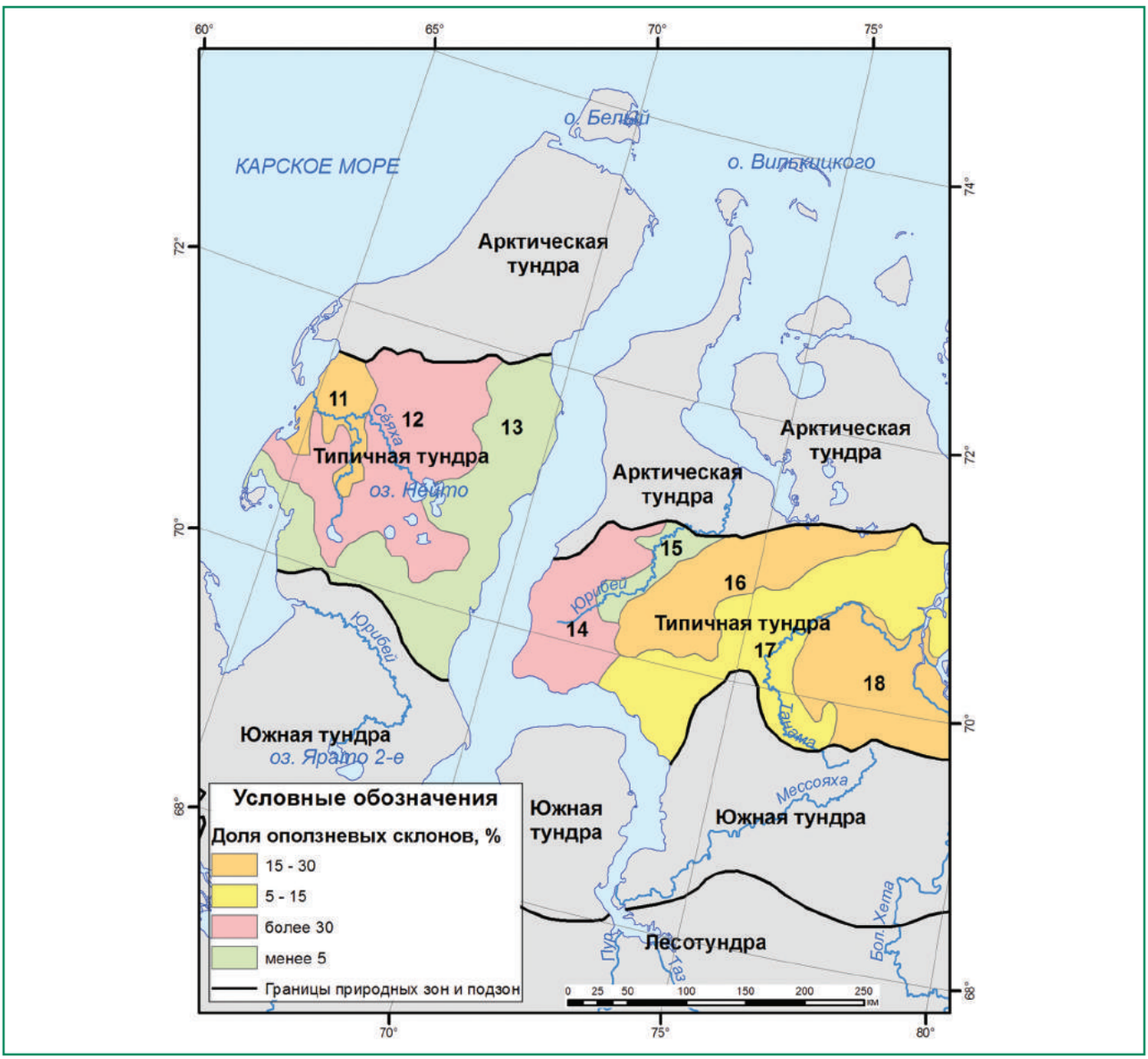


Рис. 4.3.16. Оползневые склоны в типичной (субарктической) тундре на п-вах Ямал и Гыдан. Цифрами на карте даны номера районов, см. табл. 4.3.5. (Украинцева и др., 2012, компьютерная графика Ю. Коростелева).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:34 PM Page 434

Рис. 4.3.17. Термокарстовые озера и хасыреи (спущенные озера). Вид с вертолета (фото А. А. Губарькова).

фа, так и при строительстве линейных сооружений в зоне распространения многолетнемерзлых пород (рис. 4.3.18) (Губарьков и др., 2013).

Предполагается, что термокарстовые озера служат индикатором климатических изменений в Арктике (Воскресенский, 2001; Кирпотин и др., 2008; Кравцова, Тарасенко, 2011), реагирующим на изменение температуры воздуха. Известно, что деградация ММП и термокарст преобладают только при наличии определенного слоя воды на поверхности мерзлых пород (Конищев, 2009; 2011). Это подтверждается тем, что образование новых просадок и расширение существующих озер в районе Якутска всегда происходит только в годы с повышенным увлажнением (Босиков, 2007).

Изменение площадей термокарстовых озер на фоне климатических изменений за полувековой период приводится в ряде работ (Кравцова. Тарасенко, 2010; 2011; Кирпотин и др., 2008; Брыксина, 2011; Санников, 2012). Исследования термокарстовых озер за период 1970–2000 гг. показывают, что на 60% территории криолитозоны России они находятся в стабильном состоянии (Кравцова, Быстрова, 2009). Вместе с тем, в различных регионах Арктики происходят разнонаправленные изменения их площади. На Европейском Севере, Южной Якутии, Забайкалье и на севере Дальнего Востока наблюдается увеличение площади озер (Smith et al., 2005; Кравцова, Быстрова, 2009; Елсаков, Марущак, 2011). На Яно-Индигирской низменности наблюдается как спуск озер, так и заполнение озерных котловин. В Западной Сибири в тайге, лесотундре и южной тундре происходит уменьшение площади озер (Кравцова, Быстрова, 2009; Брыксина, 2011), в типичной и арктической тундре площадь озер увеличивается (рис. 4.3.19).

Внутри природных зон выявлены разнонаправленные изменения площади термокарсто-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:34 PM Page 435

Таблица 4.3.4. Изменение количества и площади озер на Севере Западной Сибири

Озера	Количество	Площадь, га	Средняя площадь озер, га
Исчезнувшие	273	10468	38.3
Образовавшиеся	8000	13648	1.7

вых озер, наблюдается их одновременно возникновение и исчезновение. Так в Западной Сибири количество вновь образовавшихся озер почти в 30 раз превышает количество исчезнувших озер (табл. 4.3.4). При этом площадь образовавшихся и исчезнувших озер отличается только на 30%. Следовательно, образуются мелкие озера, а исчезают средние и крупные по площади озера.

В западном секторе криолитозоны в южных районах происходит уменьшение площади озер, а в типичной и арктической тундре – их увеличение. Из этого следует, что в южных районах Западной Сибири потенциал термокарста исчерпан, а на севере термокарст активизировался. В восточном секторе Арктики отмечена обратная зависимость, на севере – стабильное состояние площади термокарстовых озер, а на юге – их увеличение. Таким образом, в Восточной Сибири при современном тренде потепления термокарст на севере не активизируется, в то время как в южных районах криолитозоны площадь озер, а, следовательно, и активность термокарста растут.

Закономерности, отмеченные для Западной Сибири, согласуются с результатами исследований американских ученых (Riordan et al., 2006), установивших на основе анализа дистанционных данных значительное сокращение площади термокар-

Рис. 4.3.18. Активизация термокарста при нарушении почвенно-растительного слоя (фото А. А. Губарькова).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:34 PM Page 436

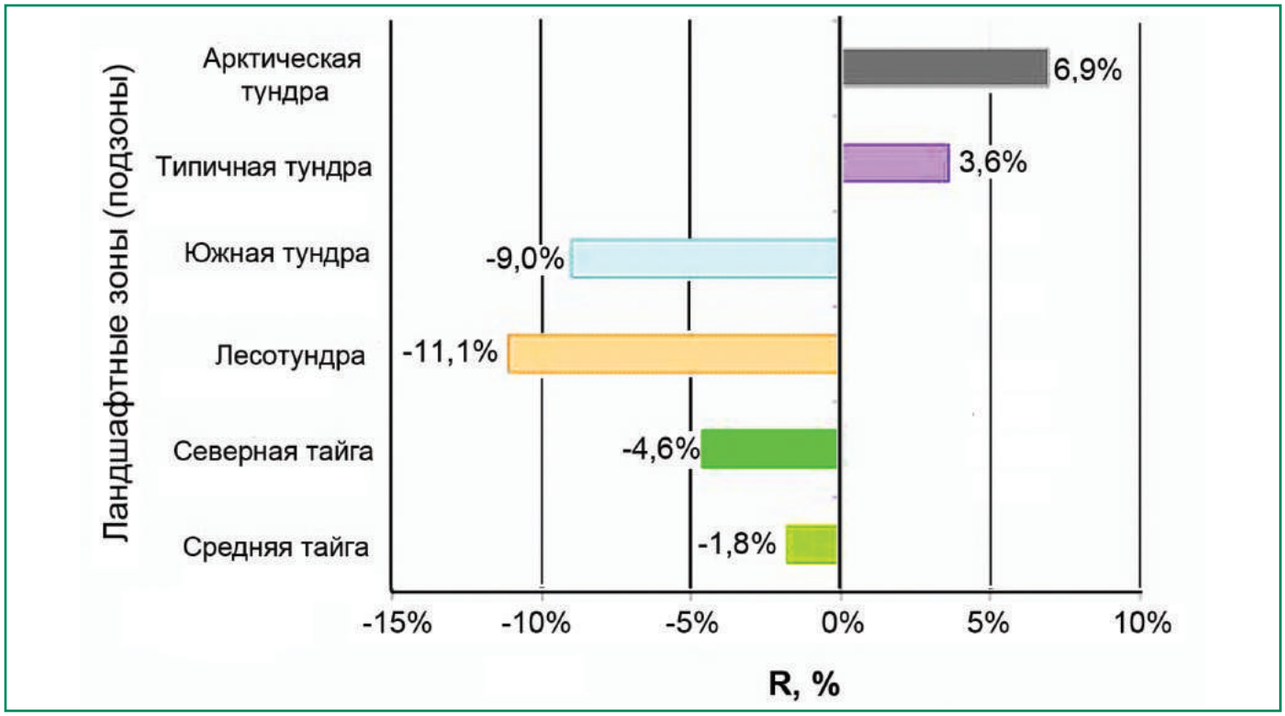


Рис. 4.3.18. Среднее значение относительного изменения суммарной площади озер по ландшафтным зонам и подзонам Западной Сибири за 50 лет (Брыксина, 2011).

стовых озер в зонах прерывистого распространения мерзлоты в центральной части Аляски за последние пять десятилетий. По данным (Riordan et al., 2006) в прерывистой криолитозоне Аляски при существенном увеличении среднегодовой температуры и без заметного повышения уровня осадков наблюдалось сокращение суммарной площади термокарстовых озер. В статье (Riordan et al., 2006) обсуждаются и обосновываются два наиболее вероятных механизма, объясняющих сокращение площади озер: 1) улучшенный дренаж при оттаивании мерзлоты и повышении температуры почвы как следствие потепления климата; 2) транспирация растительности, интенсивность которой возрастает с повышением температуры воздуха.

4.3.6.4. Термоэрозия

Под термоэрозией понимается процесс одновременного теплового и механического разрушения мерзлых дисперсных пород водными потоками с образованием промоин, оврагов, эрозионных ниш (Термоэрозия…, 1982). Активность термоэрозии зависит от свойств подстилающей поверхности, количества и интенсивности осадков. Одной из наиболее типичных форм рельефа в криолитозоне является овражно-балочная сеть, сформировавшаяся по повторно-жильным льдам (ПЖЛ). По ним скорость термоэрозии возрастает на 30%. В плане они образуют полигональный рисунок в виде решетчатых или схожих по внешнему облику систем, и овражная сеть наследует их пространственное расположение (рис. 4.3.20).

Наибольшая овражность в криолитозоне России характерна для Севера Западной Сибири, полуостровов Ямал, Гыдан и Тазовский (Национальный атлас…, 2008). По данным Б. Ф. Косова и Г. С. Константиновой (1973) с юга на север Западной Сибири от лесотундры к арктической тундре густота овражной сети увеличивается от 0.01 до 1.0–2.5 км/км^2. Высокая овражность проявляется также в отдельных районах Большеземельской тундры и Югорского полуострова.

Исследования К. С. Воскресенского (2001) показали очевидную связь интенсивности овражкообразования, выраженную через плотность оврагов, с термокарстовым расчленением на Ямале. При увеличении плотности оврагов уменьшается

OD-2-1-3n 12/15/14 3:34 PM Page 437

термокарстовое расчленение и, наоборот. Существует генетическая связь термоэрозии и криогенного оползания. На поверхностях скольжения криогенных оползней развиваются термоэрозионные промоины и овраги. В связи с тем, что для криогенного оползания свойственна цикличность с образованием оползневых цирков, то и эрозионная деятельность развивается циклично, т. е. вслед за оползневыми циклами следуют эрозионные (Губарьков, Лейбман, 2007).

Фактором, способствующим термоэрозии при потеплении климата, является повышение температуры ММП, что стимулирует размыв пород. Во многих районах криолитозоны отмечается увеличение количества и интенсивности зимних и летних осадков, а также их максимальных значений, что также является фактором усиления активности термоэрозии.

4.3.6.5 Многолетнее пучение

Процесс многолетнего пучения с точки зрения изменений климата интересен тем, что обеспечивает существование ледяных тел или сильнольдистых ММП даже в южных районах криолитозоны (рис. 4.3.21, 4.3.22), а их деградация в этих районах приводит к развитию термокарста и заболачивания (Пономарева и др., 2012).

На карте (рис. 4.3.23) показаны области распространения различных по генезису и морфологии бугров пучения (Gross, Jones, 2011). Авторы обнаружили более 11 000 бугров пучения, значительная часть которых расположена в древних озерных котловинах и образовалась при промерзании подозерных таликов, в которых присутствовали водоносные горизонты. Многие исследователи отмечали, что даже в условиях

Рис. 4.3.20. Термоэрозия по ПЖЛ, полуостров Ямал, вид с вертолета (фото А. А. Губарькова).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 438

Рис. 4.3.21. Гидролакколит на территории Уренгойского месторождения (фото Н. Г. Украинцевой).

потепления наблюдаются новообразования мерзлоты и начальные стадии формирования бугров пучения (Осадчая, 2003; Пономарева и др., 2012).

Таким образом, анализ результатов исследования влияния климатических изменений на активизацию криогенных процессов показывает, что не наблюдается однозначной зависимости активизации процессов от потепления климата. Можно выделить две основные причины такой нелинейности.

Во-первых, криогенные процессы всех типов существенно зависят от межгодовой динамики атмосферных осадков. Высокая степень увлажнения ландшафтов приводит к активизации склоновых процессов, термокарста и термоэрозии, а засушливые условия снижают активность этих процессов.

Во-вторых, потепление приводит к перестройке ландшафтов при увеличении развитости растительного покрова, который служит слоем теплоизоляции во всех геокриологических зонах. Особенно существенное влияние потепление оказывает на криогенные процессы в зонах прерывистой и островной криолитозоны вплоть до новообразования мерзлоты в результате разрастания торфяников и развития криогенного пучения.

4.3.7. Прогноз развития криолитозоны при изменении климата

В геокриологии существуют два основных подхода к оценке реакции многолетней мерзлоты на глобальное изменение климата: математическое моделирование и метод палеоаналогов. И тот и другой методы используется для прогноза изменения геокриологических условий в будущем. Метод палеоаналогов предполагает использование палеоклиматических и палеомерзлотных реконструкций для тех интервалов геологического прошлого, во время которых уровни повышения средней глобальной температуры воздуха по сравнению с современными, соответствуют уровням, ожидаемым в будущем в связи с изменением климата (Величко, Нечаев, 1996).

При использовании математического моделирования чаще всего применяются численные методы решения нестационарной задачи теплопроводности (задача Стефана) с использованием компьютерных технологий, либо численные алгоритмы,

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 439

(а)

(б)

Рис. 4.3.22. Древний (а) и молодой (б) бугры пучения в северной тайге (в районе г. Надыма) (фото О. Е. Пономаревой).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 440

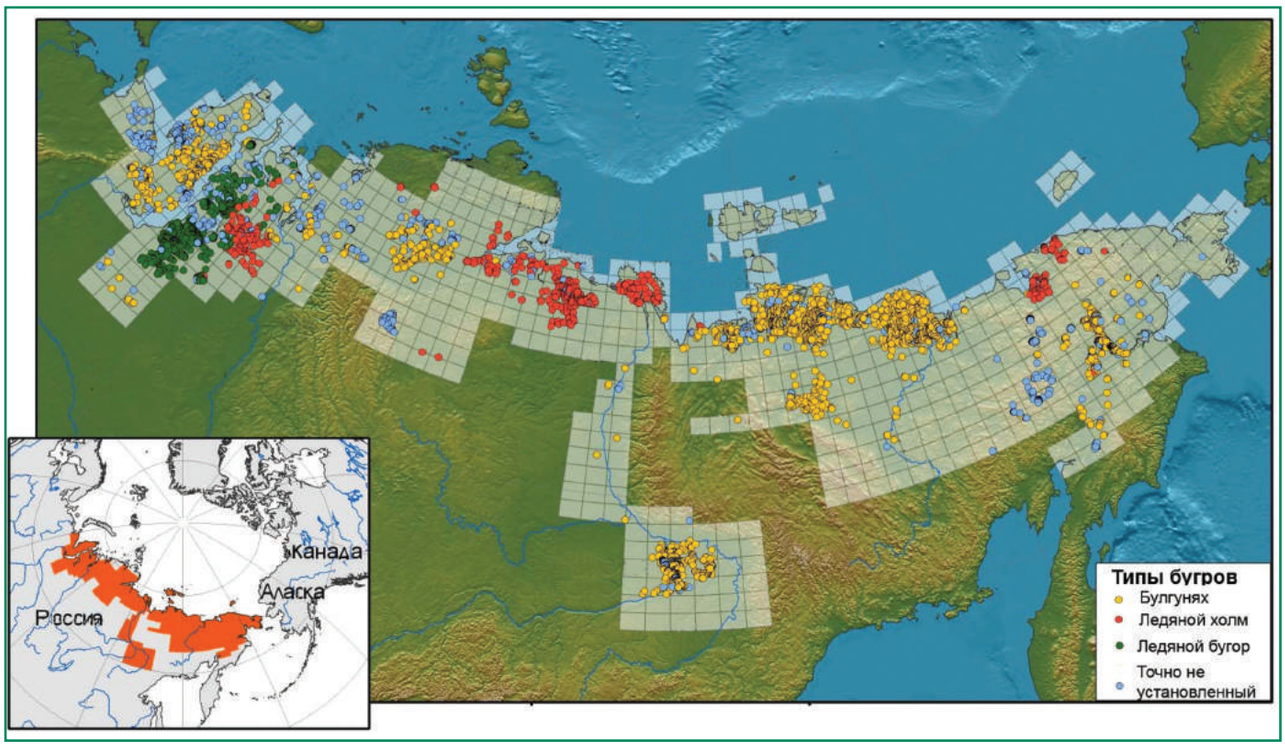


Рис. 4.3.23. Области распространения пинго в криолитозоне России (Grosse, Jones, 2011).

Таблица 4.3.5. Прогнозные характеристики многолетнемерзлых пород на 2100-й год при различных начальных температурах T_{1990} и трендах повышения среднегодовой температуры воздуха (Пармузин, Чепурнов, 2001)

Состав ММП	$T_{нач}$ (°С)	T_{2100} (°С) при трендах °С в год			Время начала многолетнего оттаивания ММП (годы) при трендах °С в год			Глубина оттаивания (м) при трендах °С в год		
		0.06	0.03	0.01	0.06	0.03	0.01	0.06	0.03	0.01
Пески, супеси, суглинки	–7…–9	–2...–4	–5…–7	–6…–8	многолетнего оттаивания не происходит			сезонное, не более 1.5	сезонное, не более 1.0	сезонное, не более 0.5
Пески, супеси, суглинки, торф	–5…–7	–1…–2	–2...–4	–4...–6	2080–2090	многолетнего оттаивания не происходит		до 6 до 3.5 до 1.5	сезонное, не более 1.2	сезонное, не более 0.8
Пески, супеси, суглинки, торф	–3…–5	–0.5…–1	–1…–2	–2...–4	2050–2070	2080–2100	многолетнего оттаивания не происходит	6–13 3.5–8 1.5–3.5	до 6 до 4 до 2	сезонное не более 1.2
Пески, супеси, суглинки, торф	–1...–3	0...–0.5	0...–1	–0.5…–2	2010–2040	2030–2080	многолетнего оттаивания не происходит	13–20 8–15 3.5–5.5	10–15 3.5–8 до 4	сезонное, не более 1.2
Пески, супеси, суглинки, торф	0...–1	около 0			2000–2010	2010–2030	2060–2090	15–25 10–16 4–6	13–20 7.5–12 до 5	10–15 1.5–3.5 до 1.5

Примечание: $T_{нач}$,°С – начальная среднегодовая температура ММП; T_{2100},°С – среднегодовая температура ММП, прогнозируемая к 2100 г.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 441

осуществляющие расчет изменения во времени вертикального профиля температуры и положения границ раздела фаз в грунте. Использование численных методов прогноза дает возможность определить время вероятного начала многолетнего оттаивания пород, динамику температурного режима всей толщи ММП независимо от их начальной температуры, геологического строения и свойств.

Прежде всего, следует отметить необходимость использования верхнего граничного условия, отражающего полный комплекс основных региональных характеристик климата, а не только температуру воздуха. Прогнозные оценки, выполненные с соблюдением этого требования, указывают на достаточно высокую консервативность криолитозоны в отношении климатических изменений (Павлов и др., 2010).

С. Ю. Пармузин и М. В. Чепурнов (2001) оценили возможное повышение среднегодовой температуры пород для Европейского севера и Западной Сибири при прогнозируемых трендах повышения среднегодовой температуры воздуха в пределах 0.01–0.06°С в год для расчетного периода до 2100 г. Им удалось определить время начала многолетнего оттаивания мерзлых пород различного состава; возможную глубину их многолетнего оттаивания; величину потенциальной осадки поверхности на участках, сложенных породами различного состава и льдистости.

Результаты численного математического моделирования динамики температурного поля пород приведены в таблице 4.3.5. Расчеты показали, что изменение температуры пород на глубине 18–20 м (фиксированная глубина, приблизительно равная глубине нулевых годовых амплитуд на севере Западной Сибири) в будущем существенно зависит от их начальной температуры. В интервале низких среднегодовых температур интенсивность повышения температуры мерзлых пород увеличивается. При относительно высоких начальных отрицательных температурах пород большая часть поступающего в грунт тепла идет на фазовые переходы при опускании кровли мерзлых пород и поэтому повышение температуры пород идет относительно медленно.

Повышение среднегодовой температуры пород при глобальном потеплении климата вызывает не только деградацию мерзлых пород с поверхности, но и их оттаивание снизу. Темп оттаивания определяется составом пород, среднегодовой температурой, мощностью и величиной теплопотока из недр земли. По расчетам Э. Д. Ершова и С. Ю. Пармузина (2000) в районах распространения суглинистых пород при мощности криолитозоны 50 м величина оттаивания снизу к 2100 г. может составить около 2 м, при мощности 100 м – около 1 м.

В современных геокриологических прогнозах наиболее часто используется годовой ход температуры воздуха, изменяющейся по принятому климатическому сценарию. Температура воздуха задается на поверхности грунта и снежного покрова (зимой) или включается в граничное условие 3-го ро-

Таблица 4.3.6. Прогнозные изменения температуры воздуха (Твз) и грунтов (Тг) в XXI веке (Павлов и др., 2010. – по данным Клименко и др., 2007; Хрусталев, Давыдова, 2007)

Годы	Мерзлотно-климатические параметры				
	$T_{вз}$, °С	$T_г$, °С	Глубина сезонного протаивания, м	Мощность криолитозоны, м	$\Delta T_г/\Delta T_{вз}$
			Воркута		
2000–2010	–5.4	–0.94	0.92	71.90	–
2040–2050	–4.6	–0.28	0.98	71.78	0.825
2090–2100	–4.1	–0.07	1.26	71.37	0.67
			Надым		
2000–2010	–5.4	–1.15	0.59	91.00	–
2040–2050	–4.5	–0.22	0.64	90.83	1.03
2090–2100	–3.9	–0.04	1.50	90.22	0.74
			Мирный		
2000–2010	–6.3	–1.99	1.95	301.7	–
2040–2050	–4.6	–0.56	2.33	301.9	0.84

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 442

да в расчетную формулу (Павлов и др., 2010). Таким способом выполнены прогнозные оценки для ряда районов Российского Севера (Павлов, Малкова, 2005; Клименко и др., 2007; Хрусталев, Давыдова, 2007). Некоторые обобщенные результаты моделирования приведены в табл. 4.3.6.

Согласно выполненным прогнозам, в городах Воркута, Надым и Мирный температура пород до конца столетия сохраняет отрицательные значения. Расчетное повышение температуры грунта ($\Delta T_Г$) получилось близким к росту температуры воздуха ($\Delta T_{ВЗ}$). Отношение $\Delta T_Г / \Delta T_{ВЗ}$, характеризующее чувствительность криолитозоны к изменениям климата, к 2050 г. колебалось в пределах 0.83–1.03. Глубина сезонного оттаивания за первую половину XXI в. в городах Воркута и Надым должна измениться незначительно, а в г. Мирный ожидается ее увеличение на 20%. В этих трех пунктах расчетная мощность многолетнемерзлой толщи сократится всего на 1 м. Для условий Якутска, где отмечено значительное потепление современного климата, к 2050 г. прогнозируется повышение температуры верхних горизонтов пород на 1.5°С, к 2100 г. – на 3.0°С (Павлов, 2008а).

В последние годы разработан метод моделирования вечной мерзлоты, основанный на ансамблевом осреднении параметров многолетнемерзлых пород с учетом пространственной изменчивости свойств снежного покрова, растительности и почвы (Анисимов, 2009). Рассчитанные с его помощью значения мощности сезонноталого слоя хорошо согласуются с данными наблюдений на ряде площадок в различных регионах Севера России. Метод применяется для вероятностно- статистического прогноза изменения мощности сезонноталого слоя в условиях прогнозируемого на середину XXI в. климата. Помимо “средних” характерных для заданных внешних условий значений параметров, были рассчитаны их ансамблевые дисперсии, а также наибольшие и наименьшие значения, попадающие в 95% доверительный интервал. Пример такого расчета глубины сезонного оттаивания в криолитозоне России на середину 21 века показан на рисунке 4.3.24. Расчеты были проведены для пяти различных климатических сценариев CGCM2, CSM–1.4, ECHAM4/OPYC3, GFDL–R30c и HadCM3, все они использовали сценарий эмиссии парниковых газов B2. Несомненным преимуществом метода ансамблевого моделирования является то, что с его помощью можно получать оценки вероятности превышения параметрами многолетнемерзлых грунтов заданных значений. Эта вероятность рассчитывается на основе частотного анализа выборки, полученной при помощи ансамблевого моделирования, при этом границы и число классов можно устанавливать произвольно (Анисимов, 2009).

Большое количество исследований, основанных на моделировании изменения различных параметров криолитозоны, осуществляется в ГГО им. А. И. Воейкова (Катцов и др., 2011; Надежина и др., 2008; Малевский-Малевич и др., 2005, 2007; Школьник и др., 2012). В модельных расчетах используются как сценарии изменения климата, рекомендованные МГЭИК, так и независимые методы. При этом в качестве входных параметров используются рассчитанные в МОЦАО значения температуры поверхности и толщины снежного покрова, а также заданные характеристики тех или иных типов грунтов и видов растительности (Павлова и др., 2007). Применяется также ансамблевый подход к оценке изменений термического состояния многолетнемерзлых грунтов (Школьник и др., 2012). Подробное описание данных моделей приводится выше, в разделе 3 настоящего доклада.

С использованием модели, описывающей процессы тепло- и влагопереноса в почве и на подстилающей поверхности, проведены расчеты изменения характеристик криолитозоны Северного полушария в XXI в. при задании внешнего атмосферного воздействия в соответствии со сценарием SRES A1B модели общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM (Павлова и др., 2007). Согласно полученным оценкам, площадь приповерхностных многолетнемерзлых грунтов, где сохранится режим сезонного протаивания, может сократиться от современного значения 16.6 млн км^2 до 7.9 млн км^2 к концу XXI в. При этом значения глубин сезонного протаивания могут увеличиться в среднем на 0.2–0.6м. При выбранном сценарии приповерхностная мерзлота сохранится только в регионах Центральной Сибири. Проведенные расчеты позволяют выделить переходную область криолитозоны, где может произойти смена режи-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 443

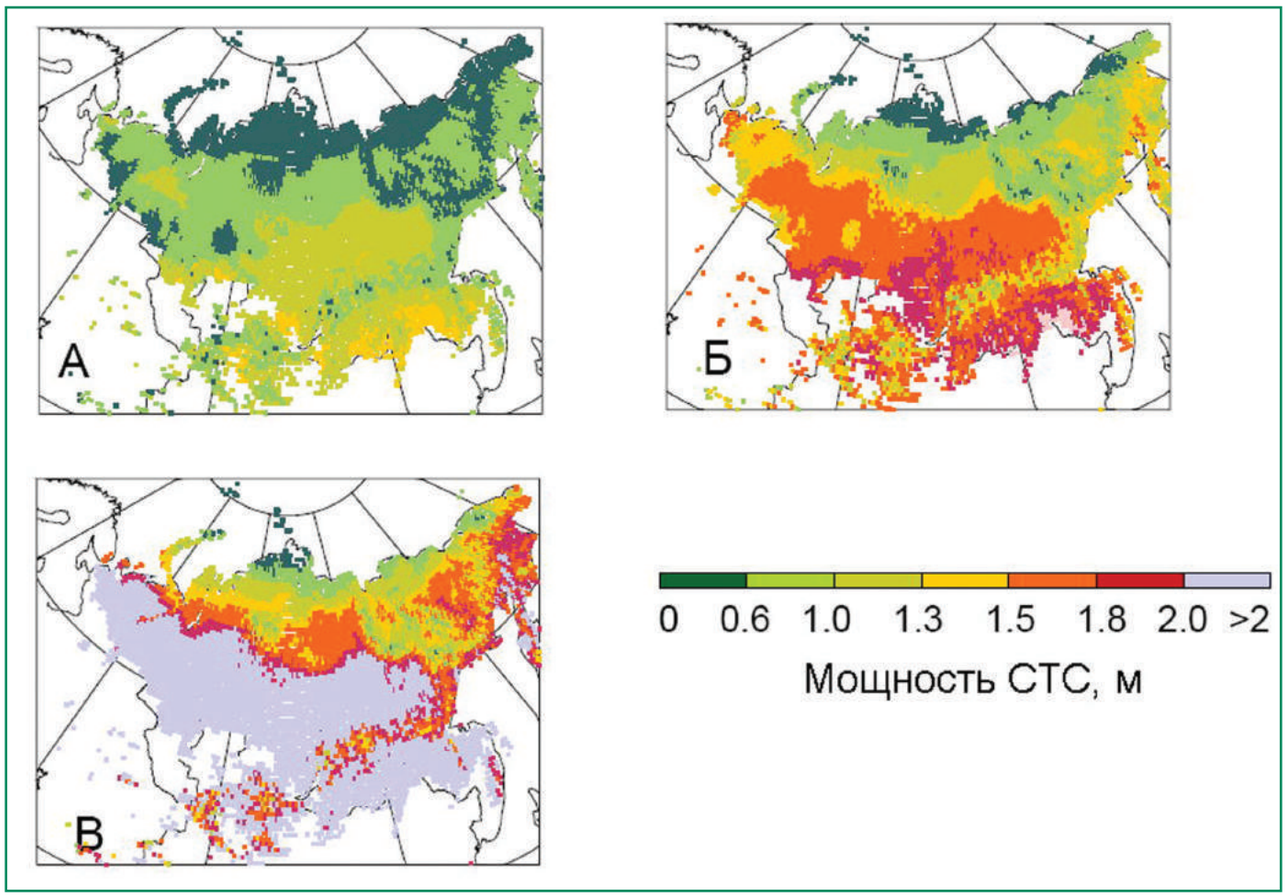


Рис. 4.3.24. Сравнение минимальной (А), наиболее вероятной (Б) и максимальной (В) мощности СТС на территории Евразии для прогнозируемых по пяти моделям климатических условий 2050 г. Минимальные и максимальные значения соответствуют 95%-му уровню значимости (Анисимов, 2009).

ма сезонного протаивания сезонным промерзанием (рис. 4.3.25).

Наибольший интерес, по нашему мнению, из разработанных для криолитозоны и уже опубликованных моделей представляет собой расчетная динамическая модель прогноза изменения теплового состояния ММП в XXI веке GIPL2 (Geophysical Institute Permafrost Laboratory, разработана в Геофизическом институте Университета Аляски США). Входными данными для модели являются температура воздуха, осадки, наземная растительность, термические свойства многослойных горных пород (теплопроводность и теплоемкость в талом и мерзлом состоянии), начальное содержание влаги в почве и тепловой поток на нижней границе расчетной области. Климатический сценарий был взят из пяти осредненных IPCC моделей глобальной циркуляции атмосферы: ECHAM5, GFDL21, CCSM, HADcm3 и CCCMA для сценария A1B. Принципиальная схема входных и выходных данных показана на рис. 4.3.26).

С помощью данной модели удалось осуществить моделирование возможных изменений криолитозоны в XXI веке в условиях прогнозируемого потепления климата на 2°C к середине XXI века и на 4°C к концу XXI века (Romanovsky et al., 2008; 2010). В каждой элементарной ячейке сетки 0.5° × 0.5° отображается расчетный температурный профиль (температура пород по глубине всей расчетной области) на любые моменты времени в зависимости от временного шага. При оценке современного теплового состояния ММП проводилась калибровка расчетных данных, при этом учитывалась обширная база фактических данных, собранных

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 444

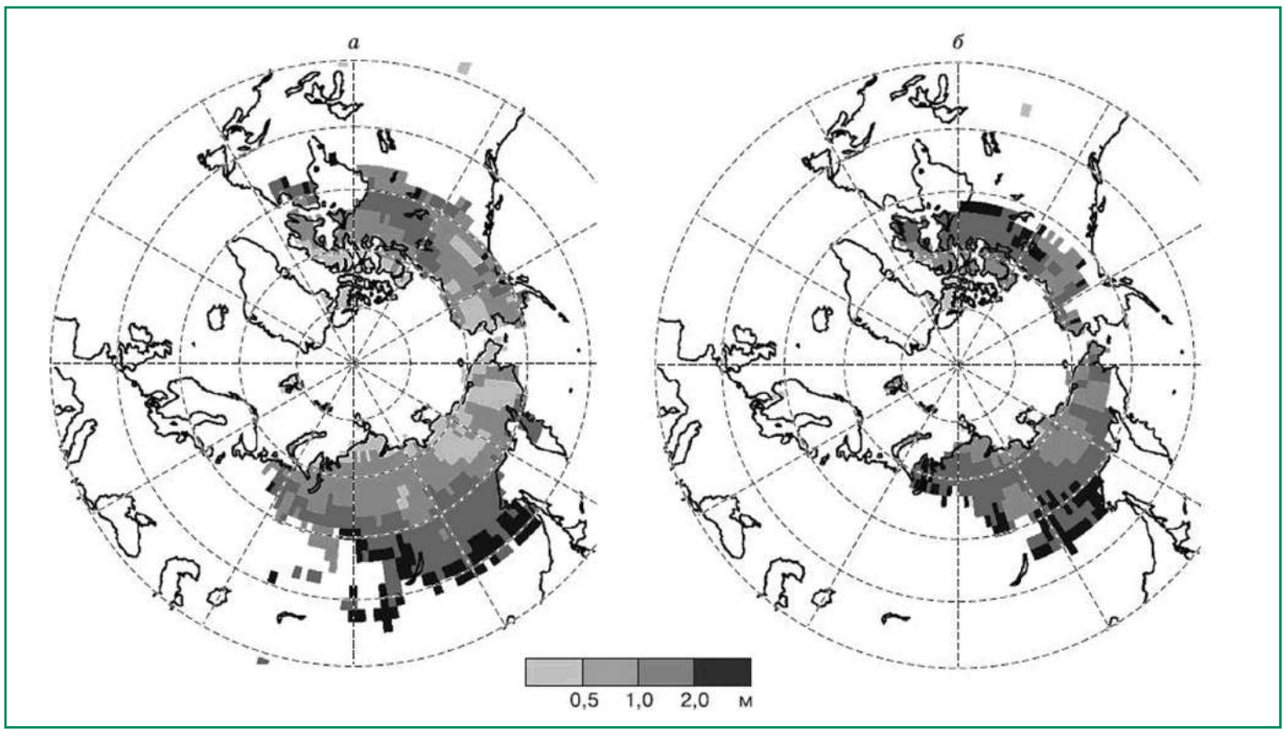


Рис. 4.3.25. Рассчитанные средние значения глубин сезонного протаивания при атмосферном воздействии, заданном по результатам численных экспериментов с моделью общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM при сценарии SRES A1B: а – 2001–2010 гг.; б – 2091–2100 гг. (Павлова и др., 2007).

за последние 30 лет при изучении термического состояния вечной мерзлоты при мониторинге криолитозоны и в рамках Международных проектов GTN-P и TSP.

Результаты проведенных расчетов и моделирования приведены на рис. 4.3.27.

Прогноз изменения температуры ММП на середину и конец XXI века по модели GIPL2 имеет высокую детальность проработки в части ландшафтных и литологических характеристик, теплофизических параметров пород. В последние два года совместно с учеными Университета Нью Хамшир модель GIPL2 была преобразована в численную модель GIPL+WBMPlus (Marchenko et al., 2008; 2012; 2013). Это позволило, кроме изменений в многолетней мерзлоте, моделировать гидрогеологические процессы в поверхностных отложениях, вычислить сокращение площади, занятой многолетней мерзлотой в середине и конце XXI века и оценить количество углерода, высвобожденного в атмосферу из оттаявшей почвы (Marchenko et al., 2013).

Как видно на рис. 4.3.27 область оттаявшей с поверхности мерзлоты при принятом сценарии потепления будет постепенно увеличиваться, а температура ММП на остальной части криолитозоны – повышаться. К середине XXI века талые породы с положительной среднегодовой температурой будут развиты на большей части Европейского севера, за исключением Югорского полуострова и северных районов республики Коми. В Западной Сибири граница распространения островов ММП с поверхности будет проходить практически по северному полярному кругу. Полностью оттают острова ММП на юге Красноярского края, в Приамурье и на Камчатке. К концу XXI века уже практически 50% площади современной криолитозоны будет занята полностью оттаявшими с поверхности ММП. Низкотемпературные ММП с температурой ниже –5°С сохраняться только в Средней Сибири и на Таймыре. Тем не менее, такого отрезка времени будет недостаточно для полного оттаивания всей толщи ММП – мерзлые горизонты опустятся на некоторую глубину, кроме того, в Европейской части и на юге

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 445

Рис. 4.3.26. Принципиальная схема модели GIPL2 (Marchenko et al., 2008).

Западной Сибири по-прежнему сохранится реликтовая мерзлота.

Таким образом, существует множество прогнозных расчетов и модельных оценок изменения различных параметров криолитозоны. За последние годы они получили существенное развитие. Все климатические сценарии прогнозируют дальнейшее повышение температуры воздуха, поэтому с определенной долей вероятности следует ожидать переформирования мерзлых толщ – повышение среднегодовой температуры ММП, увеличение глубины сезонного протаивания, образование несквозных таликов (ММП с опущенной кровлей), сокращение площади ММП, залегающих с поверхности, активизацию некоторых криогенных процессов.

4.3.8. Многолетняя мерзлота как криогенный ресурс современной экономики

К началу XXI века сформировалось устойчивое представление о том, что многообразие природных особенностей северных территорий позволяет говорить о зоне многолетней мерзлоты (криолитозоне) как о своеобразном криогенном ресурсе общества (Мельников, 2005; Мельников и др., 2009). Криогенные ресурсы – это многометровые слои подземного льда – колоссальный запас защищенной от загрязнения пресной воды. Это возможность создания природных хранилищ-холодильников. Это и сама толща вечной мерзлоты – мощный водоупор,

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 446

(1)

(2)

(3)

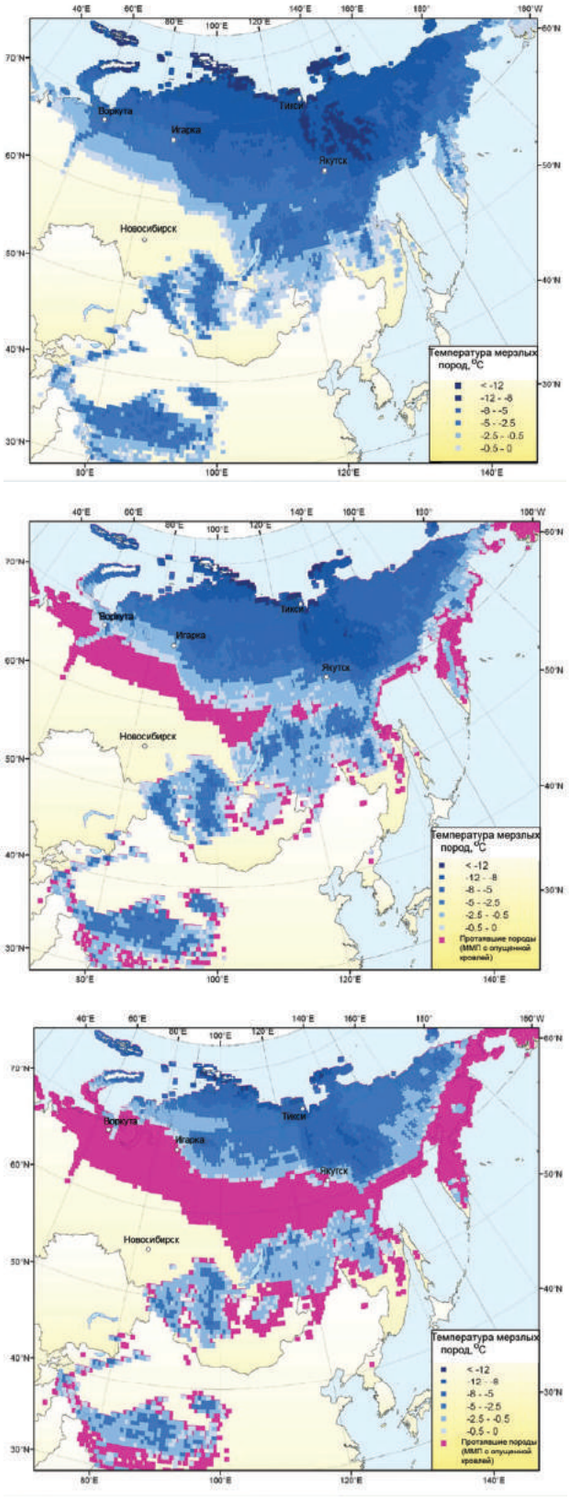


Рис. 4.3.27. Среднегодовая температура пород на подошве деятельного слоя в северной Евразии, рассчитанная для трех временных интервалов: 1) современное состояние, 1990–2000 гг.; 2) середина XXI века, 2040–2050 гг.; 3) конец XXI века, 2090–2100 гг. Области распространения оттаявшей с поверхности мерзлоты показаны розовым цветом (Romanovsky et al., 2008).

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 447

который задерживает у поверхности малоподвижные осадки Якутии и Забайкалья, не давая этим местам превратиться в пустыню, водоупор, который оберегает подмерзлотные источники водоснабжения и в то же время не дает изливаться на поверхность подмерзлотным рассолам. Энергия фазовых переходов – выделение тепла при кристаллизации воды и поглощение при таянии – мощный регулятор климата. Наконец, многие красоты Севера связаны с криогенными ландшафтами, мощными пластами льда, ледовыми островами причудливой формы. Криогенный ресурс – это и особые ландшафты, сохраняющие уникальные виды растительности и животных, это и специфические формы рельефа, которые невозможно встретить нигде больше.

В начале XX в. – времени всемирного противостояния природе – была объявлена борьба бактериям, а в мерзлотоведении ставилась задача уничтожения (!) мерзлоты – об этом писал в предисловии к книге М. И. Сумгина (1927) академик П. И. Колосков. Конечно, романтический максимализм начала XX века остался в прошлом, но изменение менталитета требует длительного времени и смены поколений исследователей. Первое практическое осмысление полезности мерзлоты можно отнести ко времени разработки методов строительства с сохранением мерзлого основания.

В то же время, в конце XX века по-настоящему произошла смена парадигмы в отношении к криолитозоне. По существу, тогда заговорили о криогенных ресурсах, подразумевая под этим компоненты природы, формирующиеся и развивающиеся под действием криогенных процессов, либо сохраняющие или обретающие в криогенных условиях качества и свойства, которые используются или могут быть использованы человечеством (Мельников, 2005; Мельников и др., 2010).

Многолетнемерзлые толщи в свете формирующихся в последние годы научных концепций и практических подходов (Мельников, Геннадиник, 2011) следует рассматривать как своеобразный криогенный ресурс, рациональное использование которого обеспечивает экологически безопасное безаварийное функционирование природно-технических систем и социально-экономических объектов в криолитозоне и комплексное использование иных природных богатств Северных территорий. Для этого необходимо знать закономерности формирования, развития и деградации криосферы во взаимодействии с другими средами, и в первую очередь с самой динамичной природной средой – атмосферой и ставшей уже фактором геологического развития Земли техносферой. Смена фазового состояния содержащейся в грунтах воды ведет к коренному изменению всех их свойств – прочностных, коллекторских, водоупорных, сорбирующих, химических и пр. Неожиданное или неконтролируемое оттаивание мерзлых пород может вызвать природные катаклизмы и катастрофы, а неквалифицированное техногенное вмешательство – многократное их усиление.

4.3.9. Заключение

На протяжении истории Земли эволюция многолетней мерзлоты была тесно связана с глобальными потеплениями и похолоданиями климата. В соответствии с палеогеографическими реконструкциями среднеглобальная температура воздуха в периоды похолодания опускалась на 8–10°C ниже современной, а в период максимального потепления была на 2–3°C выше современной. Примерно таким же, согласно современным климатическим моделям, ожидается потепление на нашей планете к концу XXI в. За длительную историю существования, богатую климатическими событиями, мерзлые толщи периодически протаивали полностью или частично, затем снова промерзали, при этом менялись границы распространения мерзлоты и ее мощность, температура и льдистость ММП, затухали или активизировались различные криогенные процессы.

Большую тревогу вызывают темпы наблюдаемых за последние 30 лет и прогнозируемых в XXI в. изменений климата. Они не имели аналогов в прошлом – глобальные потепления протекали на гораздо более длительных отрезках геологического времени, измеряемых тысячами и десятками тысяч лет. Согласно представлениям Н. А. Шполянской (2010), в естественном ходе

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 448

эволюции температурное поле мерзлых пород полностью перестраивается, главным образом, в соответствии с крупными 35–40-тысячелетними циклами колебаний температуры воздуха. Что касается более коротких циклов, то они проникают лишь на небольшую глубину (не более 50 м), при этом квазистационарное термическое состояние мерзлых толщ не достигается.

Главными показателями криолитозоны, характеризующими ее современное состояние и динамику развития, являются распространение и температура ММП, глубина сезонного протаивания и промерзания, криогенные геологические процессы. Режимные наблюдения за данными показателями ведется на объектах мониторинга в России не более 50 лет. Существенно дополнить и продлить ряд наблюдений за температурой самых верхних горизонтов ММП позволяет привлечение результатов измерения температурного режима пород на метеостанциях (массовые наблюдения за температурой пород на глубинах 1.6 и 3.2 м начались в России в 1930–1950-х гг.). Наибольший объем геокриологических данных собран для крупных промышленных регионов России – Европейского севера, севера Западной Сибири, Забайкалья, Центральной Якутии.

Общим в реакции криолитозоны на потепление климата является то, что практически для всей территории России характерны более низкие современные тренды повышения среднегодовой температуры пород по сравнению с трендами потепления климата. Термическая устойчивость ММП при потеплении климата выражается соотношением между трендами температуры воздуха ($\alpha_{тв}$) и температуры пород ($\alpha_{тп}$) В разных регионах России на современном этапе этот показатель колеблется от 0.49 до 0.81, а в среднем для всей криолитозоны России составляет 0.66 (табл. 4.3.2).

Установлено, что наибольшие тренды повышения среднегодовой температуры ММП характерны для низкотемпературных криогенных ландшафтов, а наименьшие – для высокотемпературных (рис. 4.3.4). Климатическое потепление в зоне сплошного распространения ММП способствует повышению температуры ММП в интервале отрицательных значений, что приводит к выравниванию неоднородностей в среднегодовой температуре верхних горизонтов пород. Так, например, на Европейском Севере, где среднегодовая температура ММП составляет –0.5...–2°С, ее тренды в естественных ландшафтных условиях составляют 0.01–0.03°С/год (Малкова, 2010), в то время как в Западной Сибири с более низкой (до –6°С) среднегодовой температурой ММП – от 0.02 до 0.05°С/год в зависимости от ландшафтных условий (Дроздов и др., 2012).

Временной интервал, за который мерзлые породы протают полностью, зависит, прежде всего, от состава и льдистости мерзлых пород, а также от нескольких климатических факторов, не только от потепления климата, но и от количества осадков и толщины снегоотложений. Потепление климата синхронное с увеличением мощности снега способствует увеличения трендов повышения температуры ММП, а в южных районах криолитозоны с прерывистым и островным распространением ММП и температурой пород в пределах 0…–1°С приводит к образованию новых таликов. По данным Воркутинского стационара (северо-восток Европейской части России, южная тундра) за период 1970–2010 гг. в отдельных криогенных ландшафтах произошел переход среднегодовой температуры верхних горизонтов ММП через 0°С, что привело к частичному протаиванию мерзлоты сверху и сокращению площади островов мерзлых пород (Какунов, Сулимова, 2005; Оберман, 2012). Южная граница распространения островной мерзлоты сместилась к северу на 30–40 км в Печорской низменности, и до 80 км – на равнинах Приуралья. За тот же период на обширных водоразделах в лесотундровых ландшафтах Западной Сибири (территория Уренгойского месторождения, прерывистое распространение мерзлоты) в полосе шириной около 100 км кровля ММП протаяла до глубины 3–8 м от дневной поверхности (Украинцева и др., 2011а).

При сокращении количества зимних осадков даже при интенсивном потеплении климата не всегда отмечается повышение температуры ММП. Основным регулирующим фактором устойчивого термического состояния пород явля-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 449

ются малоснежные зимы с аномально поздним образованием снежного покрова (рис. 4.3.7), это характерно для Центральной Якутии, Дальнего Востока и Приамурья.

Непосредственными измерениями на специализированных площадках мониторинга сезонно-талого слоя (в рамках проекта CALM) установлено увеличение глубины протаивания пород в начале XXI в. по сравнению с серединой 1990-х годов. Север европейской части России характеризуется наибольшим приростом СТС за период наблюдений (от 2 до 6 см/год), а по мере продвижения в восточные районы российской криолитозоны тренд изменения мощности СТС уменьшается и составляет от 0 до 2 см/год (Методы оценки..., 2012). На ряде площадок, где измерения глубины протаивания начались в 70–80-е годы XX века, т. е. ведутся более 30-ти лет, наблюдается явный колебательный характер изменения глубины СТС, и тренд изменения глубины протаивания практически равен нулю (Малкова, 2011; Варламов и др., 2012). Таким образом, при практически повсеместном повышении в последние десятилетия среднегодовой температуры воздуха во многих районах криолитозоны России не происходит синхронного увеличения глубины сезонного протаивания ММП.

Анализ результатов исследования влияния климатических изменений на активизацию криогенных процессов показывает, что не наблюдается однозначной зависимости активизации процессов от потепления климата. Установлено, что даже при потеплении климата, при изменении гидрологических условий, снегонакопления и растительности, возможны процессы аградации мерзлоты, криогенное пучение и формирование повторно-жильных льдов. При рассмотрении наиболее опасных криогенных процессов, вызывающих существенные деформации рельефа при вытаивании или образовании подземных льдов, получен ряд важных выводов.

Максимальные темпы разрушения льдистых берегов восточного сектора Российской Арктики в результате комплексного воздействия процессов термоабразии, термоденудации, термокарста, термоэрозии наблюдались в 1940-х гг. и достигали 11–15 м/год. С начала 1970-х по 1990-е гг. в условиях относительного потепления темп разрушения льдистых берегов еще более возрос и достигал максимальных скоростей в отдельные годы 15–23 м/год. Однако, в 2000-е годы в рассматриваемом регионе нет существенной активизации этих деструктивных процессов, наблюдается даже тенденция их затухания. Это связано с совпадением периода относительного летнего похолодания со снижением штормовой активности (Григорьев и др., 2006). В западном секторе российской Арктики на примере берегов о-ва Колгуев установлено, что с 1948 по 2012 год осредненные скорости отступания берегов вследствие термоабразии и термоденудации составляли 2.4–2.6 м/год, при максимальных значениях на отдельных участках в 2009–2012 гг. 14.5–15.1 м/год (Кизяков и др., 2013). Для западного побережья Ямала (стационар Марре-Сале) при средней за 30-летний период наблюдения скорости разрушения 1.7 м/год максимальная скорость отмечалась в 1998–1999 гг. и 2006–2010 гг., минимальная – в 1978–1979 гг. и 1999–2000 гг. Не наблюдается прямой связи климатических параметров и скорости разрушения берега при относительно малой льдистости. В таких районах влияние климата на разрушение морских берегов сказывается опосредованно, через изменение продолжительности безледного периода в регионе, полей атмосферного давления и ветров и соответствующих параметров ветрового волнения на море (Васильев и др., 2006).

Прямая связь климатического потепления сказывается на участках побережья с высоким содержанием подземных льдов, таких как южное побережье Карского моря на Югорском полуострове (Лейбман, Кизяков, 2007; Хомутов, Лейбман, 2008). Средние темпы разрушения берегов Югорского полуострова составляют около 1 м/год за период в 54 года, но на участках, вмещающих пластовые подземные льды, в отдельные годы достигают 23 м/год, при максимальных значениях в последние годы до 30 м/год (Кизяков, 2006; Хомутов, Лейбман, 2008; Губарьков и др. 2008; Хомутов, 2010).

На Арктических равнинах при потере устойчивости пород на склонах распространены процессы криогенного оползания, развивающиеся в сезонноталом слое. В активизации криогенных оползней скольжения наибольшую роль играет

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 450

резкое сезонное увеличение суммы летних атмосферных осадков (Лейбман, Кизяков, 2007). Потепление скорее приведет к затуханию этого процесса, поскольку ограничит условия накопления льда в сезонноталом слое как основной причины этого процесса. Криогенные оползни течения проявляются на участках развития пластовых льдов, поэтому потепление климата (особенно в летний период) приводит к увеличению скорости протаивания льда (Лейбман и др., 2000). Криогенные оползни в настоящее время наиболее активны в подзоне типичной тундры Западной Сибири (полуострова Ямал и Гыдан). Ареалы их развития занимают более 16% общей площади подзоны (Украинцева и др., 2012). Криогенное оползание – динамичный процесс, постепенно по мере потепления климата, смещающийся к северу и вовлекающий в преобразование ландшафтов все новые территории.

Климат влияет на возникновение термокарста, главным образом, через соотношение количества атмосферных осадков и величины испарения. При рассмотрении влияния климатических изменений на развитие термокарстовых озер установлено, что на 60% территории криолитозоны России они находятся в стабильном состоянии (Кравцова, Быстрова, 2009). Вместе с тем, в различных регионах Арктики происходят разнонаправленные изменения площади озер. В зоне сплошного распространения ММП потепление климата приводит к снижению площади крупных озер, происходит их обмеление и зарастание, что означает прекращение термокарста и, возможно, начало процесса промерзания подозерного талика и пучения. Одновременно на водоразделах наблюдается появление множества новых мелких озер, что означает начальные стадии термокарста. В зоне прерывистого распространения ММП потепление климата ведет к сокращению суммарной площади термокарстовых озер, главным образом, за счет улучшения дренирования при протаивании мерзлоты, а также за счет возрастающей теплоизолирующей роли растительности.

Прогноз развития криолитозоны в условиях будущего климата представляет собой весьма сложную задачу, при решении которой используются различные методы и подходы.. В геокриологии широко применяются расчетные методы для определения времени начала многолетнего протаивания мерзлых пород различного состава, возможной глубины их многолетнего протаивания; величины потенциальной осадки поверхности на участках, сложенных породами различного состава и льдистости. Согласно расчетным оценкам изменения температуры воздуха ($T_в$) и грунтов ($T_п$) в XXI веке (Павлов и др., 2010) в городах Воркута, Надым и Мирный температура пород до конца столетия сохранит отрицательные значения. Расчетное повышение температуры грунта ($\Delta T_п$) получилось близким к росту температуры воздуха ($\Delta T_в$) (табл. 4.3.6). Отношение $\Delta T_п$ / $\Delta T_в$, характеризующее чувствительность криолитозоны к изменениям климата, к 2050 г. прогнозируется в пределах 0.83–1.03. Глубина сезонного протаивания за первую половину XXI в. в городах Воркута и Надым должна измениться незначительно, а в г. Мирный ожидается ее увеличение на 20%. В этих трех пунктах расчетная мощность мерзлоты за счет протаивания снизу сократится всего на 1 м. Для условий Якутска, где ожидается значительное потепление климата (при стабильной мощности снега), к 2050 г. прогнозируется повышение температуры верхних горизонтов пород на 1.5°С, к 2100 г. – на 3.0°С.

Развитие геоинформационных технологий позволило использовать модели динамики криолитозоны глобального и регионального уровня с использованием регулярной сетки, в узлах которой задаются характерные значения параметров климата, растительности и почвы, принимаемые за средние по соответствующей пространственной ячейке. При этом применяются климатические характеристики, рассчитанные с помощью глобальных моделей климата или моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) или региональной климатической модели (РКМ). С использованием модели, описывающей процессы тепло- и влагопереноса в почве и на подстилающей поверхности, проведены расчеты изменения характеристик криолитозоны Северного полушария в XXI в. (в соответствии со сценарием SRES A1B модели общей циркуляции ECHAM5/MPI-OM) (Павлова и др., 2007). Согласно полученным оценкам, площадь приповерхностных многолетнемерзлых пород, где со-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 451

хранится режим сезонного протаивания, может сократиться от современного значения 16.6 млн км^2 до 7.9 млн км^2 к концу XXI в. При этом значения глубины сезонного протаивания могут увеличиться в среднем на 0.2–0.6 м. При выбранном сценарии приповерхностная мерзлота сохранится только в регионах Центральной Сибири. Проведенные расчеты позволяют выделить переходную область криолитозоны, где может произойти смена режима сезонного протаивания сезонным промерзанием (рис. 4.3.25).

Согласно прогнозу изменения теплового состояния ММП по модели GIPL2 (Marchenko et al., 2008; Romanovsky et al., 2008, 2010) в условиях потепления климата на 2°С к середине XXI века и на 4°С к концу XXI века (по климатическому сценарию из пяти осредненных IPCC моделей глобальной циркуляции атмосферы) область протаявшей с поверхности мерзлоты будет постепенно увеличиваться, а температура ММП на остальной части криолитозоны – повышаться (рис. 4.3.27). К середине XXI века талые породы с положительной среднегодовой температурой будут развиты на большей части Европейского севера, за исключением Югорского полуострова и северных районов республики Коми. В Западной Сибири граница распространения островов ММП с поверхности будет проходить практически по северному полярному кругу. Полностью протают острова ММП на юге Красноярского края, в Приамурье и на Камчатке. К концу XXI века практически 50% площади современной криолитозоны будет занята полностью оттаявшими с поверхности ММП. Тем не менее, такого отрезка времени будет недостаточно для полного протаивания всей толщи ММП – мерзлые горизонты опустятся на некоторую глубину, кроме того, в Европейской части и на юге Западной Сибири попрежнему сохранится реликтовая мерзлота.

4.3.10. Литература

Анисимов О. А., 2009. Вероятностно-статистическое моделирование мощности сезонноталого слоя в условиях современного и будущего климата, Криосфера Земли, т. XIII, № 3, с. 36–44.

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2004. Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности, Метеорология и гидрология, № 11, с. 73–81.

Арэ Ф. Э., 2012. Разрушение берегов арктических приморских низменностей, Новосибирск: Гео, 289 с.

Балобаев В. Т., Павлов А. В., 1998. Эволюция криолитозоны Западной Сибири при современных и ожидаемых в будущем изменениях климата, Доклады Академии Наук, т. 363, № 1, с. 107–109.

Балобаев В. Т., Скачков Ю. Б., Шендер Н. И., 2009. Прогноз изменения климата и мощности мерзлых пород Центральной Якутии до 2200 года, География и природные ресурсы, Новосибирск, Гео, № 2, с. 50–56.

Босиков Н. П., 1991. Эволюция аласов Центральной Якутии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 128 с.

Босиков Н. П., 2007. Ритмы увлажнения территории и озерный термокарст в центральной Якутии, Материалы Межд. конф. “Криогенные ресурсы полярных регионов”, Салехард, т. 1, с. 259–262.

Брыксина Н. А., 2011. Научно-методические основы применения данных дистанционного зондирования при исследовании динамики термокарстовых озерных ландшафтов Западно-Сибирской равнины, Автореферат диссертации на соискание ученой стапени кандидата географических наук, Томск, 15 с.

Быховец С. С., Сороковиков В. А., Мартуганов Р. А., Мамыкин В. Г., Гиличинский Д. А., 2007. История наблюдений за температурой почвы на сети метеорологических станций, Криосфера Земли, т. XI, № 1, с. 7–20.

Варламов С. П., Скачков Ю. Б., Скрябин П. Н., 2010. Мониторинг теплового состояния ландшафтов в полосе прохождения железной дороги в окрестностях г. Якутска, в сб.: Научное обеспечение решения ключевых проблем развития г. Якутска, Якутск, ООО “Издательство Сфера”, с. 137–142.

Варламов С. П., Скачков Ю. Б., Скрябин П. Н., Шендер Н. И., 2012. Тепловое состояние верхних горизонтов криолитозоны Центральной

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 452

Якутии, Труды Десятой Международной конференции по мерзлотоведению, т. 3, с. 47–52.

Васильев А. А., Покровский С. И., Шур Ю. Л., 2001. Динамика термоабразионных берегов Западного Ямала, Криосфера Земли, т. V, № 1, с. 44–52.

Васильев А. А., 2005. Влияние факторов природной среды на динамику морских берегов западного сектора Российской Арктики, Криосфера Земли, т. IX, № 3, с. 64–72.

Васильев А. А., Стрелецкая И. Д., Черкашев Г. А., Ванштейн Б. Г., 2006. Динамика берегов Карского моря, Криосфера Земли, т. X, № 2, с. 56–67.

Васильев А. А., Остроумов В. Е., Губин С. В., Сороковиков В. А., 2007. Моделирование и прогноз термоабразии морских берегов Российской Арктики на ближайшие десятилетия, Криосфера Земли, т. X, № 2, с. 60–67.

Васильев А. А., Дроздов Д. С., Москаленко Н. Г., 2008. Динамика температуры многолетнемерзлых пород Западной Сибири в связи с изменениями климата, Криосфера Земли, т. XII, № 2, с. 10–18.

Васильев А. А., Широков Р. С., Стрелецкая И. Д., Облогов Г. Е., Черкашев Г. А., Ванштейн Б. Г., 2011. Береговые процессы в криолитозоне в условиях меняющегося климата, в кн.: Полярная криосфера и воды суши, М., Paulsen, с. 140–152.

Величко А. А., Нечаев В. П., 1996. Сценарии изменения криолитозоны России при глобальном потеплении климата, Материалы Первой конференции геокриологов России, кн. 2, М., Изд-во МГУ, с. 309–318.

Вечная мерзлота и освоение нефтегазоносных районов, 2002. Е. С. Мельников, С. Е. Гречищев (ред.), М., Геос, 400 с.

Воскресенский К. С., 2001. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России, М., Изд-во МГУ, 262 с.

Вялов С. С., 2000. Реология мерзлых грунтов, М., Стройиздат, 464 с.

Геокриологические условия Западно-Сибирской газоносной провинции, 1983. Е. С. Мельников (ред.), Новосибирск, Наука, 199 с.

Геокриологический словарь, 2003. проф. В. В. Баулин, В. Э. Мурзаева (ред.), М., ГЕОС, 140 с.

Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л., 1980. Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз, М., Недра, 386 с.

Гречищев С. Е., Чистотинов Л. В., Шур Ю. Л., 1984. Основы моделирования криогенных физико-геологических процессов, М., Наука, 230 с.

Григорьев М. Н., Разумов С. О., Куницкий В. В., Спектор В. Б., 2006. Динамика берегов восточных арктических морей России: основные факторы, закономерности и тенденции, Криосфера Земли, т. X, № 4, с. 74–94.

Губарьков А. А., Лейбман М. О., 2007. Эрозионные процессы на поверхностях скольжения криогенных оползней (полигон "Васькины Дачи"), Международная конференция "Криогенные ресурсы полярных регионов", г. Салехард, июнь 2007 г., с. 136–138.

Губарьков А. А., Лейбман М. О., Мельников В. П., Хомутов А. В., 2008. Вклад термоэрозии и термоденудации в отступание берегов Югорского полуострова, Доклады академии наук, т. 423, № 4, с. 543–545.

Губарьков А. А., Андреева М. В., Еланцев Е. В., Хомутов А. В., 2013. Мониторинг экзогенных геологических и криогенных процессов на газопроводе Южно-Русское НГМ – КС Пуртазовская, Известия высших учебных заведений, Нефть и газ, № 2, с. 22–27.

Гуревич В. М., 1984. Применение метода натурных моделей для прогнозирования переработки термоабразионных берегов водохранилищ, Береговые процессы в криолитозоне, Новосибирск, Наука, с. 105–110.

Днепровская В. П., Брыксина Н. А., Полищук Ю. М., 2009. Изучение изменений термокарста в зоне прерывистого распространения вечной мерзлоты Западной Сибири на основе космических снимков, Исследование Земли из космоса, № 4, с. 1–9.

Дроздов Д. С., Украинцева Н. Г., Царев А. М., Чекрыгина С. Н., 2010. Изменения температурного поля мерзлых пород и состояния геосистем на территории Уренгойского месторождения за последние 35 лет (1974–2008 годы), Криосфера Земли, т. XIV, № 1, с. 22–31.

Дроздов Д. С., Васильев А. А., Малкова Г. В., Москаленко Н. Г., Орехов П. Т., Украинце-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 453

ва Н. Г., 2011а. Изменения температуры многолетнемерзлых пород западного сектора Российской Арктики в связи с изменениями климата, раздел коллективной монографии "Полярная криосфера и воды суши", М., Paulsen, с. 153–170.

Дроздов Д. С., Слагода Е. А., Абрамов А. А., Ермак А. А., Орехов П. Т., 2011б. Предварительные результаты геокриологических исследований на острове Хейса (Земля Франца-Иосифа), Материалы четвертой конференции геокриологов России, МГУ, 7–9 июня 2011 г., т. 2, ч. 5: Региональная и историческая геокриология, М., Университетская книга, с. 52–59.

Дроздов Д. С., Малкова Г. В., Украинцева Н. Г., Коростелев Ю. В., 2012. Мониторинг геокриологических условий южнотундровых ландшафтов Европейского Севера и Западной Сибири, 10-я Международная конференция по мерзлотоведению, TICOP: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, Салехард, т. 3, с. 159–164.

Елсаков В. В., Марущак И. О., 2011. Межгодовые изменения термокарстовых озер северо-востока европейской России, Исследование Земли из космоса, т. 5, с. 45–57.

Ершов Э. Д, Пармузин С. Ю., 2000. Прогноз развития геокриологических процессов под влиянием глобального потепления климата, Природные опасности, М., Круг, с. 222–238.

Ершов Э. Д., 1990. Общая геокриология, учебник для вузов, М., Недра, 559 с.

Завадский Ф. Р., Железняк М. Н., 2003. Влияние изменчивости климата на температуру пород в южной Якутии, Итоги геокриологических исследований в Якутии в XX веке и перспективы их дальнейшего развития, Якутск, ИМЗ СО РАН, с. 97–103.

Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А., Мяч Л. Т., Шерстюков Б. Г., 2006. Статистические оценки изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 5, с. 27–38.

Какунов Н. Б., Сулимова Е. И., 2005. Результаты наблюдений за температурой грунтов на Европейском Северо-Востоке России в период потепления климата 1970–2003 гг., Материалы Третьей конференции геокриологов России, т. 2, М., Изд-во МГУ, с. 84–90.

Катцов В. М., Мелешко В. П., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2011. Оценка климатических воздействий на природные системы России в середине XXI века, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIV, М., ФГБУ "ИГКЭ, Росгидромета и РАН", с. 271–294.

Кизяков А. И., 2005. Динамика термоденудационных процессов на побережье Югорского полуострова, Криосфера Земли, т. IX, № 1, с. 63–67.

Кизяков А. И., Лейбман М. О., Передня Д. Д., 2006. Деструктивные рельефообразующие процессы побережий Арктических равнин с пластовыми подземными льдами, Криосфера Земли, т. X, № 2, с. 79–89.

Кизяков А. И., Зимин М. В., Лейбман М. О., Правикова Н. В., 2013. Мониторинг скорости термоденудации и термоабразии на западном побережье острова Колгуев с использованием материалов космической съемки высокого разрешения, Криосфера Земли, № 4 (в печати)

Кирпотин С. Н., Полищук Ю. М., Брыксина Н. А., 2008. Динамика площадей термокарстовых озер в сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления, Вестник Томского гос. ун-та, № 311, с. 185–189.

Клименко В. В., Хрусталев Л. Н., Микушина О. В., 2007. Изменения климата и динамика толщ многолетнемерзлых пород на северо-западе России в ближайшие 300 лет, Криосфера Земли, т. XI, № 3, с. 3–13.

Комплексный мониторинг северотаежных геосистем Западной Сибири, 2012. В. П. Мельников (ред.), Новосибирск, Гео, 208 с.

Конищев В. Н., 2009. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата, Вестник МГУ, серия геогр., № 4, с. 10–20.

Конищев В. Н., 2011. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата, Криосфера Земли, т. XV, № 4, с. 15–18.

Косов Б. Ф., Константинова Г. С., 1973. Комплексная карта овражности равнинной территории СССР, Геоморфология, М., № 3, с. 3–9.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 454

Кравцова В. И., Быстрова А. Г., 2009. Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет, Криосфера Земли, т. XIII, № 2, с. 16–26.

Кравцова В. И., Тарасенко Т. В., 2010. Изучение и картографирование динамики термокарстовых озер на территории Западной Сибири по разновременным космическим снимкам, Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, т. 1, № 1, с. 96–103.

Кравцова В. И., Тарасенко Т. В., 2011. Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменениях климата с 1950 года, Криосфера Земли, т. XV, № 3, с. 31–42.

Кудрявцев В. А., 1978. Общее мерзлотоведение (геокриология), В. А. Кудрявцев (ред.), Изд-во МГУ, 464 с.

Ландшафты криолитозоны Западной-Сибирской газоносной провинции, 1983. Е. С. Мельников (ред.), Новосибирск, Наука, 165 с.

Лейбман М. О., 1997. Криолитологические особенности сезонноталого слоя на склонах в связи с процессом криогенного оползания, Криосфера Земли, т. 1, № 2, с. 50–55.

Лейбман М. О., Кизяков А. И., Арчегова И. Б., Горланова Л. А., 2000. Этапы развития криогенного оползания на Югорском полуострове и Ямале, Криосфера Земли, т. 4, № 4, с. 67–75.

Лейбман М. О., Кизяков А. И., 2007. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова, М., Тюмень, ИКЗ СО РАН, 206 с.

Лейбман М. О., Хомутов А. В., Орехов П. Т., Хитун О. В., Эпштейн Х., Фрост Дж., Волкер Д., 2012. Зональность глубины сезонного протаивания вдоль Ямальской трансекты, Труды Десятой Международной конференции по мерзлотоведению, т. 3, с. 303–308.

Любомиров А. С., 1990. Озера криолитозоны Чукотки, Якутск, 176 с.

Мажитова Г. Г., Каверин Д. А., 2007. Динамика глубины сезонного протаивания и осадки поверхности почвы на площадке циркумполярного мониторинга деятельного слоя (CALM) в европейской части России, Криосфера Земли, т. XI, № 4, с. 20–30.

Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. П., 2005. Модельные оценки изменений температуры воздуха и эволюция теплового состояния многолетнемерзлых пород, Криосфера Земли, т. IX, № 3, с. 36–44.

Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. П., Семиошина А. А., 2007. Моделирование и анализ возможностий экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов, Криосфера Земли, т. XI, № 1, с. 29–36.

Малкова Г. В., 2010. Мониторинг среднегодовой температуры пород на стационаре Болванский, Криосфера Земли, т. XIV, № 3, с. 3–15.

Малкова Г. В., 2011. Мониторинг температуры и глубины сезонного протаивания пород на стационаре Болванский в дельте Печоры, Материалы 4-й конференции геокриологов России, МГУ им. М. В. Ломоносова, 7–9 июня 2011 г., т. 2, ч. 5, Региональная и историческая геокриология, М., Университетская книга, с. 111–118.

Малкова Г. В., Павлов А., 2012. Геоинформационное картографирование современных изменений климата и криолитозоны на севере России, 10-я Международная конференция по мерзлотоведению, TICOP: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, Салехард, т. 3, с. 313–318.

Малкова Г. В., Павлов А. В., Скачков Ю. Б., 2011. Оценка устойчивости мерзлых толщ при современных изменениях климата, Криосфера Земли, т. XV, № 4, с. 33-36.

Мельников В. П., 2005. Актуальность ресурсного подхода в криологии, Криосфера Земли, т. 9, № 1, с. 3–7.

Мельников В. П., Геннадиник В. Б., 2011. Криософия – система представлений о холодном мире, Криосфера Земли, т. XV, № 4, с. 3–8.

Мельников В. П., Дроздов Д. С., Малкова Г. В., 2009. Климатические и криогенные факторы обустройства северных территорий, Геология и разведка, № 6, с. 75–82.

Мельников В. П., Хименков А. Н., Брушков А. В. и др., 2010 г. Криогенные геосистемы: проблемы исследования и моделирования, Новосибирск, Гео, 390 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 455

Мельников Е. С., Кондратьева К. А., 1998. Циркумарктическая карта многолетнемерзлых пород и грунтовых льдов (масштаб 1: 10 000 000), Криосфера Земли, т. II, № 4, с. 59-61.

Методические рекомендации по прогнозу развития криогенных физико-геологических процессов в осваиваемых районах Крайнего Севера, 1981. С. Е. Гречищева (ред.). М., ВСЕГИНГЕО, 78 с.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, 2012. С. М. Семенов (ред.). М., Росгидромет, 508 с.

Москаленко Н. Г., 1999. Антропогенная динамика растительности равнин криолимтозоны России, Новосибирск, Наука, 280 с.

Надежина Е. Д., Школьник И. М., Павлова Т. В., Молькентин Е. К., Семиошина А. А., 2008. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата: оценки с помощью региональной климатической модели, Криосфера Земли, т. XII, № 3, с. 3–11.

Национальный атлас России, 2008. Том 2. Природа и Экология.

Нестерова М. И., 2011. Пространственные особенности строения разнотипных озерных котловин на территории Якутии, СПб., Общество. Среда. Развитие, с. 227–230.

Оберман Н. Г., 2006. Многолетние тенденции естественной эволюции криолитозоны Европейского северо-востока, Материалы Международной конференции “Теория и практика оценки состояния криосферы Земли и прогноз ее изменений”, Тюмень, Тюменский НГУ, т. 1, с. 93–101.

Оберман Н. Г., 2007. Глобальное потепление и изменения криолитозоны Печоро-Уральского региона, Разведка и охрана недр, № 4, с. 63–68

Оберман Н. Г., 2012. Многолетний режим температуры криолитозоны европейского северовостока в течение современного потепления климата, 10-я Международная конференция по мерзлотоведению, TICOP: Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, Салехард, т. 3, с. 359–364.

Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., 2009. Современные и прогнозируемые изменения мерзлотных условий Европейского северо-востока Российской Федерации, Проблемы Севера и Арктики Российской Федерации. Научно-информационный бюллетень, вып. 9, с. 96–106. http://council.gov.ru/files/journalsf/number/20090922141450.pdf

Осадчая Г. Г., 2003. Стабилизирующие реакции мерзлотных ландшафтов на изменение климатических условий, Криосфера Земли, т. VII, № 4, с. 21–27.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской федерации, 2008, т. I, II., М., Росгидромет, 2008.

Павлов А. В., 1997. Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз, Криосфера Земли, т. I, № 1, с. 47–58.

Павлов А. В., 2002. Вековые аномалии температуры воздуха на севере России, Криосфера Земли, т. VI, № 2, с. 75–81.

Павлов А. В., 2008а. Мониторинг криолитозоны, Новосибирск, Гео, 229 с.

Павлов А. В., 2008б. Тренды современных изменений температуры почвы на севере России, Криосфера Земли, т. XII, № 3, с. 22–27.

Павлов А. В., Малкова Г. В., 2005. Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт, Новосибирск, Гео, 54 с.

Павлов А. В., Малкова Г. В., 2009. Мелкомасштабное картографирование трендов современных изменений температуры грунтов на севере России, Криосфера Земли, т. XIII, № 4, с. 32–39.

Павлов А. В., Малкова Г. В., 2010. Динамика криолитозоны в условиях меняющегося климата XX–XXI веков, Изв. РАН, серия геогр., № 5, с. 44–51.

Павлов А. В., Малкова Г. В., Скачков Ю. Б., Коростелев Ю. В., 2011. Эволюция криолитозоны в связи с динамикой современного климата на севере России, Материалы 4-й конференции геокриологов России, МГУ им. М. В. Ломоносова 7–9 июня 2011 г., т. 2, ч. 6, Динамическая геокриология, М., Университетская книга, с. 274–281.

Павлов А. В., Хрусталев Л. Н., Микушина О. В., 2005. Прогноз температуры воздуха и грун-

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 456

тов в связи с оценкой надежности вечномерзлых оснований сооружений, Геоэкология (инж. геология, гидрогеология, геокриология), № 3, с. 219–226.

Павлов А. В., Перльштейн Г. З., Типенко Г. С., 2010. Актуальные аспекты моделирования и прогноза термического состояния криолитозоны в условиях меняющегося климата, Криосфера Земли, т. XIV, № 1, с. 3–12.

Павлова Т. В., Катцов В. М., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., Говоркова В. А., 2007. Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использование глобальных климатических моделей нового поколения, Криосфера Земли, т. XI, № 2, с. 3–13.

Пармузин С. Ю., Чепурнов М. Б., 2001. Пространственно-временная динамика многолетнемерзлых пород европейского Севера и Западной Сибири в XXI веке в связи с возможными изменениями климата, в кн.: Материалы Второй конференции геокриологов России, М., Изд-во МГУ, т. 2, с. 231–235.

Пономарева О. Е., Гравис А. Г., Бердников Н. М., Бляхарчук Т. А., 2012. Динамика криогенных процессов в северной тайге Западной Сибири в условиях меняющегося климата. Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире", т. 3: Статьи на русском языке, В. П. Мельников (ред.), Тюмень, Печатник, с. 431–436.

Разумов С. О., 2000. Скорость термоабразии морских берегов как функция климатических и морфологических характеристик побережья, Геоморфология, № 3, с. 88–94.

Разумов С. О., 2002. Модель динамики льдистых берегов с переменными составляющими абразионной активности моря в нестационарных климатических условиях, Криосфера Земли, т. VI, № 3, с. 35–44.

Романенко Ф. А., 1997. Формирование озерных котловин на равнинах Арктической Сибири. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, М., 25 с.

Рузанов В. Т., 2008. Геокриологический стационар Дионисия (Чукотка): результаты 20-летнего мониторинга температуры и сезонного протаивания грунтов, Материалы Международной конференции "Криогенные ресурсы полярных и горных регионов", Тюмень, Тюменский НГУ, с. 269–271.

Санников Г. С., 2012. Картометрические исследования термокарстовых озер на территории Бованенковского месторождения, полуостров Ямал, Криосфера Земли, т. XVI, № 2, с. 30–37.

Скачков Ю. Б., Скрябин П. Н., Варламов С. П., 2007. Результаты 25-летних мониторинговых исследований криолитозоны на стационаре Чабыда (Центральная Якутия), Международная конфернция "Криогенные ресурсы полярных регионов", Салехард, Материалы, т. I, с. 167–170.

Сумгин М. И., 1927. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР, 1-е изд., М., Изд-во АН СССР, с. 379.

Суходровский В. Л., 1979. Экзогенное рельефообразование в криолитозоне, М., Наука. 280 с.

Термоэрозия дисперсных пород, 1982. Э. Д. Ершов (ред.), М., Изд-во МГУ, 230 с.

Украинцева Н. Г., Дроздов Д. С., Попов К. А., Гравис А. Г., Матышак Г. В., 2011а. Ландшафтная индикация локальной изменчивости свойств многолетнемерзлых пород (Уренгойское месторождение, Западная Сибирь), Криосфера Земли, т. XV, № 4, с. 37–40.

Украинцева Н. Г., Дроздов Д. С., Попов К. А., Матышак Г. В., Царев А. М., 2011б. Мониторинг состояния мерзлоты, сезонно-талого слоя и природных геосистем в лесотундре и южной тундре Западной Сибири, Материалы 4-й конференции геокриологов России, МГУ, т. 2, ч. 6, Динамическая геокриология, М., Университетская книга, с. 334–341.

Украинцева Н. Г., Дроздов Д. С., Коростелев Ю. В., Коробова Т. А., 2012. Ландшафтно-индикационная (Геосистемная) концепция в геокриологических исследованиях: подходы и результаты, Десятая Международная конференция по мерзлотоведению (TICOP): Ресурсы и риски регионов с вечной мерзлотой в меняющемся мире, т. 3: Статьи на русском языке, В. П. Мельников (ред.), Тюмень, Печатник, с. 527–532.

Фельдман Г. М., 1984. Термокарст и вечная мерзлота, Новосибирск, Наука, 262 с.

Фотиев С. М., 2000. Возможные изменения геотемпературного поля криогенной области

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 457

России при глобальном потеплении климата, Криосфера Земли, т. IV, № 3, с. 14–29.

Хомутов А. В., 2010. Связь естественных криогенных процессов с динамикой тундровых ландшафтов на примере подзоны типичных тундр Карского региона: Автореферат диссертации на соискание ученой стапени кандидата геолого-минералогических наук, Тюмень, ИКЗ СО РАН, 18 с.

Хомутов А. В., Лейбман М. О., 2008. Ландшафтные факторы изменения скорости термоденудации на побережье Югорского полуострова, Криосфера Земли, т. XII, № 4, с. 24–35.

Хрусталев Л. Н., Давыдова И. В., 2007. Прогноз потепления климата и его учет при оценке надежности оснований зданий на вечномерзлых грунтах, Криосфера Земли, т. XI, № 2, с. 68–75.

Чудинова С. М., Быховец С. С., Сороковиков В. А., Барри Р., Жанг Т., Гиличинский Д.А., 2003. Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата, Криосфера Земли, т. 7, № 3, с. 23–30.

Шерстюков А. Б., 2009. Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России, Труды ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", с. 127.

Шерстюков А. Б., 2012а. Статистический контроль массива суточных данных температуры почвогрунтов, Труды ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", вып. 176, с. 224–232.

Шерстюков А. Б., 2012б. Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации, Труды ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", вып. 176, с. 233–256.

Шерстюков А. Б., 2012в. Изменения состояния почвогрунтов в зоне многолетней мерзлоты России и их влияние на устойчивость зданий и сооружений в период современных изменений климата, Материалы осенней сессии Американского геофизического общества, Сан-Франциско, 2–7 декабря 2012 г. http://agu-fm12.abstractcentral.com

Шестернев Д. М., 2001. Воздействие глобального потепления климата на криолитозону Южного Забайкалья, Материалы Второй конференции геокриологов России, М., Изд-во МГУ, т. 2, с. 313–318.

Школьник И. М., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Хлебникова Е. И., Семиошина А. А., Молькентин Е. К., Стафеева Е. Н., 2012. Моделирование региональных особенностей сезонно-талого слоя в зоне вечной мерзлоты на территории Сибири, Криосфера Земли, т. XVI, № 2, с. 52–59.

Шполянская Н. А., 2010. Вечная мерзлота и глобальные изменения климата, Изд-во Институт компьютерных исследований, НИЦ "Регулярная и хаотическая динамика", 200 с.

Шур Ю. Л., 1977. Термокарст (к теплофизическим основам учения о закономерностях развития процесса), М., Недра, 80 с.

Юрьев И. В., 2009. Проблемы эксплуатации объектов газового комплекса в береговой зоне западного Ямала, Криосфера Земли, т. XIII, № 1, с. 46–54.

Ananieva G. V., Melnikov E. S., Ponomareva O. E., 2003. Relict permafrost in the central part of Western Siberia, 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland 21–25 July 2003, vol. 1, pp. 5–8.

Circum-Arctic map of permafrost and ground ice conditions (scale 1:4 500 000), 1997. J. Brown, O. J. Fenians, J. A. Heginbotton, E. S. Melnikov (eds.). International Permafrost Association, U.S. Geological Survey.

Drozdov D. S., Malkova G. V., Melnikov V. P., 2008. Recent Advances in Russian Geocryological Research: a Contribution to the International Polar Year. Proceedings of the 9th Intern. Conf. on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 29–July 3, vol. 1, pp. 379–385.

Grosse G., Jones B., 2011. Spatial distribution of pingos in northern Asia, The Cryosphere, vol. 5, pp. 13–33.

Kamalov A. M., Ogorodov S. A., Arkhipov V. V., 2002. Coastal dynamics of the Western Yamal, in: Extreme Cryogenic Phenomena: Basic and Applied Aspects, Proceedings of the International Conference, Pushchino, pp. 63–64.

Lantuit H., Overduin P. P., Couture N., Wetterich S., Ar F., Atkinson D., Brown J., Cherkashov G., Drozdov D., Forbes D. L., 2012. The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic

OD-2-1-3n 12/15/14 3:35 PM Page 458

Permafrost Coastlines, Estuaries and Coasts, vol. 35, no. 2, pp. 383–400.

Lewkowicz A. G., 1990. Morphology, frequency and magnitude of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T., Proceedings of the 5th Canadian Permafrost Conference, Quebec, June 1990, M. M. Burgess, D. G. Harry, D. C. Sego (eds.). Laval University, Quebec, Collection Nordicana, no. 54, pp. 111–118.

Marchenko S., Wisser D., Romanovsky V., Chapman W., Frolking S., Walsh J. E., 2013. Coupled Hydrological and Thermal Modeling of Permafrost and Active Layer Dynamics: Implications to Permafrost Carbon Pool in Northern Eurasia, Труды конференции "International Conference and Young Scientists School on Computational Information Technologies for Environmental Sciences: "CITES-2013", Petrozavodsk, Russia, 25 August–5 September, (в печати).

Marchenko S., Romanovsky V., Chapman W. L., Walsh J.E., 2012. Possible Future Changes in Permafrost and Active Layer Thickness in Northern Eurasia and their Relation to Permafrost Carbon Pool, Abstract GC31B-0987 presented at 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, 3–7 December 2012.

Marchenko S., Romanovsky V., Tipenko G., 2008. Numerical Modeling of Spatial Permafrost Dynamics in Alaska, Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost. University of Alaska Fairbanks, June 29–July 3, D. L. Kane, K. M. Hinkel (eds.), vol. 2, pp. 1125–1130

Mazhitova G., Malkova G., Chestnykh O. et al., 2004. Active layer spatial and temporal variability at European Russian Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites, Permafrost and Periglacial Processes, no. 15, pp. 123–139.

Melnikov E. S., Leibman M. O., Moskalenko N. G., Vasiliev A. A. 2004. Active-Layer Monitoring in the Cryolithozone of West Siberia, Polar Geography, vol. 28, no. 4, pp. 267–285.

Pavlidis Yu. A., Leontiev I. O., Nikiforov S. L., Rahold F., Grigoriev M. N., Razumov S. R., Vasiliev A. A.. 2007. General Forecast of the Evolution of the Coastal Zone of the Eurasian Arctic Seas in the 21st Century, Oceanology, vol. 47, no. 1, pp. 116–126.

Report UNEP: Policy Implications of Warming Permafrost, 2012.

Riordan B., Verbyla D., McGuire A.D., 2006. Shrinking ponds in subarctic Alaska based on 1950–2002 remotely sensed images, Journal of Geophysical Research, vol. 111, G04002, doi:10.1029/2005JG000150.

Romanovsky V. E., Drozdov D. S. Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N. G., Sergeev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A., Vasiliev A. A., 2010. Thermal State of Permafrost in Russia, Permafrost and Periglacial Processes, vol. 21, pp. 136–155.

Romanovsky V. E., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Oberman N. G., Drozdov D. S., Malkova G. V., Moskalenko N. G., Vasiliev A. A., Sergeev D. O., Zheleznyak M. N., 2008. Thermal State and Fate of Permafrost in Russia: First Results of IPY, Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska, Fairbanks, June 29–July 3, 2008, D. L. Kane, K. M. Hinkel (eds.), vol. 2, pp. 1511–1518.

Shiklomanov N. I., Nelson F. E., Streletskiy D. A., Hinkel K. M., Brown J., 2008. The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) Program: Data Collection, Management, and Dissemination Strategies, ibid., pp. 1647–1652.

Skryabin P. N., Varlamov S. P., Skachkov Y. B., 2008. Evaluation of Recent Changes in the Ground Thermal State, Central Yakutia, ibid., pp. 1653–1659.

Smith I. C., Sheng Y., MacDonald G. M., Hinzman L. D., 2005. Disappearing Arctic lakes, Science, vol. 308, no. 5727, pp. 1429. doi:10.1126/science.1108142.

Ukraintseva N. G., 2008. Vegetation Response to Landslide Spreading and Climate Change in the West Siberian Tundra, ibid., pp. 1793–1798.

Vasiliev A. A, Leibman M. O., Moskalenko N. G. 2008. Active Layer Monitoring in West Siberia under the CALM II Program, Permafrost, ibid., pp. 1815–1820.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:04 PM Page 459

ГЛАВА 4.4. ПРИРОДНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ СУШИ

М. Д. Корзухин

Д. Г. Замолодчиков, Г. Э. Инсаров, Г. Н. Краев, А. А. Минин, А. В. Пчелкин, А. А. Сирин, С. Н. Титкина, А. З. Швиденко, С. Г. Шиятов, Д. Г. Щепащенко

4.4.1. Введение

Сухопутные экосистемы на территории России и их реакции на изменения климата достаточно разнообразны, поэтому они не могут быть полностью представлены в настоящем обзоре. В качестве объектов (экосистемы, их элементы) взяты наиболее чувствительные к изменениям климата или такие, реакция которых считается значимой с какой-либо точки зрения. Критерием отбора была также степень изученности объекта (что косвенно является мерой его значимости).

Помимо собственно российских, использовались зарубежные источники, содержащие результаты исследований для территории России. Это работы двух типов: сделанные иностранными авторами на/для территории России (иногда в соавторстве с отечественными авторами) и работы глобального или Пан-Арктического охвата, в которых северная Евразия является частью территории.

Работы, посвященные воздействию изменений климата за последние десятилетия, могут быть использованы для прогноза на XXI век с помощью экстраполяции найденных трендов.

4.4.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

Первый оценочный доклад (Оценочный доклад ..., 2008) констатировал, что по данным наблюдений в конце XX века на территории России произошел ряд заметных изменений в параметрах и функционировании сухопутных экосистем, которые принято связывать с изменением климата. Изменились сроки фенологических событий у растений – распускание листьев, цветение, пожелтение листьев: на Европейской части России (ЕЧР) наблюдался сдвиг весенних сроков в сторону более ранних дат, что является ожидаемым откликом на потепление климата. Смещение сроков у животных менее определенно. В самом северном в мире древостое – урочище Ары-Мас – в XX веке произошло увеличение сомкнутости древостоев и продвижение границы леса (лиственницы) в зону тундры. В некоторых горных районах страны наблюдается заметное изменение высотных границ растительных зон; так, в горных экосистемах Национального парка “Таганай” (Южный Урал) произошел подъем верхней границы леса. Изменение климата сказывается на состоянии особо охраняемых природных территорий, к которым относятся, прежде всего, заповедники. Последствиями изменения климата у растений и животных также являются изменения видового состава и численности популяций. С 1975 г. в Сихотэ-Алинском заповеднике отмечается гибель дубовых лесов, вызванная грибными заболеваниями, что связывается с продвижением на север ареала патогенных грибов вследствие потепления. К концу XX века изменение климата во многих заповедниках привело к увеличению уровня пожароопасности (например, в Баргузинском).

Что касается ожидаемых изменений, то на основе одной биоклиматической модели для климата 2090 г. предсказывалось сокращение вдвое площади лесов, сдвиг границы лес–степь к северу в Центральной Сибири на сотни километров, двухкратный рост площади опустыненных степей. Время достижения такого состояния плохо определено. В зоне лесотундры возрастет роль древесной растительности, главным образом березы. Уменьшится площадь ягельников. Песец будет испытывать сильную конкуренцию с лисицей, ареал которой сместится к северу вследствие потепления. На Таймыре летняя жара и засуха могут привести к резкому снижению численности лемминга. Возможно сильное сокращение ареала краснозобой казарки. Для северных оленей и овцебыков наибольшую опасность представляет увеличение частоты и интенсивности весенних и осенних оттепелей и заморозков. Для белого медведя потепление климата может иметь как положительные (уменьшение смертности молодняка), так и отрицательные последствия (сокращение

OD-2-1-3n 12/15/14 4:04 PM Page 460

площади льдов – уменьшение возможностей охоты на тюленей).

При этом в Первом оценочном докладе не был затронут вовсе или освещен недостаточно широко ряд тем: фенология растений и животных, эффект стимуляции роста растений увеличением концентрации CO_2, углеродный бюджет растительных экосистем, модельные оценки изменения границ биомов, болотные экосистемы, катастрофические воздействия на леса. Многие оценки будущих изменений в экосистемах носили качественный характер и не сопровождались соответствующими картами. При написании данной главы авторы стремились восполнить эти пробелы, в частности, привлекая оценки, сделанные на основе количественных моделей. Использованная литература опубликована, в основном, после выхода Первого оценочного доклада. Значительно рас-

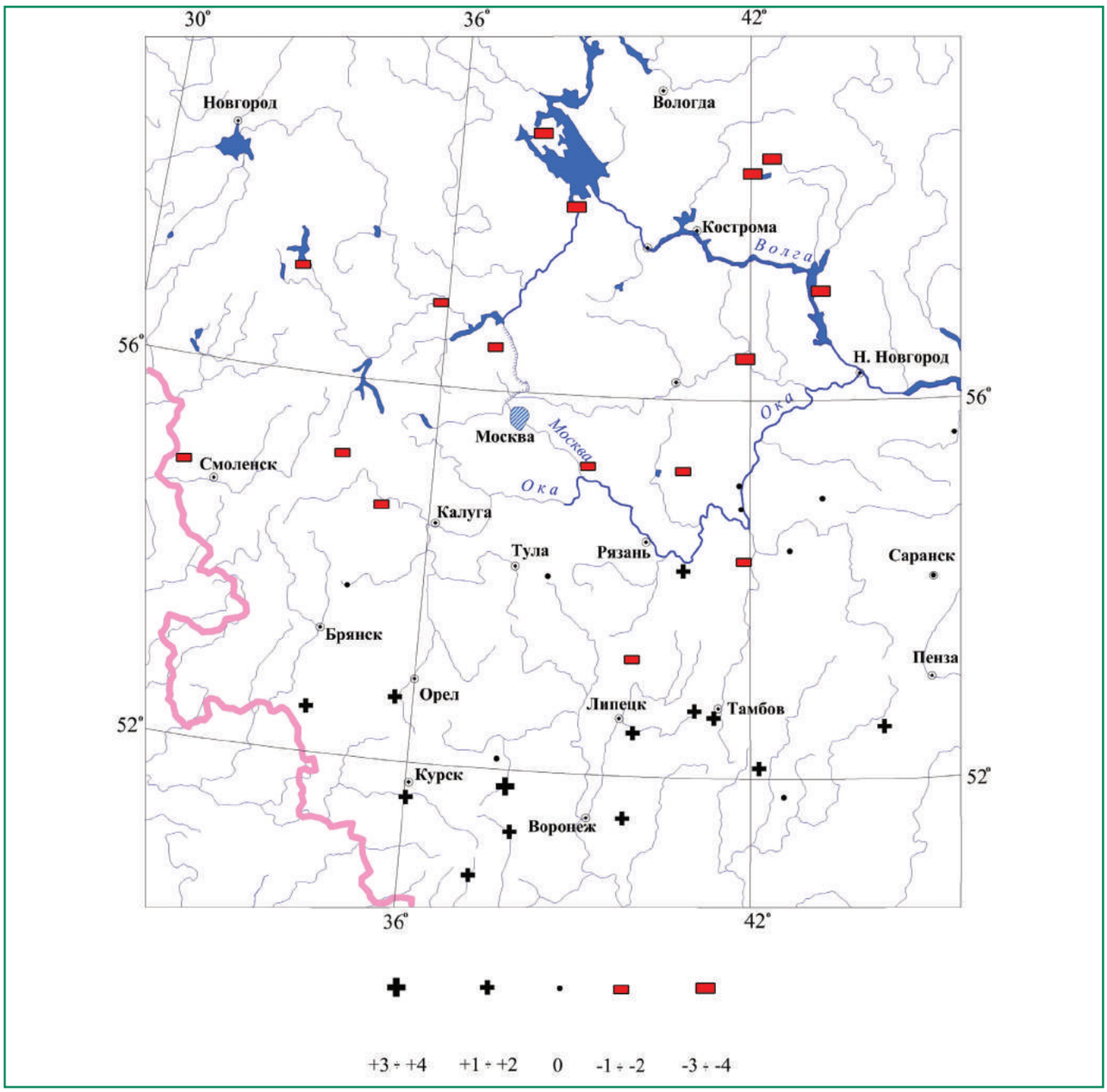


Рис. 4.4.1. Смещение дат зацветания липы мелколистной за период 1970–2010 гг., в сутках (рисунок подготовлен А. В. Восковой).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:04 PM Page 461

ширена литературная база обзора, особенно в отношении англоязычных работ.

4.4.3. Состояние растений

Основные изменения растительности в северном полушарии за 1980–2008 гг., связанные с изменениями климата, состоят в увеличении вегетационного периода, ускорении роста деревьев и продвижении к северу древесной растительности, а также в смещении экотонов вверх в горах (Delbart et al., 2008; Jeong et al., 2011).

4.4.3.1. Фенология растений

Данные о смещении сроков наступления фенологических фаз у растений продолжают оставаться одним из основных видов информации о реакции биоты на современные изменения климата. Изучение фенологии растений исходит из базового предположения о том, что при прочих равных условиях местообитания, сроки наступления и окончания активности определяются климатом. Механизмы этих зависимостей до сих пор во многом не ясны, так что при изучении фенологии растений применяются эмпирические модели, которые сейчас активно разрабатываются (Picard et al., 2005; Stockli et al., 2011). Существующие глобальные модели растительности недостаточно адекватно учитывают фенологию, что ведет к ошибкам в оценках продуктивности в 8–13% (Richardson et al., 2012). Эволюционно-экологические основы реакции растений на изменения климата можно найти в работе (Pau et al., 2011), здесь же мы приведем эмпирические данные по фенологии.

Согласно данным (Minin, 2012), за период 1970–2010 гг. тренд (τ) дат развертывания первых листьев березы бородавчатой (*Betula pendula Roth.*) для центральной области ЕЧР составил τ = –0.05–(–0.2) день/год, с увеличением с юга на север. Даты окончания листопада менялись по площади разнонаправленно. Даты зацветания липы мелколистной (*Tilia cordata* Mill.) в северных и южных областях ЕЧР имеют противоположный тренд, с нулевым значением по линии Брянск–Рязань–Саранск (рис. 4.4.1). В целом для этого региона за последний 41 год в его северной части (подзона южной тайги и, в меньшей степени, подзона подтаежных лесов) устанавливались более ранние сроки наступления весенних и летних фенологических событий (на примере березы и липы); за последнее десятилетие эта тенденция несколько ослабла. В южной половине ЕЧР (широколиственные леса, лесостепь) тренды либо отсутствуют (весенние события), либо слабо положительные (летние события). Для осенних событий (окончание листопада у березы) картина по сравнению с 1970–2000 гг. не столь определенна.

Длина вегетационного периода (LGS, Length of the Growing Season) зависит в основном от температуры воздуха T, влияет на годовую ассимиляцию CO_2 и поэтому является предметом тщательного изучения в мировой литературе. Ниже мы дадим обзор результатов по изменению собственно LGS; влияние на углеродный цикл рассмотрено в разделе 4.4.4.

Рост LGS увеличивает как нетто-продуктивность экосистемы, *NEE*, так и величину ее дыхания, *Re*, поэтому прирост брутто-продуктивности, $\delta GPP = \delta NEE - \delta Re$ может, вообще говоря, иметь любой знак.

Barichivich et al. (2012) нашли, что в северном полушарии LGS росла с 1950 г., особенно сильно за 1980–2011 гг. (тренд τ = 0.29 день/год, при этом 0.40 день/год для Евразии), а весенняя и летние температуры – на 0.043°C/год и 0.046°C/год соответственно. Соответственно, менялись сроки таяния снега и распускания листвы. Как установлено, весеннее увеличение LGS приводит к росту *GPP*, в то время как осеннее увеличение может вести и к росту, и к уменьшению *GPP* из-за роста *Re* более сильного, чем рост *NEE*. В итоге, согласно Barichivich et al. (2012), эффект наблюдаемого увеличения LGS не сопровождается достоверным ростом поглощения CO_2.

В то же время, Picard et al. (2005) калибровали модель распускания листвы на данных, полученных со спутникового сенсора VEGETATION для большой области в Сибири (80–120° в.д., 50–70° с.ш.), включили модель распускания в динамическую модель глобальной растительности SDGVM (Woodward, Lomas, 2004) и путем численных экспериментов нашли, что при изменении даты начала вегетации, t_V, на 1 день чистая первичная продукция *NPP* меняется на 10 гС м$^{-2}$ год$^{-1}$

OD-2-1-3n 12/15/14 4:04 PM Page 462

(примерно 2% для Сибири), что говорит о заметном влиянии фенологии деревьев на их продуктивность.

Gunderson et al. (2012) приводят результаты 4-летнего эксперимента по искусственному подогреву воздуха вокруг четырех древесных пород, проведенного с целью найти изменения в сроках раскрытия почек. При приросте температуры δT = +2°C почки раскрывались на 4–9, при δT = +4°C – на 6–14 дней раньше контрольного роста. Также, осенью хлорофилл сохранял активность на 4 и 7 дней дольше, соответственно.

Анализ многочисленных спутниковых данных по NDVI для северного полушария (Jeong et al., 2011) показывает увеличение LGS – за счет более раннего начала (SGS – Start of the Growing Season) и более позднего окончания (EGS – End of the Growing Season) (рис. 4.4.2). При этом скорость изменений за периоды 1982–1999 гг. и 2000–2008 гг. существенно различается. Для раннего периода смещение сроков начала составило 5.2 дня, для позднего – 0.2 дня. Соответственно, окончание сезона вегетации сместилось на 4.3 и на 2.3 дня (Jeong et al., 2011). В пределах полушария отмечаются и существенные региональные различия в активности наблюдаемых изменений. Для центральной области ЕЧР и юга западной Сибири тренд LGS составляет $\tau \sim 0.4$–1.0 день/год.

Согласно спутниковым данным (Kim et al., 2012), в течение 1979–2008 гг. наблюдался достоверный положительный тренд теплого периода ($T > 0$°C) в северном полушарии, $\tau = 0.189$ день/год, котрый тесно связан ($R = 0.712$) с трендом среднегодовой температуры ($\tau = 0.033$°C/год). Естественно предположить, что продолжительность вегетационного периода функционально связана с длиной теплого периода (прежде всего, через активизацию корневой системы). Однако дата весеннего таяния за 1982–2000 гг. менялась не столь определенно – рис. 4.4.3 (Sitch et al., 2007); в частности, в России слабо представлены области с заметно более ранним таянием, а примерно на половине территории северной Сибири таяние начиналось позже.

Анализом спутниковых данных в (Delbart et al., 2006) найден тренд в датах начала вегетации (распускания листвы), τ, за 1982–2004 гг. для большой территории северной Евразии (область

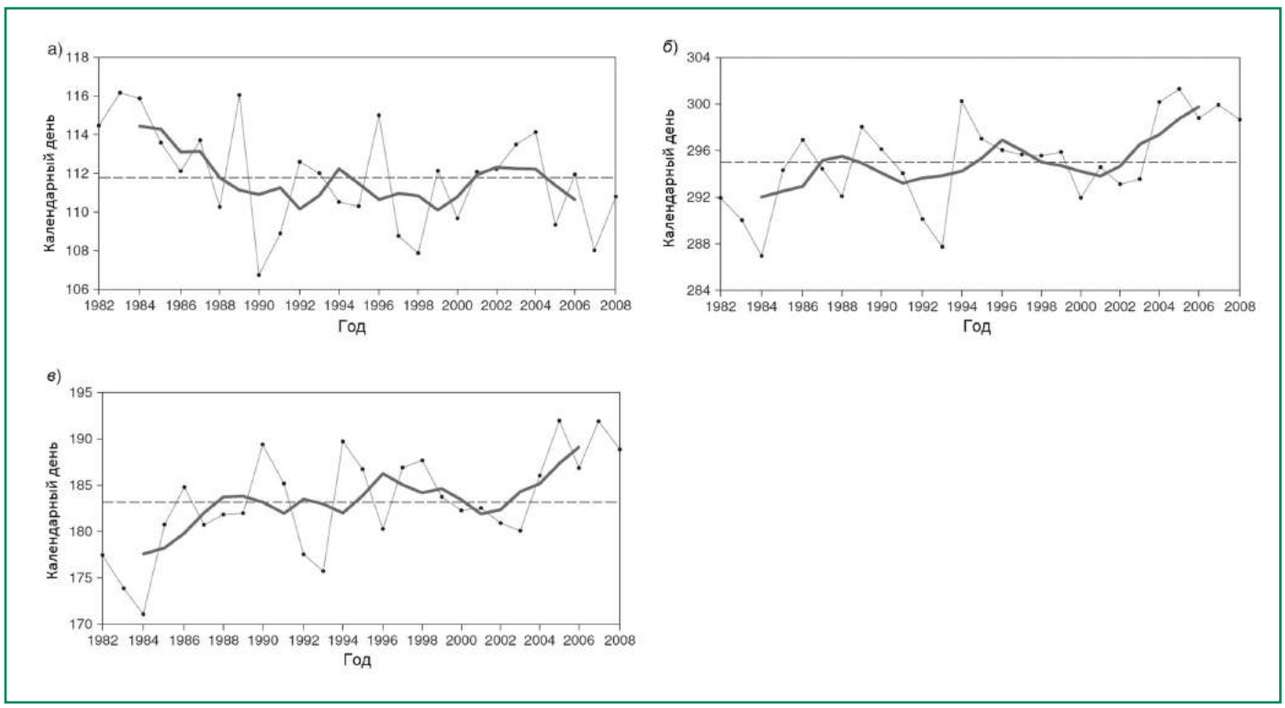


Рис. 4.4.2. Динамика трех индексов вегетации для северного полушария: (а) – SGS, (б) – EGS, (в) – LGS (обозначения см. в тексте), Jeong et al. (2011). ––•–– – текущие значения, ———— – скользящее средее, – – – – среднее значение индекса за период наблюдений.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:04 PM Page 463

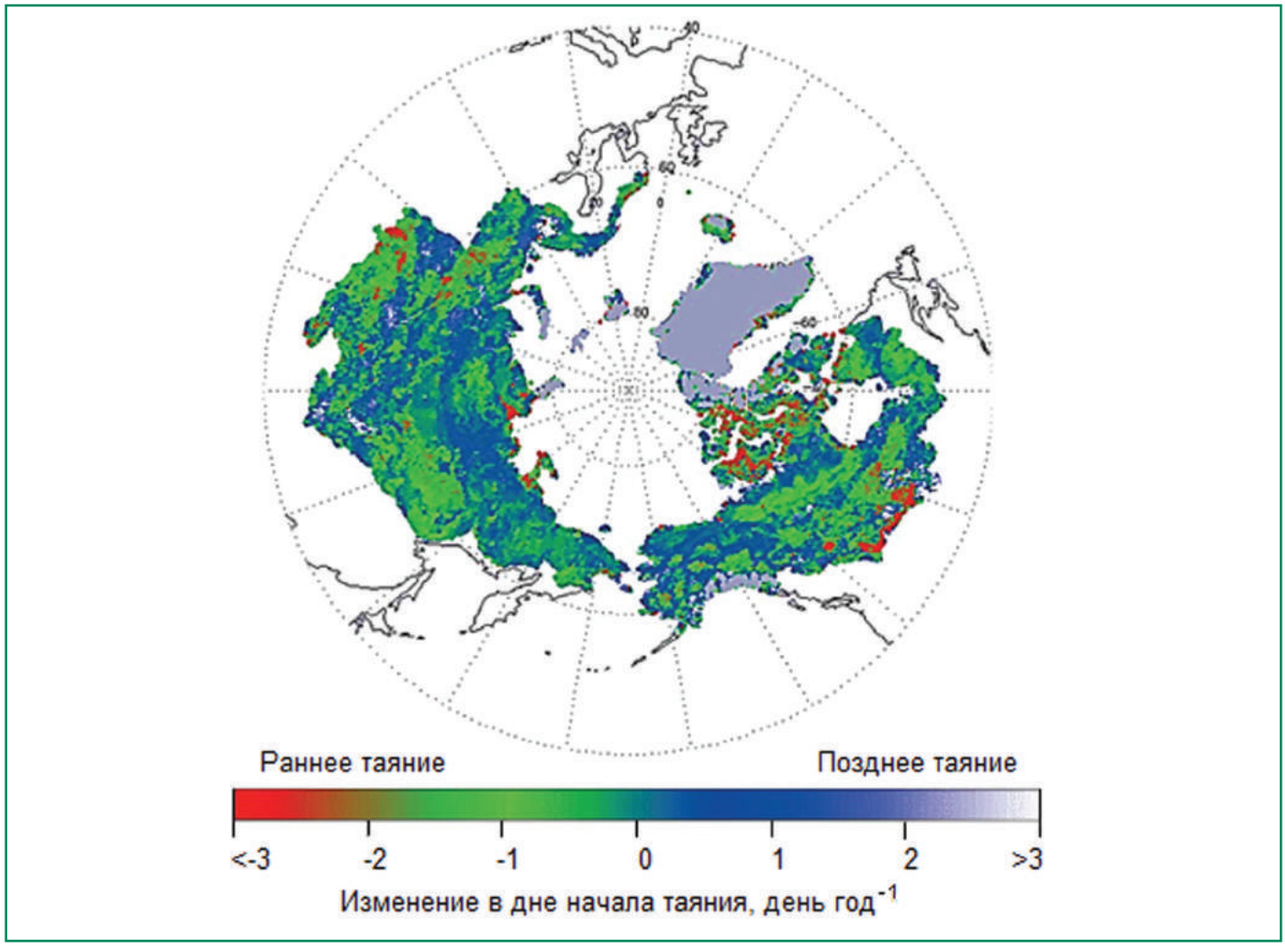


Рис. 4.4.3. Пространственное распределение изменения в сроке весеннего таяния, среднее за 1988–2002 гг. (Sitch et al., 2007).

(45–180° в.д., 50–72° с.ш.), занятой, в основном, темнохвойной и лиственничной бореальной тайгой). Средняя для всей территории величина тренда τ = 0.5 день/год (+11.6 дней за весь период). Детальный анализ трендов для t_V на основе моделирования, наземных и спутниковых данных был предпринят в работе (Delbart et al., 2008) для лесов северной Евразии. Предполагалось, что вегетация начинается, когда сумма среднесуточных температур воздуха выше порогового значения (4.1°C) достигает 65°C (параметры найдены по спутниковым данным). Обнаружен достоверный отрицательный тренд для t_V за 1960–2002 гг. во всех местах наземных измерений (Delbart et al., 2008).

Schwartz et al. (2006) собрали температурные данные за 1955–2002 гг. с 1417 наземных станций для широт севернее 40° в.д., из них примерно 120 станций в России. Почти все имеют тренд весеннего распускания τ ~ –0.3–0.0 день/год со средним τ = –0.12 день/год.

Для Сохондинского заповедника отмечено снижение ценотической активности лиственницы даурской и рост ее у кедра сибирского, что связано с потеплением и с более быстрой протайкой сезонной мерзлоты и с деградацией многолетней мерзлоты (Галанин, Долгалева, 2009). Исследования в Ильменском заповеднике показали, что в годы с ранней и теплой весной у растений значительно раньше начинаются цветение и распускание почек (Гордиенко, Соколов, 2009).

По сравнению с наблюдениями 30–40-летней давности, в заповеднике “Столбы” полное развертывание листвы наступает раньше на две декады у сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*) и кедра сибирского (*Pinus sibirica*), приблизительно на одну декаду у остальных древесных пород: пихты

OD-2-1-3n 12/15/14 4:04 PM Page 464

сибирской (*Abies sibirica*), ели сибирской (*Picea obovata*), лиственницы сибирской (*Larix sibirica*), осины (*Populus tremula*), березы повислой (*Betula pendula*), рябины сибирской (*Sorbus sibirica*), черемухи (*Padus avium Mill.*), что связано с температурным режимом мая для хвойных и апреля для лиственных (Овчинникова и др., 2011).

4.4.3.2. Стимуляция роста растений увеличением концентрации CO_2

Эффект стимуляции роста хорошо известен и прямо следует из известного механизма фотосинтеза (Lloyd, Farquhar, 1996). Вопрос состоит в том, каков вклад этого эффекта в изменение состояния растительности при изменениях климата. Например, Bala et al. (2005) на основе модельных расчетов получили, что основной прирост биомассы растений в глобальном масштабе будет происходить из-за прямой стимуляции роста (а не, например, из-за роста температуры); такой же результат получен при расчетах по климатической модели ИФА РАН (Елисеев, 2011). Таким образом, представляет интерес количественная оценка обсуждаемого эффекта. Зависимость скорости фотосинтеза от $[CO_2]$ в настоящее время далека от насыщения, которое наступает при $[CO_2] \sim 700$ млн$^{-1}$. Результаты могут быть использованы при прогнозных оценках урожайности сельскохозяйственных видов и в лесоводстве.

Типичная зависимость двух центральных для ассимиляции CO_2 величин приведена на рис. 4.4.4 (Franks et al., 2013; Silva, Anand, 2013). Как следствие этих зависимостей, наблюдается рост эффективности использования воды, $WUE = A/g_s$ (A и g_s пояснены в подписи к рисунку 4.4.4.). Систематическое изучение проблемы производится, в частности, в долговременной (от 1–3 до 9 лет) серии натурных экспериментов в рамках программы FACE – Free Air CO_2 Enrichment (24 локализации в 2004 г. – Nowak et al., 2004).

Для определения удельного прироста относительной продуктивности деревьев при увеличении $[CO_2]$, удобно использовать коэффициент *bgf* ("biotic growth factor"), связывающий относительный прирост скорости фотосинтеза A с приростом $[CO_2]$, dC :

$$(A(C_0 + dC) - A(C_0)) / A(C_0) = bdf \bullet dC \ ,$$

где C – концентрация CO_2, $C_0 = 360$ млн$^{-1}$; продуктивность измерялась или скоростью ассимиля-

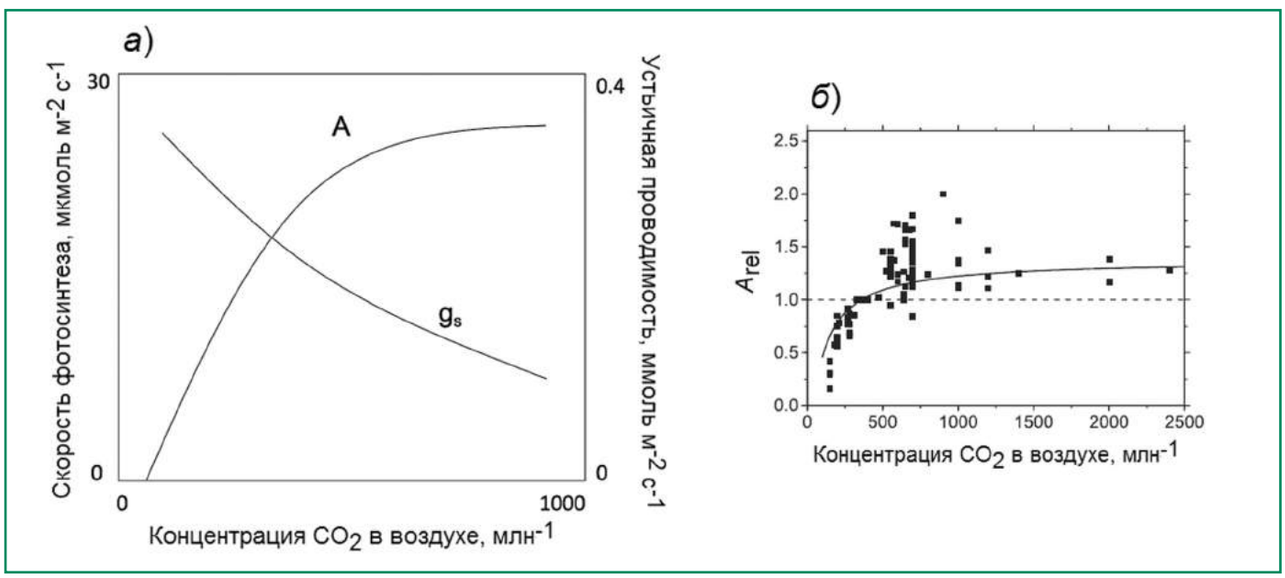


Рис. 4.4.4. Зависимость скорости фотосинтеза (A) и устьичной проводимости (g_s) от $[CO_2]$: (а) для тополя (*P. deltoides*) при интенсивности света 2000 мкмоль м$^{-2}$ с$^{-1}$ и T = 30°C (Silva and Anand, 2013); (б) скорость фотосинтеза, Arel, найденная относительно значения при $[CO_2] = 360$ млн$^{-1}$ в независимых экспериментах в рамках программы FACE (Franks et al., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:05 PM Page 465

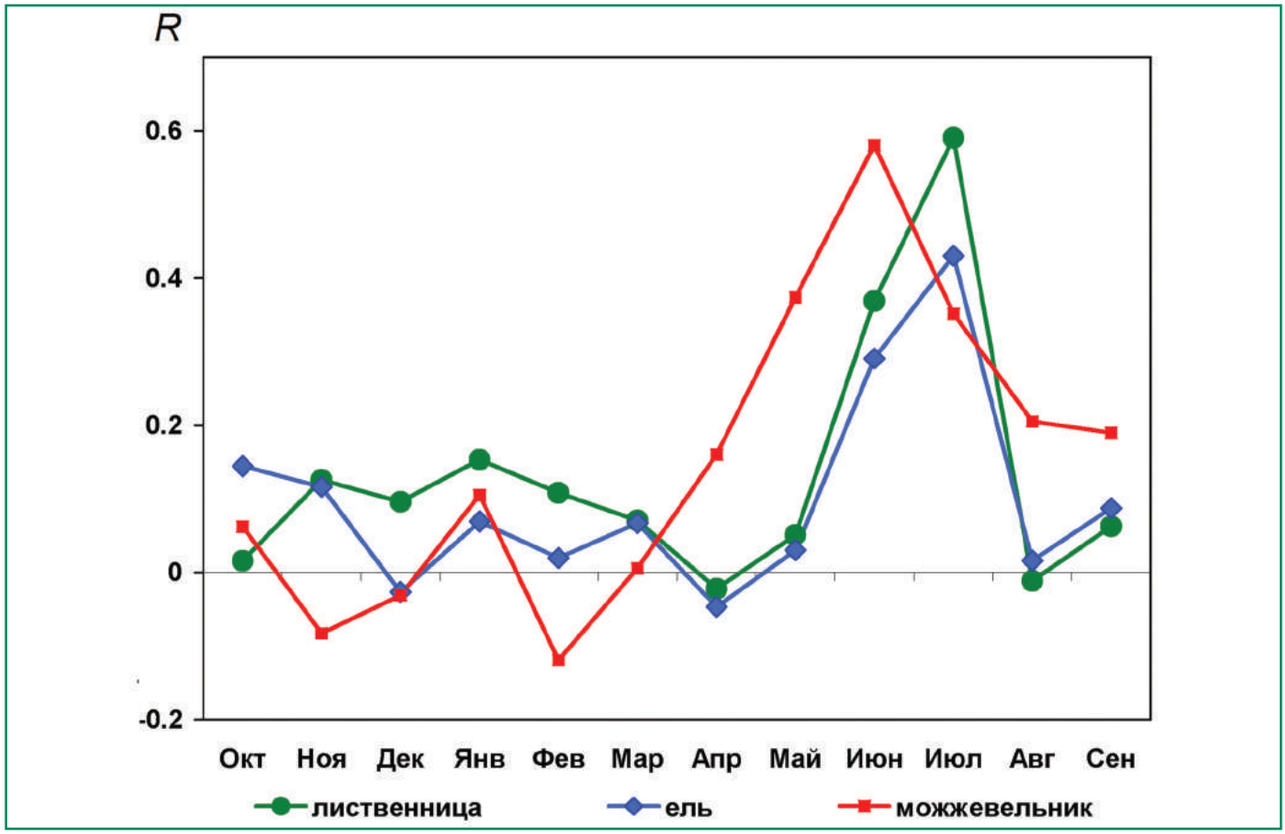


Рис. 4.4.5. Коэффициент корреляции *R* между индексами прироста и температурой воздуха в отдельные месяцы предыдущего (октябрь–декабрь) и текущего (январь–сентябрь) года роста можжевельника (*J. communis*), ели (*P. abies (L.) H.Karst.*) и лиственницы (*L. sibirica*) (Hantemirov et al., 2011).

ции листа, мкмоль $м^{-2}$ $с^{-1}$, или приростом биомассы особи, г/год; *dC* обычно находилась в пределах 200–360 $млн^{-1}$. Полученные значения *bgf* находятся в пределах $1.2–2.9 \cdot 10^{-3}$ (источники см. в обзоре Franks et al., 2013).

Влияние изменения $[CO_2]$ на радиальный прирост деревьев было исследовано в работе (Gedalof, Berg, 2010) по глобальной базе данных по древесным кольцам (International Tree ring Data Bank: Grissino-Mayer, Fritts, 1997). Было найдено, что в 20% (из 2431 случая хронологических записей прироста) ускорение прироста не может быть объяснено климатическими причинами, что, по мнению авторов, говорит о наличии прямой стимуляции прироста ростом $[CO_2]$.

4.4.3.3. Радиальный прирост деревьев

Радиальный прирост древесных растений является чувствительным параметром, реагирующим на изменение погодных и климатических факторов, особенно в экстремальных почвенно-климатических условиях (северная, южная, верхняя и нижняя границы леса, границы ареалов древесных видов, заболоченные, длительно затапливаемые, засоленные и скальные местообитания). Ввиду сравнительно простой измеряемости, этот параметр широко используется для климатических реконструкций и в прогнозных целях.

На территории России создана сравнительно густая сеть дендроклиматических станций, для которых построено около 600 древесно-кольцевых хронологий различной длительности (Шиятов, 2009). По древесно-кольцевым хронологиям, полученным для северной и верхней границ леса, можно судить, в основном, о температурном режиме, а по древесно-кольцевым хронологиям, полученным для южной и нижней границ леса – о режиме увлажнения. В высоких широтах доля изменчивости радиального прироста деревьев,

OD-2-1-3n 12/15/14 4:05 PM Page 466

которая объясняется изменчивостью летней температуры воздуха, иногда достигает 70% (Шиятов, 2009).

Основой метода дендроклиматических реконструкций является выявление статистически достоверных связей между количественными характеристиками годичных колец современной древесины (сформировавшихся за последние 100–200 лет) и гидрометеорологическими данными, собранными за это же время.

На рис. 4.4.5 показана связь между индексами ширины годичных колец (или индексами прироста) и температурой воздуха в отдельные месяцы предыдущего и текущего года роста у различных видов древесных растений, произрастающих на Полярном Урале. Достоверное влияние на радиальный прирост ели и лиственницы оказывает температура воздуха июня и июля, а у можжевельника, кроме того, и температура мая.

Имеется опыт использования древесно-кольцевых хронологий для оценки динамики запасов древостоев под влиянием изменений климата, поскольку между приростом по диаметру и приростом по объему существует тесная корреляционная связь, R = 0.80–0.98. В зависимости от вида деревьев и условий местообитания, индексы прироста могут коррелировать с одним из факторов, и не коррелировать с другим. Например, в степной зоне южного Урала определяющим фактором являются осадки (рис. 4.4.6) (Agafonov,

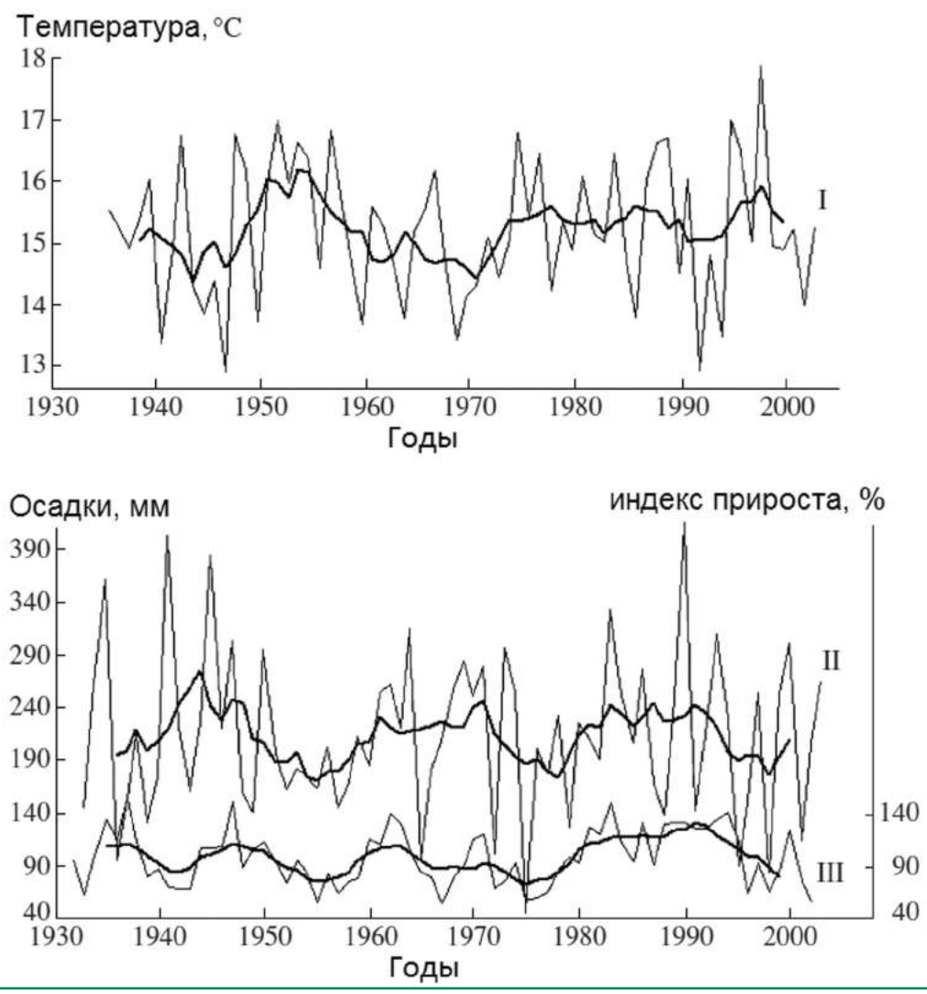


Рис. 4.4.6. Динамика среднемесячных температур за май–август (I), сумм осадков за тот же период (II) и индекса радиального прироста сосны (*Pinus sylvestris L.*) (III) в Карагайском Бору; жирные линии – скользящие 7-летние средние (Agafonov, Kukarskikh, 2008).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:05 PM Page 467

Kukarskikh, 2008), В центральной Якутии радиальный прирост лиственницы (*Larix cajanderi Mayr*) и сосны (*Pinus sylvestris L.*) зависит от температуры и осадков в определенные периоды вегетационного сезона (Nikolaev et al., 2011). Найденные зависимости могут использоваться для прогнозных оценок прироста при изменении климата.

В работе (Lloyd, Bunn, 2007) изучалась зависимость ширины годичных колец от климатических переменных в 232 точках бореальной тайги (Россия, Канада и США) и обнаружено повсеместное замедление радиального прироста деревьев за последнее столетие. Имея в виду наблюдаемое потепление, проверялись две гипотезы: прямой температурный стресс и вызванный ростом температуры водный стресс, однако найти какой-либо одной причины замедления не удалось.

По этим причинам, для перспективных оценок влияния изменения климата на прирост деревьев более целесообразно применять имитационные модели прироста деревьев. Например, имитационная модель (Ваганов, Шашкин, 2000) хорошо описывает не только радиальный прирост, но и структуру годичных колец у древесных растений (размеры клеток, соотношение ранней и поздней древесины и плотность древесины) в разных климатических условиях.

4.4.3.4. Смертность деревьев

Увеличение смертности деревьев может быть вызвано, вообще говоря, выходом любого экологического фактора за границы интервала его оптимума. Однако систематических данных, относящихся к большим облесенным площадям, явно недостаточно для количественных оценок явления и осуществления прогноза. Тем не менее, в литературе имеется много данных, касающихся локальных объектов и ситуаций. Например, в уникальной серии 30-летних наблюдений за судьбой 92 тыс. сеянцев, высаженных в 1975 г. ниже и выше линии леса в Швейцарских Альпах (Barbeito et al., 2012) найдено, что наиболее сильным фактором, влияющим на смертность, является длительность существования снежного покрова, в то время как на скорость роста сильнее всего влияет температура воздуха. Основные наблюдавшиеся виды: лиственница европейская (*Larix deciduas*), сосна горная Парадекиссен (*Pinus mugo ssp. uncinata*) и сосна кедровая европейская (*Pinus cembra*).

Ускорение смертности деревьев из-за роста частоты засух является общепризнанным фактом и имеет существенные масштабы (Allen et al., 2010); массовые усыхания отмечены, в частности, на Дальнем Востоке (Манько, Гладкова, 2001). В то же время, биологический механизм явления во многом не ясен (Sala et al., 2010); наиболее вероятные объяснения – истощение запаса углеводородов дерева и ухудшение водоснабжения, вызванные повышением температуры и дефицитом влаги. Рост смертности за последние десятилетия сильнее всего выражен в хвойных лесах и объясняется активизацией грибков и насекомых-ксилофагов (Манько, Гладкова, 2001).

4.4.4. Углеродный бюджет и продуктивность растительных экосистем

4.4.4.1. Наблюдаемое состояние углеродного баланса и продуктивности растительных экосистем

Ввиду влияния парниковых газов на климат, оценки их бюджетов для территории Российской Федерации продолжают оставаться актуальным направлением изучения для отечественных и зарубежных исследовательских коллективов. Сохранение научного интереса в значительной степени связано с огромной площадью России (17.1 млн км^2, включая внутренние водоемы, или 11.5% от территории суши на Земле). Присутствие различных природных зон от тундры до пустынь, наличие выраженных изменений землепользования на протяжении нескольких столетий, различающиеся региональные климатические тренды вносят свой вклад в динамику круговоротов парниковых газов и требуют серьезных усилий для получения реалистичных оценок. При этом используется ряд методических подходов, в частности, оценка по динамике атмосферных концентраций CO_2 (метод инверсии), обобщение экспериментально-полевой информации для совокупности ландшафтов или иных категорий земного покрова (инвентаризация), модельные расчеты. Отметим, что модель-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:05 PM Page 468

ная компонента в той или иной степени присутствует как в инверсионных, так и инвентаризационных оценках, поскольку имеющейся экспериментально-полевой информации, как правило, недостаточно либо с количественной (ограниченный объем точек исследований), либо с качественной (ограниченная полнота сведений) точек зрения.

Баланс углерода для биомного уровня оценивается следующим уравнением ($NBP > 0$ соответствует стоку):

$$NBP = NPP - Rh - M,$$

где NPP – чистая первичная продукция, Rh – гетеротрофное дыхание, M – потери углерода при различных нарушениях растительного покрова.

NPP наземных экосистем России оценивается в пределах 2745–4763 Мт С/год, Rh – 2215–3464 Мт С/год, NBP – 183–1735 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007; Кудеяров и др., 2007; Dolman et al., 2012). Разброс оценок объясняется тем, что в разных работах в углеродный бюджет включены не всегда схожие расходные статьи, а также различиями в применяемых методиках.

При осуществлении инверсионной оценки по моделям атмосферного транспорта подбирается такое распределение стоков либо источников CO_2, которое приводит к наилучшему соответствию модельных оценок концентраций CO_2 в атмосфере результатам инструментальных измерений. Далее по разности найденных величин стоков и источников, а также известных антропогенных эмиссий рассчитывается углеродный баланс экосистем рассматриваемой территории. Применение различных схем инверсионной оценки естественно приводит к разным результатам. Анализ баланса, осуществленный для территории России в обобщающей работе (Dolman et al., 2012) по 12 различным инверсионным схемам, дал среднюю величину NBP = 943 Мт С/год (сток углерода). На рис. 4.4.7 показано распределение стоков и источников углерода для территории России, полученное одним из методов (Land Ecosystem Assessment – Оценка для Сухопутных Экосистем). Сходная величина углеродного баланса территории России, NBP = 730 Мт С/год получена в работе (Ciais et al., 2010).

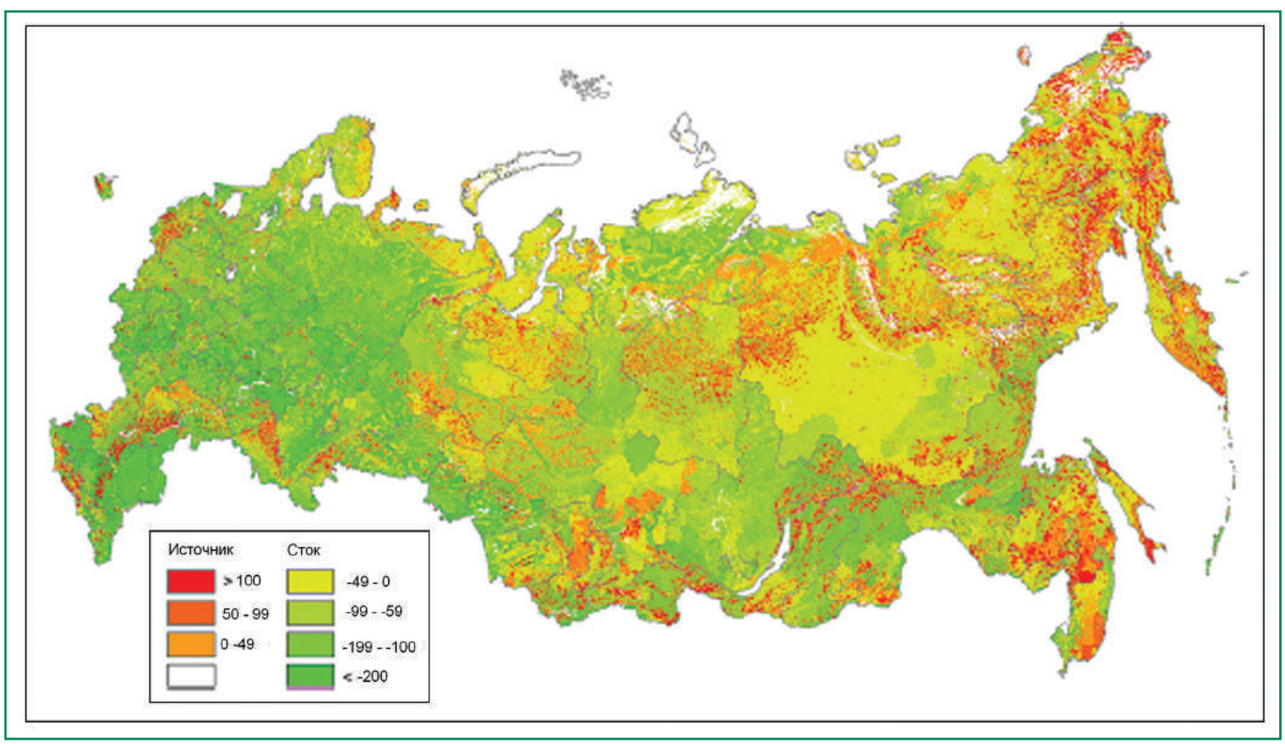


Рис. 4.4.7. Углеродный баланс территории России: плотность потока углерода, г С м$^{-2}$ год$^{-1}$ (Dolman et al., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:05 PM Page 469

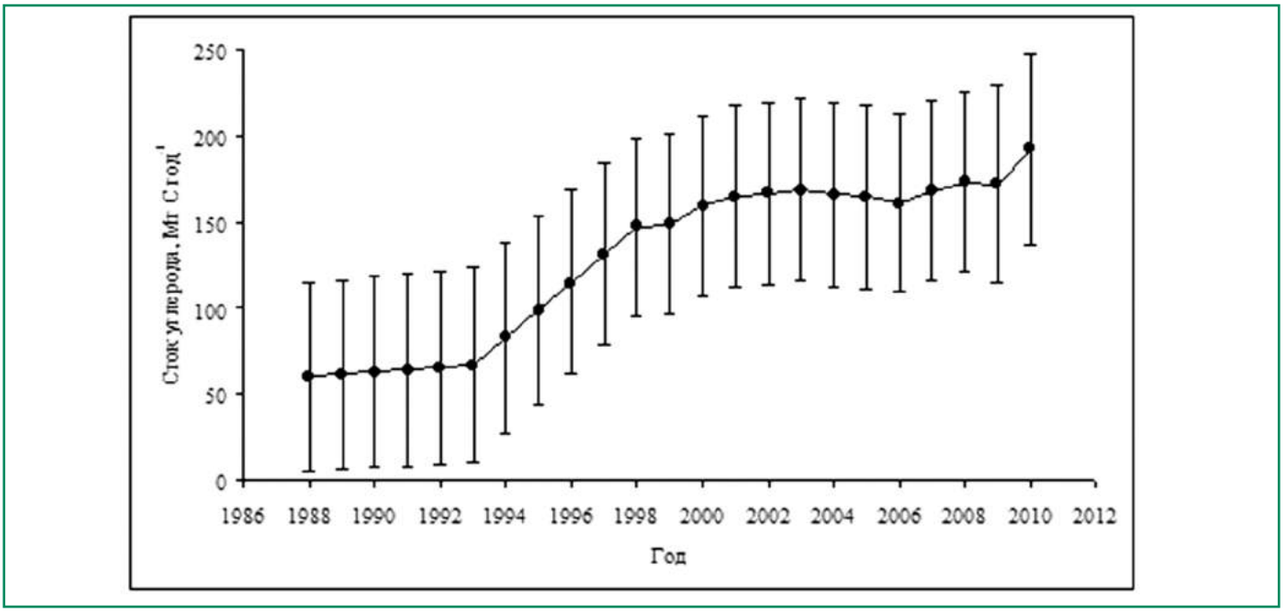


Рис. 4.4.8. Динамика баланса углерода в управляемых лесах России (Замолодчиков и др., 2013).

В работе (Chevallier et al., 2010) рассматривается инверсионная оценка глобальной динамики баланса углерода за 1988–2008 гг. по 22 географическим регионам. Регион "Бореальная Евразия" почти точно укладывается в территорию Уральской и Азиатской частей России. Средний за 21 год сток атмосферного углерода в регионе "Бореальная Евразия" *NBP* = 290 ± 350 Мт С/год. Отметим, что для 1988–1993 гг. для региона были характерны близкие к нулевым значения баланса углерода, сток стал усиливаться с середины 1990-х годов, но при этом увеличился и размах межгодовых вариаций, достигавший 500 Мт С/год. Высокая неопределенность рассмотренных инверсионных оценок баланса углерода на территории России связана с немногочисленностью точек инструментальных измерений концентраций атмосферных газов (Ciais et al., 2010).

Значительная часть имеющихся в литературе оценок стока углерода в леса России укладывается в диапазон 30–250 Мт С/год (Гитарский и др., 2002; Замолодчиков и др., 2011; 2013; Замолодчиков, 2012; Nilsson et al., 2000). Вариации оценок данного ряда определяются различиями в полноте рассмотрения пулов углерода (все пулы или только биомасса), периодах оценки, охвате территории лесов, деталях методических подходов. Имеется ряд и более высоких оценок стока, находящихся в пределах 450–690 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007; Pan et al., 2011; Dolman et al., 2012).

Из перечисленного разнообразия оценок более подробно остановимся на результатах, полученных на основе системы РОБУЛ (Региональная Оценка Бюджета Углерода Лесов, http://www.cepl.rssi.ru/carbon.htm) (Замолодчиков и др., 2011; 2013; Замолодчиков, 2012); эта система используется сейчас в национальном кадастре парниковых газов для формирования отчетности по сектору лесного хозяйства (Национальный доклад…, 2012). Источником исходных данных для системы РОБУЛ являются материалы Государственного лесного реестра (ГЛР) и архивные материалы государственных учетов лесного фонда (ГУЛФ).

Согласно РОБУЛ, годичный сток углерода в управляемые леса России (около 70% от площади всех российских лесов) в начале 1990-х годов составлял около 60 Мт С/год (рис. 4.4.8). В середине 1990-х годов сток углерода стал увеличиваться, а затем стабилизировался на уровне 160–180 Мт С/год. Этот уровень сохраняется и в настоящее время. Выявленные тенденции объясняются рядом факторов, из которых главным является резкое сокращение объемов заготовки древесины, имевшее место в России с начала

OD-2-1-3n 12/15/14 4:05 PM Page 470

Таблица 4.4.1. Тренд изменения NPP и средние значения NPP для различных частей Пан-Арктики (Kimball et al., 2006)*

Годы измерения	Тренд изменения *NPP* (% в год относительно начального года)				
	Пан-Арктика в целом	Отдельные пан-арктические регионы			
		Север Сев. Америки	Северная Евразия	Бореальный лес	Арктика
1982–1991	1.32	1.56	1.17	1.42	1.02
1982–2000	0.27	0.34	0.22	0.35	0.13
NPP, г С $м^{-2}$ $год^{-1}$	354	374	342	444	247

**Территория водосбора Северного Ледовитого океана (севернее 43° с.ш.).*

1990-х гг. Второй фактор связан с сохранением приемлемого уровня охраны лесов от пожаров, допускающим сбои лишь при возникновении экстремальных засух. Третий фактор определяется увеличением площадей категорий защитных и охранных лесов за счет эксплуатационных, что ныне сдерживает рост объемов лесозаготовок. Отметим, что тенденция к усилению стока углерода с начала 1990-х годов отмечается и в рассмотренных выше работах по определению баланса углерода на территории России в целом.

Последним фактором, вызывающим рост поглощения углерода на землях России, является изменения в землепользовании, связанные с выводом в 1990-е годы из активного оборота земель сельскохозяйственного назначения. Сейчас на этих землях идет восстановление естественного растительного покрова, приводящее к увеличению запасов почвенного гумуса, а в лесной зоне – и фитомассы, что выражается в 74 ± 22 Мт С/год дополнительного стока углерода (Kurganova et al., 2010).

По сравнению с лесами, сведений по балансу углерода прочих крупных биомов территории России заметно меньше. Для тундр (2.35 млн $км^2$) годовой сток углерода оценивается в 11 Мт С/год (Карелин, Замолодчиков, 2008) и в 22 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007), для болот (1.44–1.54 млн $км^2$) в 35–53 Мт С/год (Моисеев, Алябина, 2007; Dolman et al., 2012).

Проведенный обзор современных оценок углеродного баланса земель для национального и биомного уровней свидетельствует, что наземные экосистемы России в настоящее время являются мощным стоком атмосферного углерода. Однако, расхождения в абсолютных величинах оценок достаточно велики, что в значительной степени определяется нехваткой исходных инструментальных данных, создающих основу для обобщений и построения моделей. Различные подходы указывают на усиление стока углерода на территории России с начала 1990-х. Это усиление объясняется снижением антропогенной нагрузки на наземные экосистемы России, в первую очередь, за счет сокращения объемов заготовки древесины и площадей пахотных земель.

В целом, согласно обзору данных спутниковых и наземных наблюдений (Boisvenue, Running, 2006), наблюдаемые изменения климата оказывают стимулирующее действие на продуктивность лесов (из 49 включенных в обзор работ 37 сообщают о ее росте). Спутниковые наблюдения, интерпретированные “Моделью Продукционной Эффективности” (Production Efficiency Model), обнаружили положительный временной тренд величины *NPP*, дифференцированной по составляющим территории Пан-Арктики (табл. 4.4.1). Можно отметить повсеместное замедление роста в 1991–2000 гг. Аналогично, Grosso et al. (2008) применением регрессионной модели (калиброванной глобально по 5600 точек измерения нетто-продуктивности, *NPP* и климата) обнаружили рост *NPP* для северной Евразии за 100 лет (рис. 4.4.9).

Увеличение продуктивности северных экосистем связано как непосредственно с ростом температуры воздуха, так и опосредовано с изменением температуры почвы и положением и динамикой кровли многолетнемерзлых пород, ввиду ее ландшафтно-образующей роли. Изменения растительного покрова сопряжены с изменением почвенных и мерзлотных условий. Это связано с

OD-2-1-3n 12/15/14 4:05 PM Page 471

изменением режима надмерзлотных вод, с поступлением питательных веществ, ранее законсервированных в мерзлых толщах, с увеличением глубины корнеобитаемого слоя. По данным циркумполярного мониторинга деятельного слоя (Circumpolar Active…, 2012) глубина сезонного оттаивания за период 2008–2011 гг. мало отличается от таковой за период 2004–2007 гг. Увеличение оттаивания произошло в кустарниковых тундрах северо-востока Русской равнины, в низовьях р. Индигирки, и в северной тайге Центральной Сибири. В то же время в тундрах Западной Сибири наблюдается сокращение мощности деятельного слоя.

Рост продуктивности тундр стимулирован улучшением условий роста растений в связи с подъемом температуры, увеличением фотосинтетически-активной радиации, изменением мерзлотных условий. Результаты наземных исследований согласуются с данными дистанционного зондирования. Так, наблюдается прогрессирующее увеличение NDVI в тундрах и в бореальных лесах (Beck et al., 2011), что соответствует увеличению листовой фитомассы и продуктивности. Анализ последствий экспансии кустарников также указывает на положительную обратную связь с наблюдаемым трендом на потепление (Bonfils et al., 2012). Улучшение роста кустарников способствует стабилизации многолетнемерзлых пород (Blok et al., 2010).

4.4.4.2. Прогнозные оценки состояния углеродного баланса и продуктивности растительных экосистем

Модель цикла углерода суши, SLAVE показала, что NPP в северных широтах будет расти (+11% к 2100 г.), а в тропиках – падать (Berthelot et al., 2002) (рис. 4.4.10). McGuire et al. (2009) отмечают, что запас углерода в лесах северных широт будет снижаться по мере замещения бореальных хвойных пород бореальными лиственными, поскольку в последних запас углерода меньше. Аналогично, динамика запаса углерода в расти-

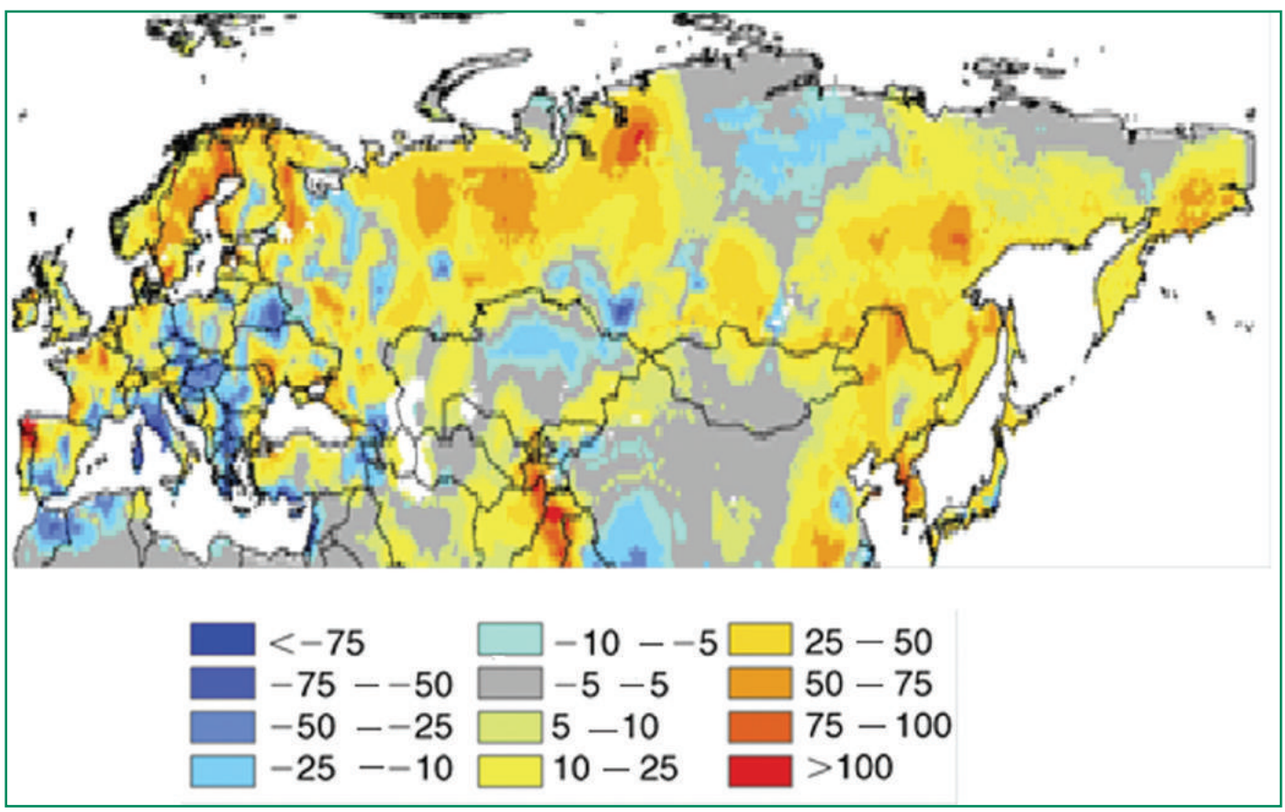


Рис. 4.4.9. Абсолютное изменение полной продуктивности *NPP*, г С м$^{-2}$ год$^{-1}$, за 1901–2000 гг., найденное обработкой данных наблюдений (Grosso et al., 2008).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:06 PM Page 472

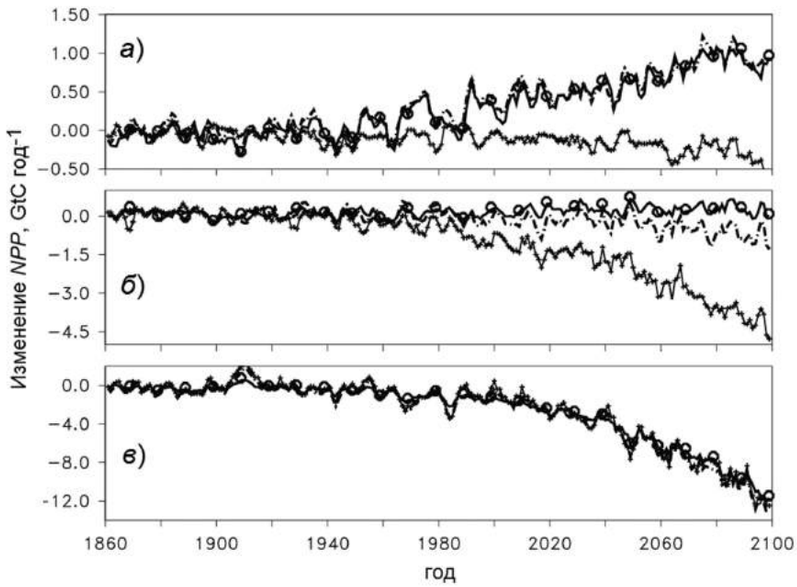


Рис. 4.4.10. Прогнозируемое изменение величины *NPP* (Гт С/год) для различных широтных зон при сценарии МГЭИК – А2 (Berthelot et al., 2002), с выделением влияния разных факторов: (а) тундра и бореальный лес (тайга), (б) посевы, степь, листопадный лес, (в) тропический лес и саванна.
o — o — o – все климатические факторы, •—•—• – только температура, +—+—+— – только влажность почвы

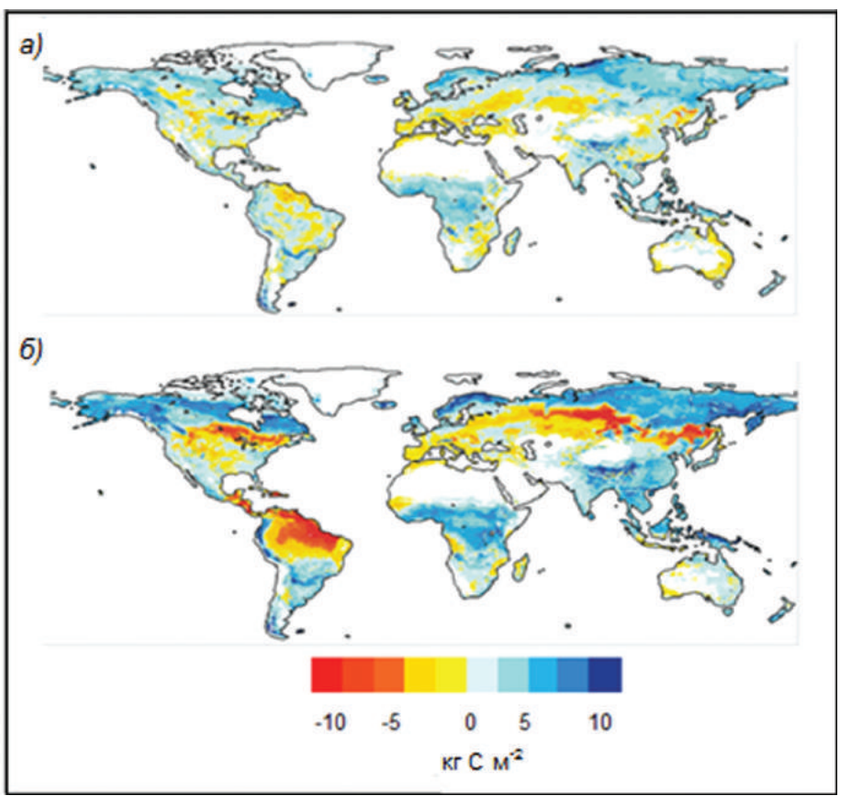


Рис. 4.4.11. Изменение содержания углерода в растительности между 2000 и 2100 гг. для двух сценариев МГЭИК: В1 (а) и А2 (б), согласно глобальной модели растительности LPJ (Lucht et al., 2006).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:06 PM Page 473

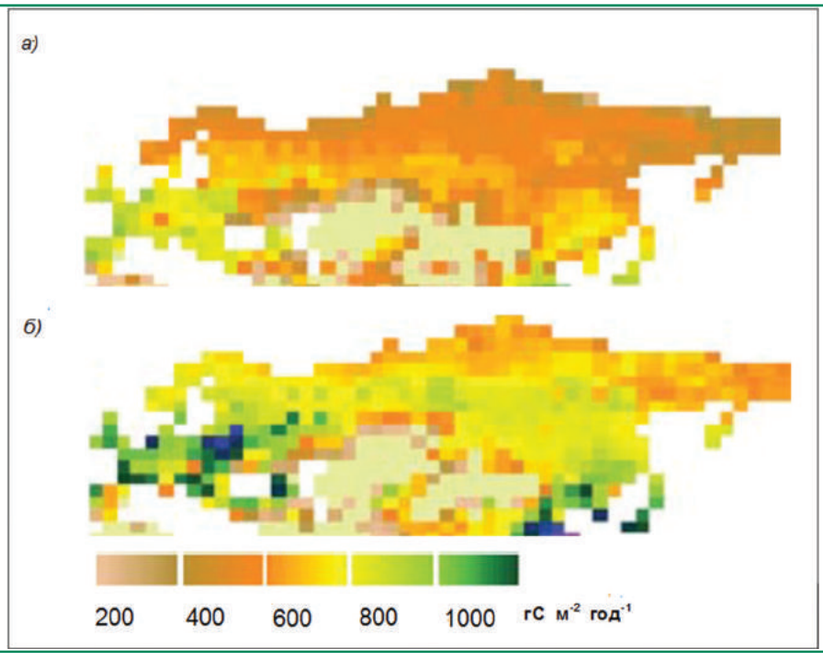


Рис. 4.4.12. Значения *NPP* для Евразии. (а) – базовые (для климата 2000 г.), и (б) – для климата 2100 г. при сценарии МГЭИК А2: концентрация CO_2 достигает 800 млн$^{-1}$, средняя глобальная температура воздуха увеличивается на 3.5°С относительно уровня температуры 2000 г. (часть глобальной карты из Woodward, Lomas, 2004). Использована климатическая модель HadCM3.

тельности была найдена по модели LPJ (Lucht et al., 2006) (рис. 4.4.11). Прогноз нетто-продуктивности растительности к концу XXI был выполнен авторами (Woodward, Lomas, 2004; рис. 4.4.12).

4.4.5. Границы растительных зон на равнине и в горах

4.4.5.1. Наблюдаемые изменения

4.4.5.1.1. Общая характеристика наблюдаемых изменений

В недавно проведенных исследованиях показано, что изменение климатических характеристик приводит к изменению ареалов видов, в основном, двух типов (Climate Change 2014a, 2014): (1) смещению ареалов вверх в горных местностях (Soja et al., 2007; Kharuk et al., 2010; Moiseev et al., 2010 и др.) и (2) смещению ареалов на север (Инсаров, 2010; Climate Change 2014б, 2014; и др.). Изменение ареалов доминирующих видов растений, например, лесообразующих пород деревьев, может привести к изменению границ биомов и растительных поясов в горах – в результате продвижения деревьев и кустарников в тундру, степь или альпийские луга из прилежащих биомов или растительных зон. Положение границы между бореальным лесом и тундрой, в основном, контролируется температурой в течение вегетационного периода и годовыми осадками, при этом важную роль играют лесные пожары (Soja et al., 2007). Расположение экотона “лес–степь” зависит от таких факторов, как влажность почвы и свет, а также от конкуренции между деревьями и травянистыми растениями и от пожаров (Soja et al., 2007; Dulamsuren et al., 2010).

Важным объектом являются лиственничные леса, занимающие около половины площади Сибири. В течение последних тридцати лет наблюдается продвижение темнохвойной тайги (ель, кедр, пихта, береза, осина) на территории, занимаемые лиственичниками (Osawa et al., 2010), что объясняется ростом температуры и осадков. В то же время, в результате изменения климата в последние десятилетия происходит постепенное смыкание крон в лиственичниках паркового типа и продвижение лиственничников в тундру со скоростью 3–10 м/год (Kharuk et al., 2006). На границе “лес–арктическая тундра” также происходит продвижение полярного кустарника в тундру в результате усиленного роста кустарников. Кустар-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:06 PM Page 474

ники заполняют имеющиеся поляны, и граница тундры и кустарника продвигается на север. Это еще один механизм изменений экотона "лес–тундра", который объясняют изменением климата (Blok et al., 2011).

Вызванные изменением климата процессы в экотоне "лес – степь" изучались на южной границе лиственничных лесов в горах Хэнтэй. Горы охватывают часть Северной Монголии и южную часть Забайкальского края, исследование проведено на западе монгольской части гор. Установлено, что, начиная с 1961 года экотон подвержен влиянию роста летних температур и уменьшения летних осадков. Анализ годичных колец деревьев лиственницы сибирской выявил сильное уменьшение годичного прироста начиная с 40-х гг. XX в. (Dulamsuren et al., 2010). Также звметно ухудшилось возобновление лиственницы, что позволяет предполагать уменьшение лесопокрытой площади в будущем.

4.4.4.1.2. Климатогенная динамика северных и верхних границ древесной растительности и лесотундровых экотонов на территории РФ

Под лесотундровым экотоном понимается полоса растительности между двумя границами – сомкнутых лесов и отдельно растущих деревьев в тундре. В экотоне "лес–тундра" древесная растительность произрастает в экстремальных почвенно-климатических условиях, поэтому четко реагирует на изменение климатических условий (Шиятов и др., 2005).

Для оценки реакции лесотундровых сообществ на изменения климата наиболее пригодны горные районы, в которых градиенты условий среды более резкие по сравнению с равнинными территориями. Вертикальный градиент летних температур на Полярном Урале составляет 0.7°C на 100 м высоты; на севере Западной Сибири такое изменение имеет место на расстоянии около 110 км. В горных районах наблюдается лучшая обеспеченность семенами безлесных участков, что приводит к более быстрому смещению границ древесной растительности в благоприятные по климатическим условиям периоды.

На состав, структуру и пространственное положение лесных и лесотундровых сообществ, произрастающих в равнинном и горном экотонах, оказывают влияние, в основном, внутривековые и вековые изменения климата. При этом расселение или отмирание древесной растительности происходит медленнее по сравнению со сдвигом климатических границ (Kirdyanov et al., 2011). При потеплении климата образуется зона относительного безлесия тундры, в которой может произрастать древесная растительность, но процесс ее расселения сдерживается в связи со слабым пло-

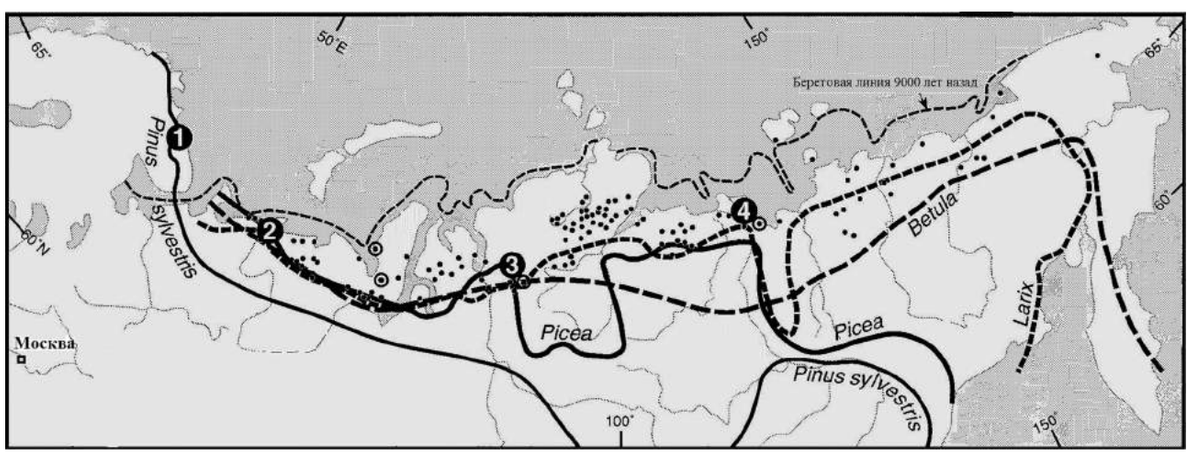


Рис. 4.4.13. Современные северные границы распространения различных видов древесных растений на территории России. Верхняя прерывистая кривая показывает положение береговой линии 9000 лет тому назад (MacDonald et al., 2000). Местонахождения датированных радиоуглеродом остатков древесины: • • • – образцы, собранные в ходе регулярных измерений, ❶ – ❹ – новые (относительно регулярных) районы интенсивного сбора образцов, ◉ районы новых дополнительных сборов образцов.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:07 PM Page 475

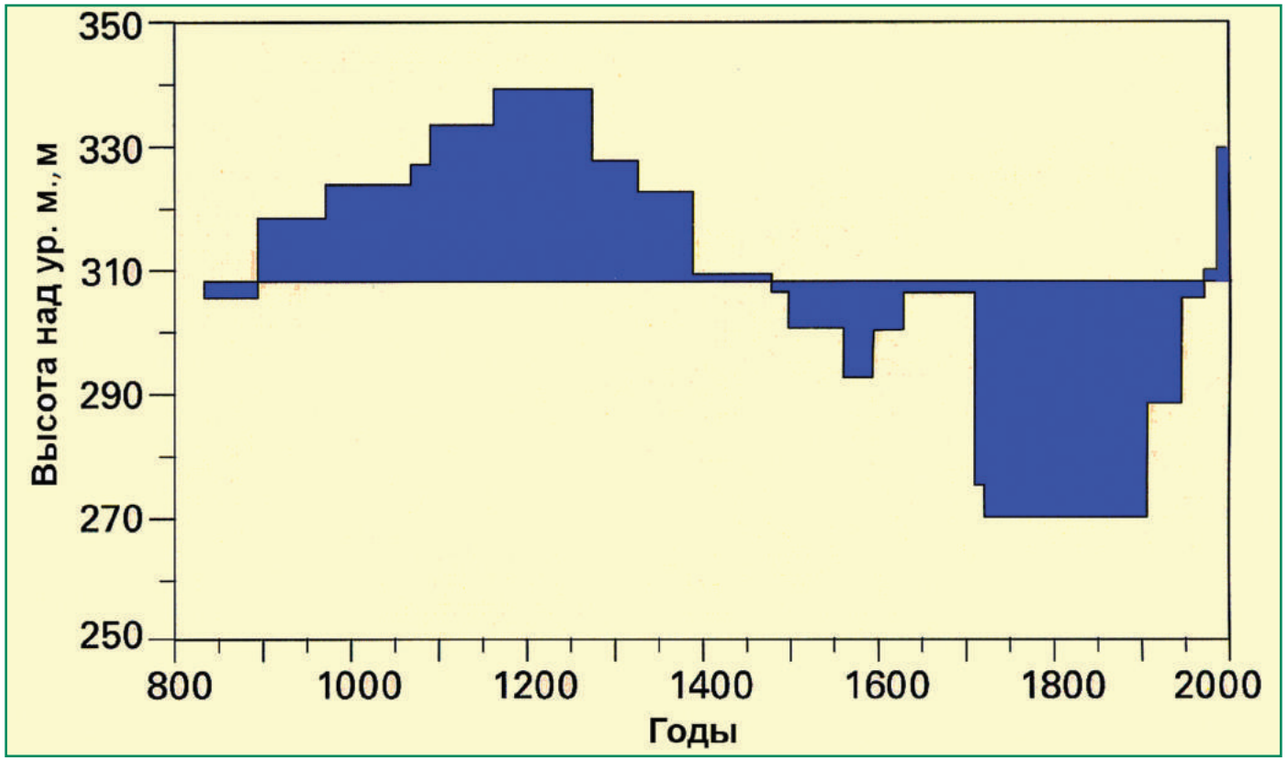


Рис. 4.4.14. Климатогенная динамика верхней границы произрастания лиственничных редколесий за последние 1200 лет на Полярном Урале (Shiyatov, 2003).

доношением и низким качеством семян, а также неблагоприятными условиями для распространения семян и выживания подроста. В холодные периоды климатическая граница может опуститься южнее и ниже границ произрастания древесной растительности, в результате чего она медленно или быстро отмирает в зависимости от интенсивности похолодания. В наиболее благоприятных местообитаниях (песчаные грунты, долины рек, защищенные от ветров местообитания) островки редин и редколесий, появившиеся в теплый период, могут сохраняться еще длительное время.

На рис. 4.4.13 показаны современные северные границы произрастания различных видов древесных растений и местонахождений остатков древесины на территории России, датированных радиоуглеродным методом. Как видно, в прошлом границы распространения древесных видов находились намного севернее по сравнению с их современными границами. Наиболее древние древесные остатки принадлежат лиственнице (16000 лет) и березе (11000 лет). Продвижение ели сибирской и сосны обыкновенной севернее их современных границ произошло позднее (9000 и 6700 лет соответственно) (MacDonald et al., 2000). Наиболее интенсивное облесение тундровых территорий происходило 9000–8000 лет назад, затем она снизилась до современных широт 4000–3000 лет назад.

На Ямале потепление климата в XX в. не привело к заметному сдвигу полярной границы лиственничных редколесий на север в связи с кратковременностью благоприятного для древесной растительности периода (около 100 лет), трудностями распространения семян и значительным увеличением антропогенных нагрузок (прогон и выпас северного домашнего оленя, рубка крайних деревьев для хозяйственных нужд). Произошло лишь увеличение густоты и продуктивности ранее существовавших древостоев и расселение древесных растений из речных долин на прилегающие плакоры.

Детальные исследования динамики верхней границы редколесий и лесотундровых древостоев проведены в высокогорьях Урала. На рис. 4.4.14 показаны результаты реконструкции динамики

OD-2-1-3n 12/15/14 4:07 PM Page 476

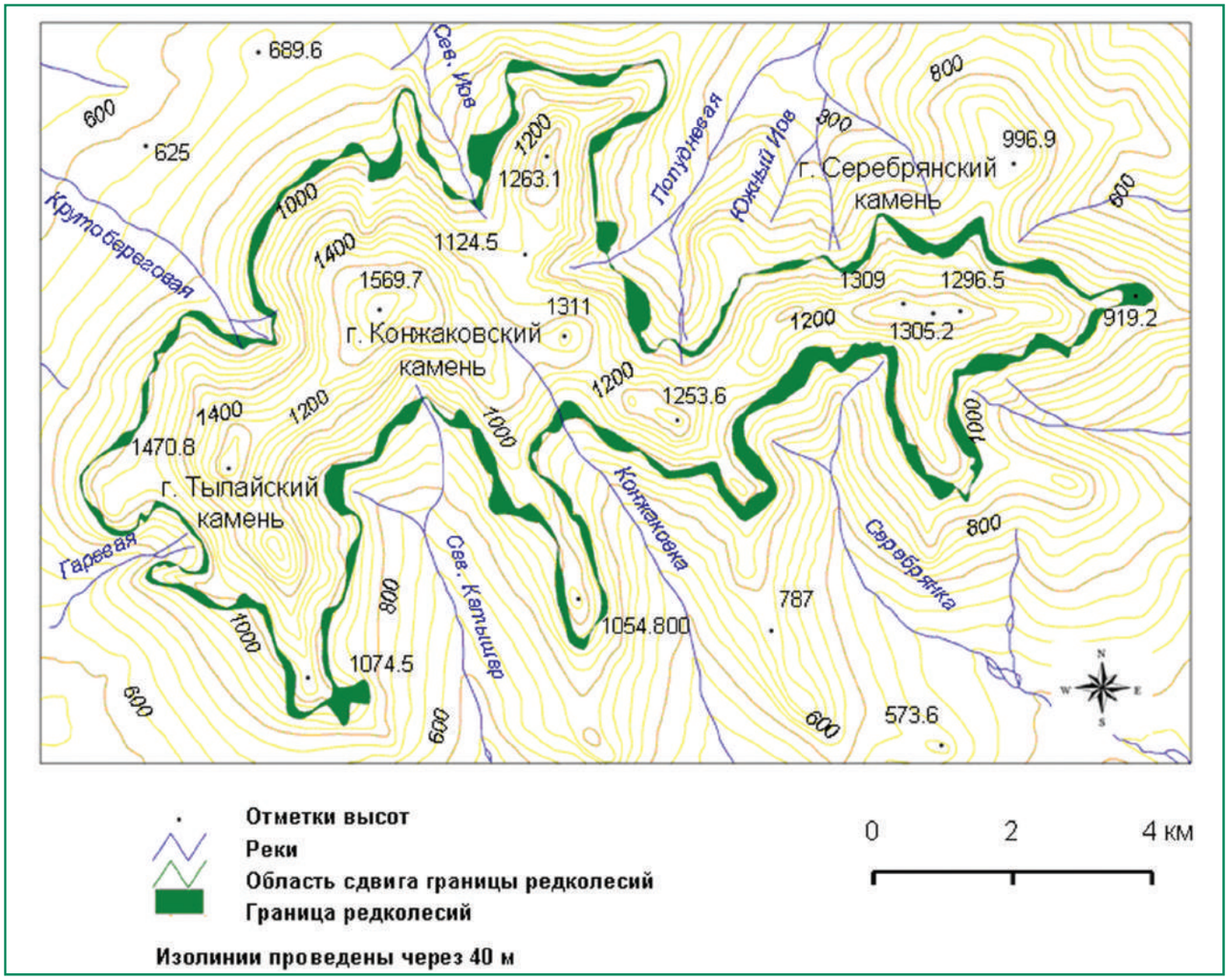


Рис. 4.4.15. Картосхема сдвига выше в горы верхней границы мелколесий (зеленая заливка) на Тылайско-Конжаковско-Серебрянском массиве (Северный Урал) с 1956 по 2005 гг. (Капралов и др., 2006).

верхней границы лиственничных редколесий за последние 1200 лет на массиве Рай-Из (Полярный Урал). Как видно, с начала IX до конца XIII в. происходило поднятие верхней границы редколесий с 300 до 340 м над у. м., приуроченное к средневековому теплому периоду. В самом конце XIII в. начался малый ледниковый период, который закончился на Полярном Урале лишь в начале XX в. В это время происходило массовое усыхание древостоев и снижение верхней границы редколесий. Самым холодным был XIX в., когда верхняя граница редколесий снизилась до 270 м над у. м. Современное потепление климата остановило процесс деградации древесной растительности. В течение XX в. климатические условия летнего и зимнего периодов были благоприятными для лесовозобновления, в результате чего верхняя граница редколесий продвинулась выше в горы до 310 м над у. м., а молодого подроста – до 330 м. Однако верхняя граница редколесий еще не достигла тех высотных уровней, которые она занимала в XIII в. из-за кратковременности благоприятного климатического периода и слабой обеспеченности семенами безлесных участков, удаленных от плодоносящих деревьев более чем на 40–60 м (Shiyatov, 2003; Mazepa et al., 2011).

По данным (Шиятов и др., 2005; Mazepa et al., 2011) для Полярного Урала за период времени с начала 1910-х по 2000-х гг. площадь тундр с одиночными деревьями сократилась с 4399 до 3306 га, площадь редин увеличилась с 662 до 775 га, площадь редколесий увеличилась с 640 до 1066 га, а

OD-2-1-3n 12/15/14 4:07 PM Page 477

площадь сомкнутых лесов увеличилась с 69 до 623 га. Существенно возросли густота и продуктивность древостоев, а также сомкнутость крон. Лесопокрытая площадь увеличилась в два раза, а верхняя граница произрастания редколесий и сомкнутых лесов поднялась выше в среднем на 35 м.

Спутниковые изображения Landsat зимнего периода были недавно использованы для анализа динамики предгорных и горных лесов за 1988–2006 гг. на западном макросклоне Приполярного Урала. Установлено увеличение сомкнутости крон лиственничных редколесий в экотонной полосе "лес–тундра" со скоростью до 1–2% в год (Елсаков, Марущак, 2011).

Граница лиственничных редин на восточном склоне Полярного Урала в 1910–2000 гг. поднималась со скоростью 5.8 м/год (Шиятов, 2009). Положительная динамика прироста наблюдается также вдоль всей северной границы бореальных лесов. Изменения обусловлены потеплением и увлажнением климата, которые происходили во второй половине XX в.

Например, на рис. 4.4.15 для лесотундрового экотона в Тылайско-Кондаковско-Серебрянском массиве (Северный Урал) показана величина высотного сдвига верхней границы мелколесий за 50 лет (Moiseev et al., 2010). В экотоне верхней границы древесной растительности на горе Серебрянский Камень (Северный Урал) с конца XVIII в. до настоящего времени верхняя граница мелколесий сместилась выше в горы примерно на 100 м (Моисеев и др., 2008).

Экспансия древесной растительности в тундровые сообщества за последние 40–110 лет видна

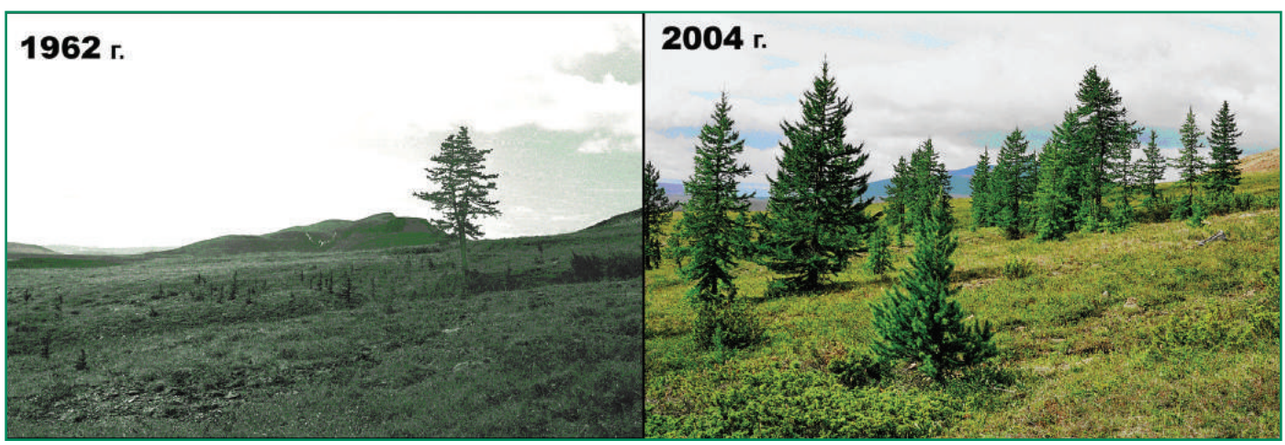


Рис. 4.4.16. Экспансия лиственничного редколесья в горную тундру на юго-восточном склоне массива Рай-Из (Полярный Урал). Фото С. Г. Шиятова.

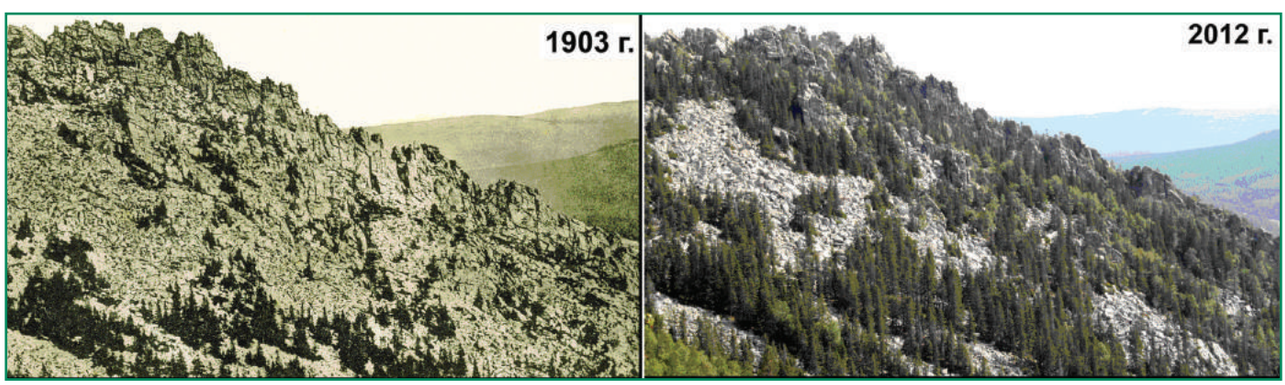


Рис. 4.4.17 Продвижение выше в горы верхней границы березово-елового редколесья на южном каменистом склоне северной вершины горы Двуглавой (хребет Большой Таганай, Южный Урал). Фото 1903 г. – В. Л. Метенкова, 2012 г. – А. А. Григорьева.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:07 PM Page 478

на повторных ландшафтных фотоснимках, сделанных во всех высокогорных провинциях Урала (Шиятов, 2009; Mazepa et al., 2011). На повторных снимках (рис. 4.4.16) изображен юго-восточный склон массива Рай-Из; как видно, к 2004 г. здесь сформировалось типичное лиственничное редколесье, верхняя граница которого поднялась на 30–40 м. На второй паре снимков (рис. 4.4.17), изображен склон горы Двуглавой (южная оконечность хребта Большой Таганай, Южный Урал). Верхняя граница березово-еловых редколесий поднялась по южному склону от 950 м до вершины горы (1041 м).

В северной части плато Путорана верхняя граница древесной растительности в течение последних 100 лет поднялась выше в горы на 30–50 м. (Kirdyanov et al., 2011). Экспансия древесной растительности в горные тундры отчетливо выражена также в горах Западного Саяна (Kharuk et al., 2010).

Вслед за изменением границы леса происходит продвижение границы зоны произрастания вечнозеленых хвойных лесов (Soja et al., 2007). Этому во многом способствуют пожарные воздействия, приводящие к быстрым изменениям предшествующего типа экоситем.

4.4.5.2. Ожидаемые изменения в расположении биомов суши

Распределение растительности в значительной степени контролируется климатом, особенно сезонными температурой и осадками (Whittaker, 1975). Это распределение модифицируется свойствами почвы, многолетней мерзлоты, рельефом и разнообразными воздействиями антропогенного характера. Результаты моделирования климата показывают, что следующие 100 лет на территории России климат будет теплеть, при этом величина потепления будет меняться по территории, по сезонам и по периодам XXI века; изменение осадков в будущем менее определенно (Оценочный доклад..., 2008а). Эти изменения климата, скорее всего, приведут к значительным и долгосрочным изменениям в распределении растительности (Инсаров и др., 2012), при этом распределение на промежуточных этапах менее предсказуемо, чем финальное.

Прогноз в изменении расположения биомов суши осуществляется применением тех или иных количественных моделей (Методы оценки..., 2012). В отечественной литературе для этих целей используют, преимущественно, палеогеографические и стационарные биоклиматические модели, которые предсказывают установившееся равновесное расположение биомов для данного климата, но ничего не говорят о времени установления равновесия. Модели группы DGVM (Dynamic Global Vegetation Models), используемые зарубежными авторами, “динамичны” в описании физических процессов (например, гидрологического цикла), но фактически “стационарны” в отношении растительности, т. к. предсказывают ту потенциальную (равновесную) растительность, которая соответствует заданному климату, игнорируя процесс выхода растительности на это стационарное состояние (частичным исключением является SDGVM – Woodward, Lomas, 2004). Характерные времена этих процессов зависят от механизма смены растительности. Например, смена леса на степь может происходить со скоростью вымирания деревьев и заселения территории травами, т. е. буквально за годы; при смене доминирования со светло- на темнохвойную тайгу (лиственница уступает доминирование ели или пихте) характерное время – это время лесной сукцессии (~ 10^1–10^2 лет); при заселении тундры деревьями – это время миграции на заданное расстояние (ее скорость ~ 10^1–10^2 м/поколение, Удра, 1988). В экологической литературе общепринятыми являются оценки характерных времен замещения пород за 50–100 лет (McGuire et al., 2009). Отметим явно завышенные оценки скоростей мигации деревьев ~ 10^2 м/год в работе (Методы оценки..., 2012, табл. 1.2), полученные с помощью палеоклиматических реконструкций.

Ниже, при высказывании “распределение растительности (расположение биомов), соответствующее климату 2100 г.” имеется в виду ее предельное равновесное состояние.

4.4.5.2.1. Стационарные модели

В типичной работе этого типа (Krankina et al., 1997) и при использовании классификации растительности (Holdridge, 1967) был выполнен прогноз изменения площади лесов для России при

OD-2-1-3n 12/15/14 4:08 PM Page 479

климатическом сценарии, соответствующем удвоению [CO_2] к 2100 г. (рис. 4.4.18).

Работа (Коломыц, Шарая, 2011) дает пример локального прогноза (размеры территории ~ 1 км) в состоянии высокогорных лугов и лесов в Приэльбрусье для климата 2100 г. Растительный покров представлен 12 типами фитоценозов; предсказывется распространение вверх сосновых редколесий на склонах, и сравнительная устойчивость фитоценозов на теневых.

В работе (Yue et al., 2011) на основе данных по температуре, осадкам и вычисленной потенциальной испаряемости с 2766 метеостанций по всему миру с помощью модели (Holdridge, 1967) для 34 типов потенциальной растительности для северной Евразии прогнозируется почти полное облесение тундры, замещение еловой бореальной и лиственничной тайги смешанным листопадным лесом, и сдвиг к северу зоны степей.

Отечественная разработка (Анисимов и др., 2011) предлагает эффективный алгоритм описания границ биомов суши с помощью трех стандартных климатических индексов (*GDD* – сумма активных температур (с порогом 5°С), *NDD* – сумма отрицательныхных температур, $AMI = GDD / P$ – индекс сухости, *P* – годовые осадки). После адекватного воспроизведения расположения 15 биомов на территории России был сделан прогноз их изменения для климатического эмиссионного сценария МГЭИК-A2 (Climate Change 2001, 2001), дающего удвоение [CO_2] к 2100 г. (рис. 4.4.19).

В работах (Kaplan et al., 2003; Kaplan, New, 2006) модель BIOME4 применена к анализу палео- и современной растительности в северных широтах, и к прогнозам при нескольких сценариях климата. Качество моделирования проверялось соответствием модельного и наблюдаемого распределений, и оказалось весьма высоким. Изменения в расположении биомов в Арктике (рис. 4.4.20), в основном, сводятся к следующему:

– сильно сокращаются площадь тундры (на 42%) и ареал лиственницы; для последнего остается заметная центральная часть, остальное займут, в основном, еловые леса;

– на ЕТР и в Скандинавии смешанный лес распространяется на большие области севернее 60° с.ш; на юге восточной Сибири появляется степь в некоторых местах до 60° с.ш.

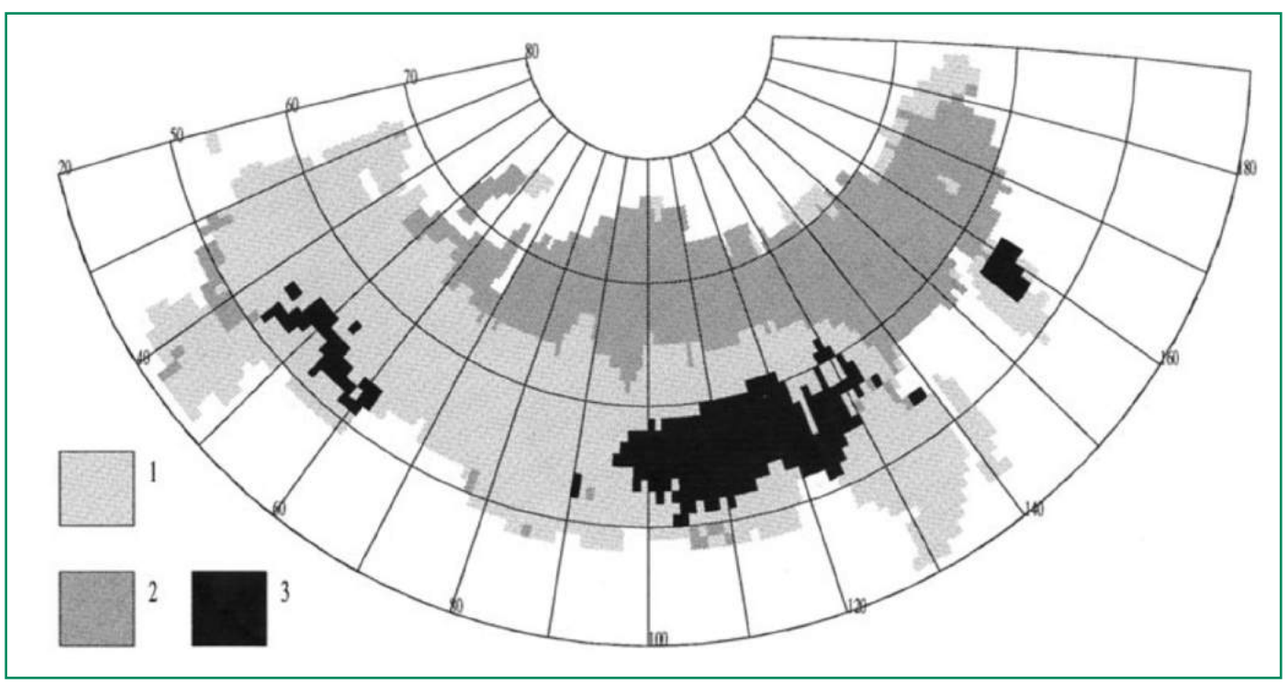


Рис. 4.4.18. Предсказываемые изменения в стационарном распределении лесов на территории России при климатическом сценарии, соответствующем удвоению [CO_2] к 2100 г. (Krankina et al., 1997): 1 – отсутствие изменений, 2 – области распространения лесов, 3 – области исчезновения лесов.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:08 PM Page 480

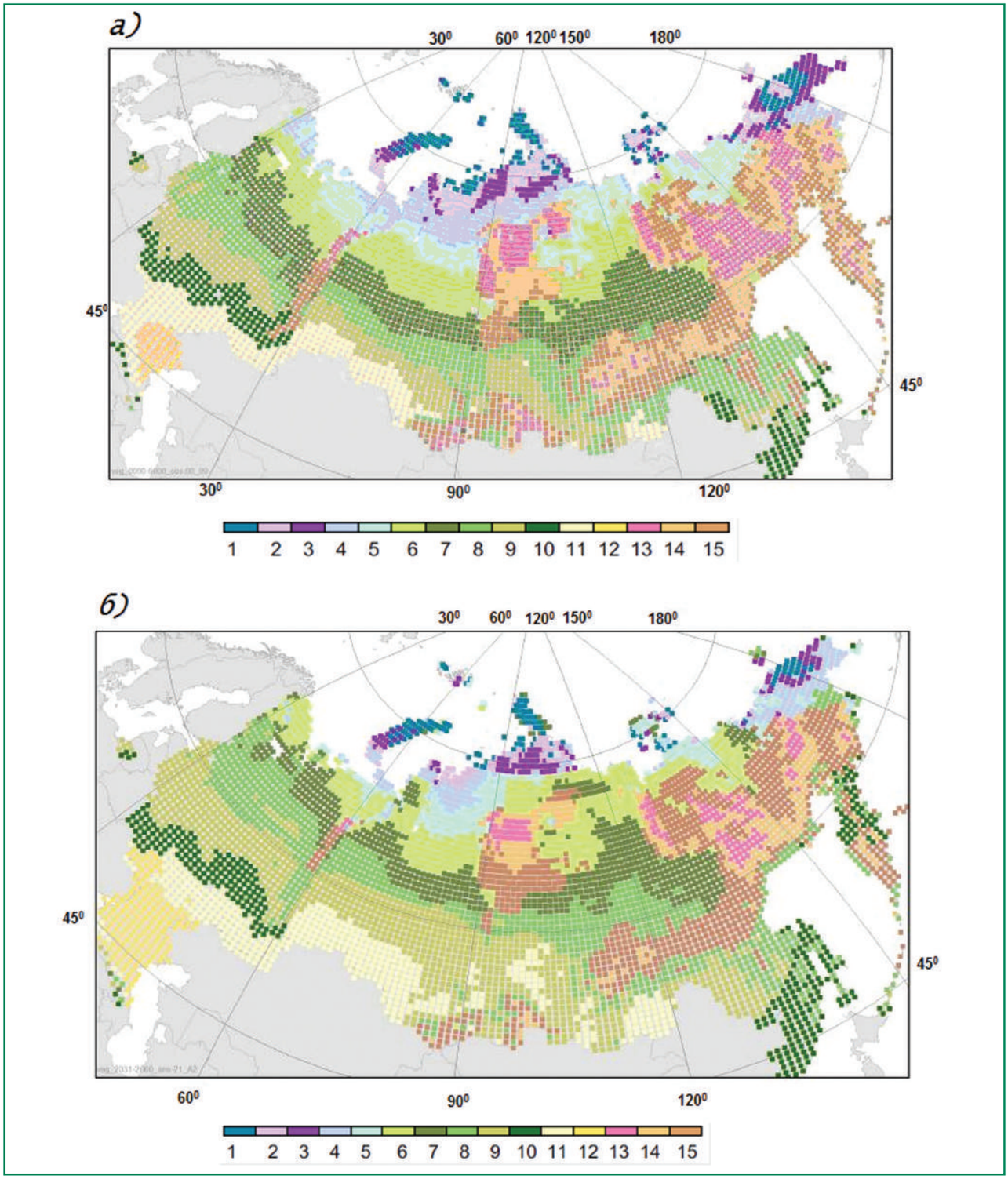


Рис. 4.4.19. Современное (а) распределение сухопутных биомов России, и (б) стационарное распределение при глобальном потеплении на 2°С к 2031–2060 гг. по биогеографической модели (Анисимов и др., 2011). 1 – бесплодные земли, 2 – граминоидная (разнотравно-злаковая) тундра, 3 – кустарничковая тундра, 4 – кустарниковая тундра, 5 – лесотундра, 6 – северная тайга, 7 – средняя тайга, 8 – южная тайга, 9 – смешанный лес, 10 – широколиственный лес, 11 – степи, 12 – полупустыни, 13 – альпийская тундра, 14 – субгольцы, 15 – горная тайга.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:08 PM Page 481

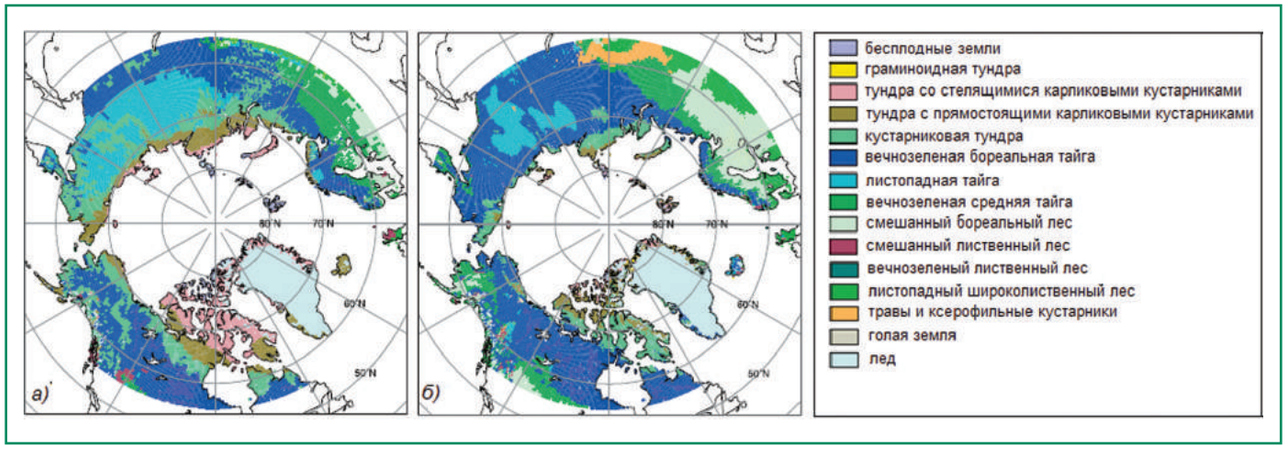


Рис. 4.4.20. Распределение растительности в Арктике: (а) современное согласно базе данных CAVM/GLC2000, и (б) найденное по модели BIOME4 при глобальном потеплении на 2°C (Kaplan et al., 2003).

Согласно модели SiBCliM (Siberian Bioclimatic model) (Tchebakova et al., 2009), при равновесном распределении растительности, соответствующем климату 2100 г., 93–100% площади тундры будет покрыто бореальным лесом (то есть тундра практически исчезнет и лес достигнет побережья Северного Ледовитого океана), а площадь степи увеличится на 27% (Tchebakova et al., 2010) – единственная из аналогичных работ, предсказывающая столь радикальное изменение. Сохранению доминирования светлохвойной тайги все же будут способствовать мерзлотная и пожарная динамика. По оценке же (Golubyatnikov, Denisenko, 2007) 97% площади тундры останется без изменений, а площадь степи уменьшится на 65%. Направление и скорость изменений растительности на границе "лес–степь" явно менее определенны, частично из-за неопределенности в прогнозируемом изменении осадков. Различия в результатах можно отнести за счет различия моделей и горизонтов прогнозирования, а также из-за использования различных классификаций растительности.

4.4.5.2.2. Динамические модели

В работе (Sitch et al., 2008) для прогноза распределения растительности применены пять известных DGVM при сценариях МГЭИК-A1FI, A2, B1, B2 (Climate Change 2001, 2001). Сделан прогноз распределния для древесной и травянистой растительности по модели LPJ (рис. 4.4.21)

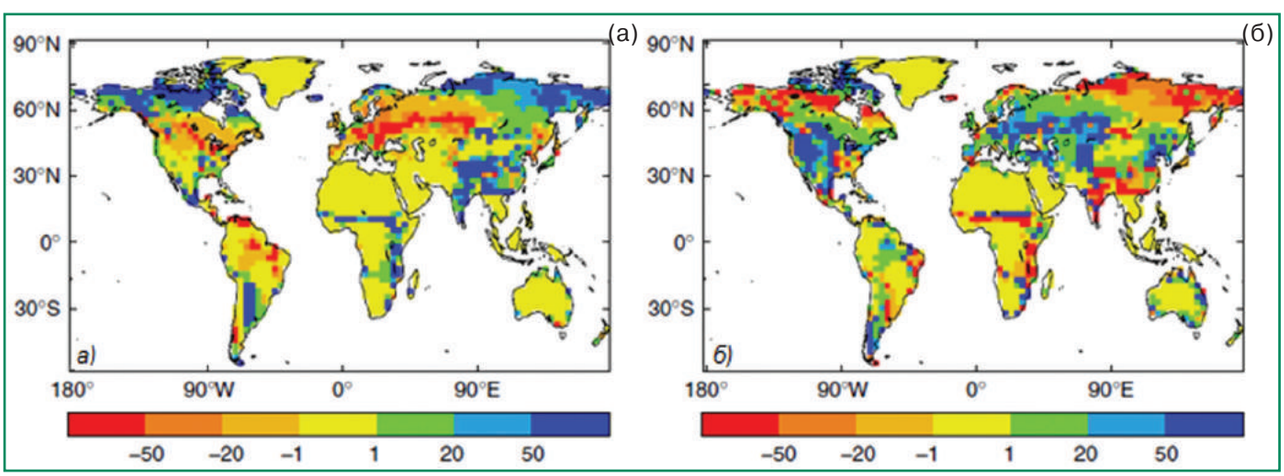


Рис. 4.4.21. Изменения в равновесном покрытии растительностью для климата 2100 г. (в % относительно 1860 г.) рассчитанные с помощью модели LPJ: (а) древесная растительность, (б) травянистая растительность (Sitch et al., 2008). Сценарий МГЭИК – A1FI (Climate Change 2001, 2001).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:09 PM Page 482

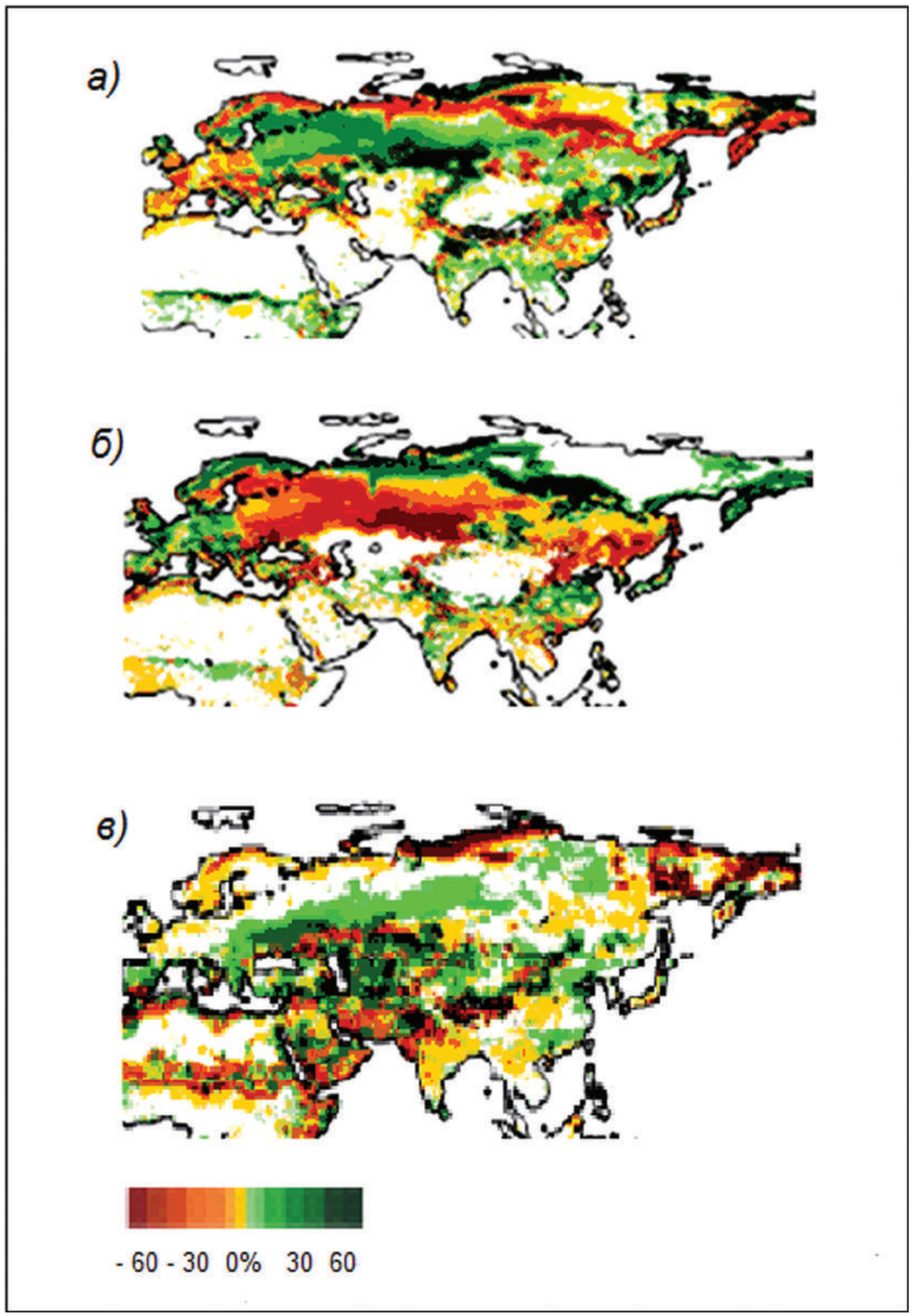


Рис. 4.4.22. Изменения в равновесном распределении растительности для климата 2100 г., рассчитанные с помощью модели LPJ, для трех важнейших типов растительности (Lucht et al., 2006). Показан % изменения относительно площадей, занятых ими в 2000 г.: а) листопадный лес, б) вечнозеленый лес, в) травы и кустарники. Использован умеренный сценарий изменения климата B1 (Climate Change 2001, 2001), при котором увеличение средней глобальной температуры к 2100 г. составляет 1.8°C, средней температуры суши 2.9°C, а $[CO_2]$ = 550 млн$^{-1}$.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:09 PM Page 483

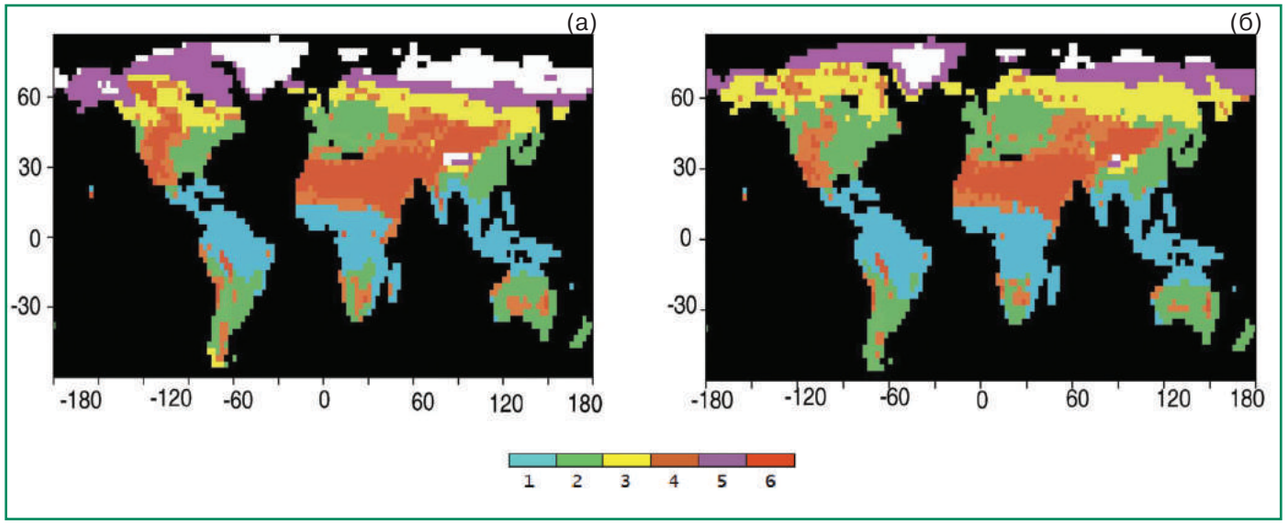


Рис. 4.4.23. Прогнозируемое равновесное распределение растительности к концу XXI в.(Bala et al., 2005): а) базовый период (климат 1971–2000 гг.), б) прогнозный период (2071–2100 гг.), климат соответствует сценарию МГЭИК A2 (Climate Change 2001; 2001). 1 – тропический лес, 2 – лес умеренного климата, 3 – бореальный лес, 4 – степь и саванна, 5 – тундра, 6 – пустыня.

В работе (Lucht et al., 2006) дан прогноз расположения основных биомов с помощью модели LPJ. Рассчитаны изменения для климата 2100 г. (рис. 4.4.22). Для территории России предсказывается продвижение на север и на восток лиственных лесов, хвойных лесов, сокращение ареала лиственницы, а также рост покрытия травами и кустарниками в центральной области ЕЧР и в Сибири.

Модель совместной динамики климата и баланса углерода INCCA (Govindasamy et al., 2005) с разрешением 2.8° × 2.8° была применена к прогнозу распределения глобальной растительности, представленной 6 категориями (Bala et al., 2005). Изменения (для климата конца XXI в.) касаются почти исключительно средних и высоких широт северного полушария (рис. 4.4.23).

Наблюдаемые изменения климата должны отражаться на видовом составе лесов. Например, Замолодчиков (2011) нашел корреляционную связь динамики площадей, занятых основными древесными породами по данным Гослесфонда за 1988–2009 гг. на территории России с изменением среднегодовой температуры воздуха. Установлена достоверная связь для ели и дуба, при темпе уменьшения их площадей $\tau = 0.0035$ год$^{-1}$.

Модельный анализ реакции сибирских лиственничных лесов на изменение климата проведен в работе (Zhang et al., 2011) применением имитационной модели растительности FAREAST (Shuman et al., 2011; Yan, Shugart, 2005), дополненной модулем, описывающим взаимодействие лиственницы с многолетней мерзлотой. Показано, что эти два компонента взаимно поддерживают устойчивое сосуществование друг друга, которое становится невозможным при повышении температуры на 2°C и более. При дальнейшем потеплении лиственница будет вытесняться елью, пихтой и бореальными листопадными видами.

Общий вывод таков, что в течение XXI века бореальный лес будет продвигаться на север и на восток, при этом площадь тундры будет сокращаться (Анисимов и др., 2011; Корзухин, Цельникер, 2010; Golubyatnikov, Denisenko, 2007; Lucht et al., 2006; Sitch et al., 2003, 2008; Tchebakova et al., 2010; Woodward, Lomas, 2004). Ввиду того, что разные модели биомов в качестве входной информации используют разную структуру и классификацию биомов, разный будущий климат в соответствии с разными сценариями и будущими уровнями CO_2 и другие характеристики, оценки в изменении площади леса значительно варьируют для различных моделей (см. детальные сравнения пяти DGVM в Sitch et al., 2008).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:09 PM Page 484

4.4.6. Изменение видового разнообразия и ареалов растений и животных

4.4.6.1. Растения и лишайники высокогорий

Поскольку в горах при потеплении климата ареалы растений смещаются по градиенту вверх, некоторые виды высших растений и лишайников, местообитания которых приурочены к вершинам невысоких гор, могут исчезнуть (Climate Change and Biodiversity, 2002). Для мониторинга высших растений, обитающих на вершинах гор и находящихся в условиях изменения климата, была учреждена Глобальная программа наблюдений и исследований в альпийской зоне (Global Observation Research Initiative in Alpine Environments) (GLORIA, 2013). В России работы по этой программе начаты на Урале и в Алтае-Саянском экорегионе. Для долговременного мониторинга лишайников высокогорий разработана методология градиентных исследований (Insarov, 2002; Инсаров, 2002), работы проводятся на Алтае.

Алтае-Саянский экорегион (АСЭ) занимает площадь 1 065 000 км^2 и расположен на территории четырех государств: России (62% площади АСЭ), Монголии, Казахстана и Китая. В АСЭ преобладают горные ландшафты, которые заняты экосистемами тундр, лесов, степей и пустынь (Изменение климата…, 2011). В горах АСЭ, при изменении климата к 2080 году по сценариям HadCM3 A2 и B1, предсказывается сокращение площади горных тундр на 10–23% (Чебакова и др., 2011). Высокогорные виды, произрастающие на отдельных вершинах, лишены возможности миграции, при вертикальном смещении растительных поясов они могут быть вытеснены видами нижележащих поясов растительности. При этом широко распространенные виды будут иметь возможность сохраниться на других, более высоких вершинах и хребтах в пределах региона или других горных систем, в то время как локальные эндемики будут подвергаться серьезной угрозе полного исчезновения.

На основании литературных источников и анализа гербарных образцов, с учетом распространения видов, составлен аннотированный перечень эндемичных высокогорных видов растений, для которых существует потенциальная угроза исчезновения с территории АСЭ в связи с климатическими изменениями (Бляхарчук и др., 2013). В перечень вошел 21 вид, среди них – включенные в Красную книгу РФ и/или региональные Красные книги.

Экспедиционные обследования Алтайской горной страны (Инсаров, 2010; Давыдов и др., 2013) выявили 8 видов эпилитных лишайников, преобладающих в верхней полосе высокогорий, выше 2300 м. над у. м. При изменении климата можно ожидать изменений в высотном распределении этих видов и в их проективном покрытии, они впоследствии могут исчезнуть с территории Алтая.

4.4.6.2. Животные

4.4.6.2.1. Млекопитающие

Для сибирского северного оленя в АСЭ характерно сезонное обитание в высокогорных тундрах вблизи ледников и снежников, где животные находят защиту в летний период от кровососущих и паразитирующих насекомых, влияющих на их здоровье, состояние популяции и численность. Сокращение площади и количества ледников и снеговых полей при изменении климата в последнее десятилетие (2001–2011 гг.) повлияло на микроклимат высокогорной части АСЭ, вызвав увеличение численности и площади распространения кровососущих насекомых в местах обитания северного оленя, что негативно отразилось на его популяциях (Шишикин и др., 2013).

Современный ареал алтайского горного барана – аргали (*Ovis ammon ammon* Linnaeus, 1758) практически полностью ограничен АСЭ. Аргали внесен в Список угрожаемых видов Международного Союза Охраны Природы, в РФ имеет статус редкого, особо охраняемого подвида, находящегося под угрозой исчезновения (Красная книга РФ, 2001). В трансграничной зоне России и Монголии обитает порядка 1100–1200 особей аргали (26–27% от общей численности) (Шишикин и др., 2013). Одним из самых значимых природных факторов, влияющих на их численность и распространение, является высота снежного покрова. При высоте снежного покрова более 40 см в зна-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:09 PM Page 485

чительной степени затрудняется передвижение аргали, корма становятся практически полностью недоступными. Засухи также оказывают негативное влияние на группировки аргали, уменьшая продуктивность пастбищ. Прогнозируемые в дальнейшем климатические изменения – повышение температуры воздуха, имевшее место последние 50 лет (Ранькова, Груза, 2012; Мандыч и др., 2012), аридизация территории АСЭ, увеличение продолжительности засух (Мандыч и др., 2012) – приведут к тому, что к 2090 г. граница леса в АСЭ поднимется вверх в среднем на 50–100 м, а граница субальпийских кустарников (ерников) – на 100–200 м (Шишикин и др., 2013). Увеличение площади лесов и кустарников в высокогорье может сократить современную область распространения аргали в трансграничной зоне России и Монголии. Глубина снежного покрова в ерниковых кустарниках заметно выше, чем на открытых склонах, и расширение их площадей может сделать непроходимыми для аргали отдельные территории в зимнее время. Выделено пять основных рефугиумов, важных для сохранения аргали в трансграничной зоне России и Монголии в условиях изменения климата. Для сохранения этих рефугиумов и выживания вида необходимо сохранение миграционных коридоров как между ними, так и с основным ядром популяции аргали в Западной Монголии (Шишикин и др., 2013).

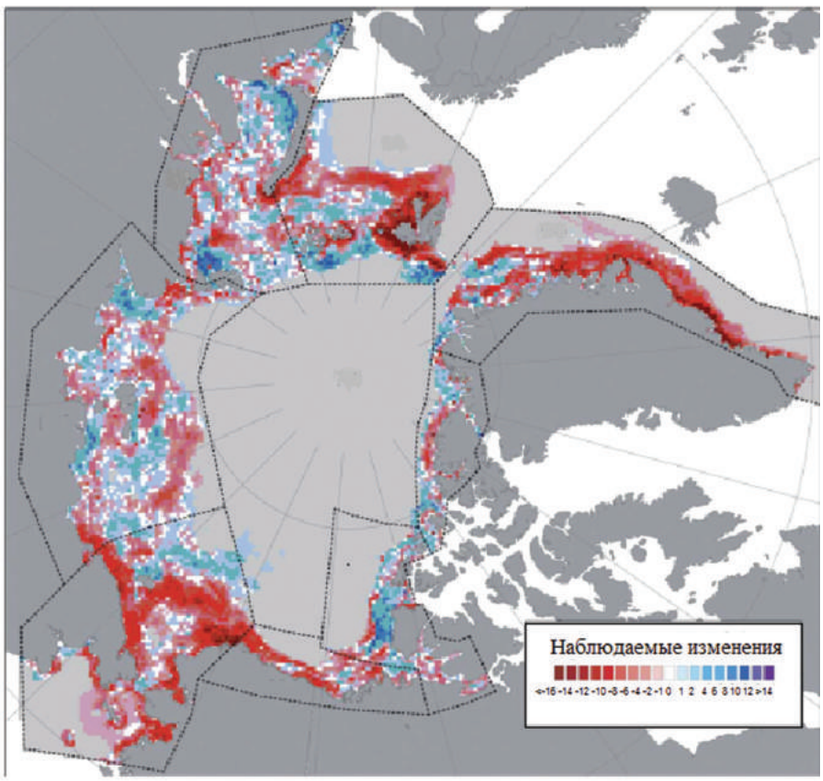
Для волка на Алтае изменения снежного режима (образование наста) оказались благоприятными (Бондарев и др., 2010). В связи с определенными климатическими изменениями (сокращение температурных амплитуд, увеличение повторяемости экстремальных и катастрофических явлений, таких как засухи, ураганы, интенсивные дожди, поздние весенние заморозки), которые способствовали разрушению и последующей динамике лесных экосистем, в природных комплексах Центрально-Лесного заповедника (Тверская область) в последние годы значительно возросла роль пионерных ("преходящих") видов мелких млекопитающих, таких как рыжая полевка, полевка-экономка и др., заселяющих ранние стадии лесных сукцессий (Истомин, 2007). В Москве в ООПТ Природный парк “Битцевский лес” отмечено исчезновение локальных субпопуляций обыкновенного тритона после аномально жаркого и сухого лета 2010 г., а в Калужской области достоверно отмечено снижение численности гадюки обыкновенной и веретеницы ломкой в 2011 году (Пчелкин, Пчелкина, 2012). В Ильменском заповеднике (Челябинская область) в годы с ранней и теплой весной у насекомых раньше появляются первые особи, весенняя погода является ключевым фактором, определяющим сроки появления перелетных птиц в Ильменском заповеднике (Соколов, Гордиенко, 2008). В Архангельской области некоторые виды птиц (погоныш, коростель, чибис, большой веретенник, малая чайка) проникают севернее своего обычного ареала и гнездятся, что связывается с потеплением климата (Амосов и др., 2006).

Аридизация климата в Даурии за последнее столетие привела к продвижению на север степей и, как следствие, миграции степных видов млекопитающих, в том числе зобастой антилопы (*Procapra gutturosa*) и птиц, в том числе степного орла (*Aquila rapax*) (Галанин, Роенко, 2008). Для снижения отрицательных последствий при изменении путей миграции предлагается создавать экологические коридоры между российскими, монгольскими и китайскими особо охраняемыми природными территориями в районе границы Монголии и России.

Особо охраняемым природным территориям, в том числе заповедникам, принадлежит важная роль при изучении откликов биоты на климатические изменения. Именно в заповедниках имеются многолетние ряды регулярных наблюдений за динамикой различных природных параметров в девственных или мало трансформированных (фоновых) экосистемах. Эти данные получены при выполнении многолетней программы “Летопись природы”. Для заповедников, расположенных в разных районах РФ, эта динамика различна. Для Воронежского заповедника показано, что весенний прилет на места гнездования у певчего дрозда и зяблика достоверно связан со средней температурой марта: в теплые весны птицы прилетают гораздо раньше, чем в холодные, однако, достоверный убывающий тренд дат прилета у обоих видов не обнаружен. Установлено, что начало размножения, регистрируемое по дате откладки первого яйца, тесно связано с суммой положительных температур в период, предшествующий гнездованию. В теплые весны, доля которых уве-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:09 PM Page 486

(а)



(б)

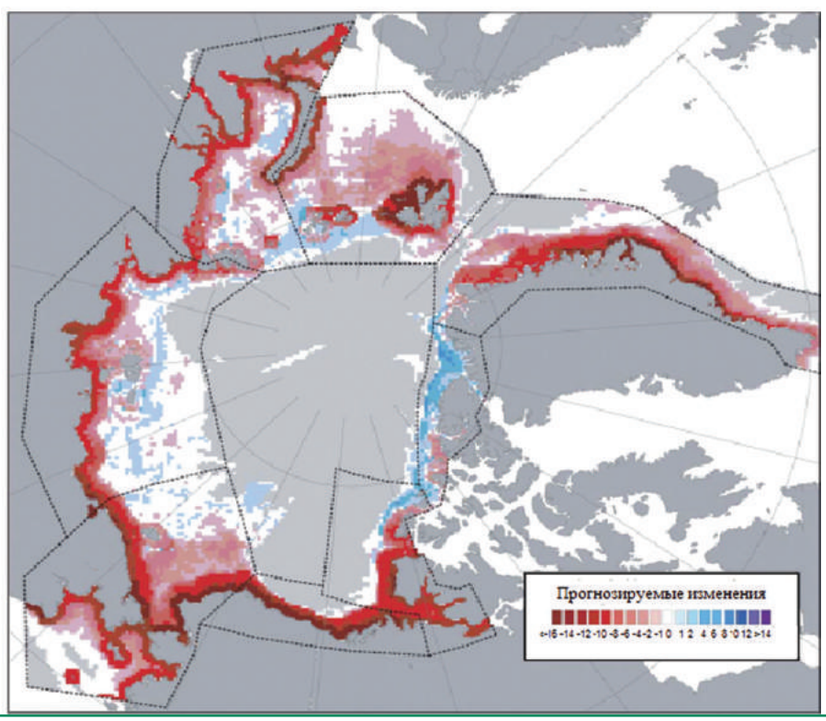


Рис. 4.4.24. Изменения в пространственном распределении оптимального местообитания белого медведя: (а) за период с 1985–1995 по 1996–2006 гг., (б) прогнозируемое с 2001 по 2041–2050 гг. Градациями цвета показано число месяцев за 10 лет, на которое длительность реализации оптимального местообитания уменьшилась (красный) или увеличилась (синий). В серой (центральной) области оптимальное местообитание не достигалось никогда (Durner et al., 2009).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:09 PM Page 487

личилась в последние 30 лет, оба вида раньше приступают к откладке яиц, быстро формируется пик размножения, увеличивается его продолжительность, часть популяции производит 2 или 3 выводка (Венгеров, 2011).

Особый интерес представляют прогнозы для популяции белого медведя (*Ursus maritimus*). Белый медведь не может полностью перейти на диету, не включающую морскую пищу, для добывания которой ему необходимо пребывание на морском льду или вблизи него. Сокращение покрытой морским льдом поверхности связано с такими изменениями, как замедление роста, уменьшение выносливости и выживаемости особей белого медведя. В работе (Durner et al., 2009) приведены данные об изменении ареала белого медведя за 1985–2006 гг. (рис. 4.4.24а) и об ожидаемом его изменении при прогнозируемом изменении климата в период 2001–2050 гг. согласно климатическому сценарию МГЭИК – A1B (рис. 4.4.24б). Как видно, прогноз неблагоприятен для всей прибрежной зоны Северного Ледовитого океана, а наибольшие потери оптимальных местообитаний в Российской Арктике прогнозируются для Баренцева и Чукотского морей. Отмечается, что хотя уменьшение площади оптимальных местообитаний, скорее всего, приведет к сокращению популяции, соотношение между этим уменьшением и численностью популяции в точности неизвестно, в частности, из-за смены медведем стратегии миграций.

Связь коэффициента размножения белого медведя с длительностью ледового периода установлена в работе (Hunter et al., 2010), где построена демографическая модель *U. maritimus*, параметры которой найдены по данным, полученным в южной части моря Бофорта. Показано, что для выживаемости популяции (коэффициент размножения $\lambda \geq 1$) критическим является наличие за год по крайней мере 125 дней ледяного покрытия.

Сокращение площади морского льда в летний период на континентальном шельфе Чукотского моря (гл. 5.1 наст. Доклада) в последние годы привело к изменениям в популяции тихоокеанского моржа (Grebmeier, 2012). Количество животных на лежбищах выросло на порядок по сравнению с 2000 г. Таяние морского льда летом и осенью 2007 и 2009 гг. привело к увеличению численности моржей на мысе Сердце-Камень на северном побережье Чукотки с десятков тысяч до 120 тысяч в октябре 2010 г. С другой стороны, это приводит к гибели сотен и тысяч животных, в основном, молодняка (MacCracken, 2012; Jay et al., 2010). Необычно большое количество моржей и их высокая смертность наблюдались также на острове Врангеля (Jay et al., 2010). Изменения в состоянии морского льда в Беринговом и Чукотском морях влияет на сезонные миграции тихоокеанских моржей: весенние миграции на север начинаются на месяц раньше, чем в предыдущие десятилетия, проходят быстрее и, в том числе, по другим маршрутам. Осенние миграции также начинаются на месяц раньше (MacCracken, 2012).

4.4.6.2.2. Насекомые

Пример прогноза поведения хозяйственно значимого вида насекомых при изменении климата дан в работах (Титкина и др., 2013; Ясюкевич и др., 2013). Речь идет о непарном шелкопряде (*Lymantria dispar* L.), существенно повреждающем многие древесные породы, преимущественно лиственные, особенно в годы вспышек массового размножения. Среднегодовая площадь очагов составляет 726 тыс. га; однако в отдельные годы она превышает 1 млн га (1977, 1978, 1991, 1994, 1996 и 1997 гг., по данным: Обзор санитарного и лесопатологического состояния лесов…, 2010).

Ареал рассчитывался по биогеографической модели, использующей в качестве предиктора значения температуры воздуха (Семенов и др., 2006).

На рис. 4.4.25 показан максимально возможный модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда и его изменения за 1981–2010 гг. по сравнению с 1951–1980 гг. Как видно, за этот период границы вида существенно сдвинулись к северу и востоку. Кроме того, в Восточной Сибири в районе Алданского нагорья и севернее Байкала до 60-й параллели появились новые участки, пригодные для существования вида по климатическим показателям, но не связанные с основным ареалом. Сокращения ареала не произошло. Полученные оценки подтверждаются данными наблюдений.

Прогнозный ареал непарного шелкопряда был найден для двух вариантов будущего климата.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:10 PM Page 488

Рис. 4.4.25. Модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда: изменения за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. (Титкина и др., 2013). Обозначения: 1 – в ареал не входит; 2 – расширение ареала; 3 – изменения ареала не произошло.

Рис. 4.4.26. Модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда: изменения при глобальном уровне потепления на 1.5°С по сравнению с периодом 1981–2000 гг. (Титкина и др., 2013). Обозначения см. на рис. 4.4.25.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:10 PM Page 489

А. Был взят климат на территории России при глобальном уровне потепления 1.5°С по сравнению с базовым периодом 1981–2000 гг.; климат находился по климатической модели, разработанной в ИГКЭ (Семенов и др., 2013). На рис. 4.4.26 показан полученный прогнозный ареал вида; как видно, ареал существенно расширяется в северном и восточном направлениях на ЕЧР, в Байкальском регионе, Восточной Сибири и на Дальнем Востоке.

Б. Был взят климат на территории России согласно расчетам (Катцов, Говоркова, 2013), где использовался ансамбль из 31 глобальной климатической модели проекта CMIP5 (AH_31) в условиях двух сценариев – RCP4.5 (“умеренного”) и RCP8.5 (“жесткого”), для четырех временных интервалов XXI в. Результат прогноза ареала приведен на рис. 4.4.27 (интервалы указаны в подписи).

Из представленных рисунков видно, что воздействие на ареал непарного шелкопряда изменений климата в первой половине XXI века будет протекать примерно одинаково как по “умеренному” сценарию антропогенного воздействия на климатическую систему – RCP4.5, так и по “экстремальному” – RCP8.5. Различия будут проявляться только во второй половине XXI века (более существенное расширение ареала по сценарию RCP8.5).

4.4.7. Болотные экосистемы

Обладая торфяной залежью, болота играют особую роль в глобальных процессах связывания углерода, регулирования газового состава атмосферы, водного баланса. Они удерживают многократно больше углерода, чем экосистемы на минеральных почвах. В то же время, они – источник метана и, в некоторых случаях, закиси азота, однако с учетом различия времени пребывания CO_2, CH_4 и N_2O в атмосфере, в долговременном плане признана позитивная роль болот в смягчении парникового эффекта (Assessment …, 2008).

Болота способны фиксировать одновременно историю своего развития и происходящие изменения окружающей среды. Сохраняемые в торфяной залежи спорово-пыльцевые спектры отражают изменения растительности и палеоклимата региона, а ботанический состав, степень разложения и другие характеристики торфа – растительный покров и водный режим самого болота. Это позволяет оценить реакцию болот на прошлые изменения климата и на их основании сделать прогноз относительно будущих. В целом для болот Северной Евразии выявлен более активный рост болот в холодные межвековые периоды и его ослабление в более теплые (Климанов, Сирин, 1997).

Для большинства болот характерна способность возвращаться к исходному состоянию после кратковременного воздействия и приспосабливаться к длительным изменениям. Реакция конкретных болот на изменение климатических условий будет существенно зависеть от их природы и, прежде всего, условий водного питания, географического положения и степени антропогенной нарушенности. Отмечаются типы болот, наиболее уязвимые при изменении климата (Assessment …, 2008), многие из них характерны для нашей страны.

Увеличение сезонного таяния мерзлоты в северных широтах воздействует на гидрологический и термический режим мерзлых болот (Minayeva, Sirin, 2010), которые встречаются в АЧР вплоть до южных границ страны. Изменение режима речного стока может повлиять на состояние и свойства пойменных болот. В лесотундре и лесной зоне возможно усиление облесения болот. Вероятны трансформации растительного покрова степных и лесостепных болот, горных болот. Ухудшение условий увлажнения и смена растительного покрова изменяют баланс органического вещества, могут способствовать деструкции торфа, водной и ветровой эрозии, особенно в условиях усиления нестабильности климата.

Наибольшую опасность представляет нестабильность климата и связанное с ней усиление вероятности экстремальных явлений: засух, ливневых осадков, сильных паводков и половодий. Возрастет вероятность торфяных пожаров в таежной и других природных зонах. В экстремально сухие годы огонь может повреждать даже сильно увлажненные верховые болота, оставляя нетронутыми только мочажины и озерки (Сирин и др., 2011). Наименее устойчивы заболоченные местообитания и мелкозалежные болота, которые могут высыхать и выгорать практически полно-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:10 PM Page 490

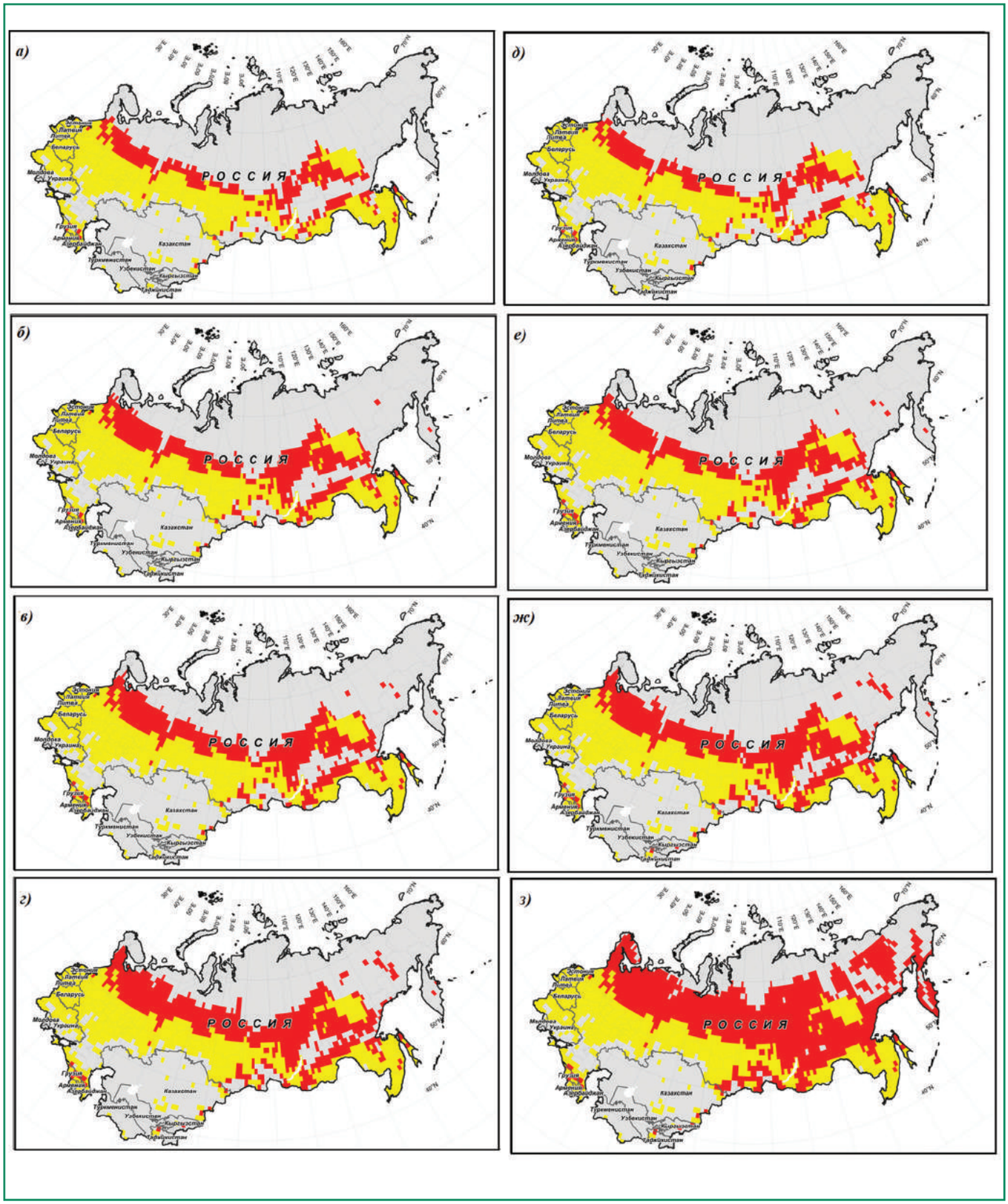


Рис. 4.4.27. Модельный климатообусловленный ареал непарного шелкопряда в соответствии с прогнозными сценариями климата RCP4.5 (а-г) и RCP8.5 (д-з): а, д) для периода 2011–2030 гг.; б, е) при глобальном уровне потепления на 2°С по сравнению с периодом 1981–2000 гг.: по сценарию RCP4.5 – в 2034–2053 гг. (б), по сценарию RCP8.5 – в 2028–2047 гг. (е); в, ж) для периода 2041–2060 гг., г, з) для периода 2080–2099 гг. (Титкина и др., 2013). Обозначения см. на рис. 4.4.25.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:10 PM Page 491

стью, восстанавливаясь затем при благоприятных условиях.

Существенно снижается устойчивость болот к изменению климата при антропогенных воздействиях. Особенно сказываются нарушения растительного покрова, защищающего торфяную залежь, и водного режима. Так, нарушения растительного покрова временными дорогами, включая зимники, ослабляют устойчивость болот к изменению климата, изменяют их гидрологический режим, способствуют таянию мерзлоты и эрозии торфа, усиливают эмиссию метана.

Наиболее вероятны торфяные пожары на осушенных и неиспользуемых болотах: брошенных без рекультивации площадях фрезерной добычи торфа, на неиспользуемых осушенных сельскохозяйственных землях (Сирин и др., 2011). Для адаптации таких экосистем к условиям меняющегося климата рекомендуется применять обводнение неиспользуемых осушенных и освоенных ранее торфяников, которое обеспечит появление болотной растительности, восстановление торфообразовательного процесса, снизит опасность торфяных пожаров и усилит устойчивость этих земель к дальнейшим климатическим изменениям.

4.4.8. Изменения режимов природных нарушений в экосистемах

4.4.8.1. Общая характеристика

Основные типы природных нарушений в естественных экосистемах России включают в себя природные пожары, биогенные нарушения (главным образом, вспышки массового размножения вредных насекомых и болезней) и последствия климатических экстремальных явлений (высоких температур летом, засух, наводнений, сильных ветров). На региональном уровне основные типы нарушений складываются в достаточно устойчивые сочетания, которые характеризуются такими показателями, как распространенность (по площади), интенсивность и частота ведущих типов нарушений, характер взаимосвязей между ними. Режимы нарушений определяют сукцессионную динамику экосистем, их продуктивность и жизненность. Наиболее существенно влияние нарушений на экосистемы с многолетними растениями, особенно на леса. Из четырех основных классов динамики лесов два (демутационный и дигрессионный) практически полностью определяются режимами нарушений.

4.4.8.2. Природные пожары

4.4.8.2.1. Наблюдаемые явления в связи с изменением климата

В последние десятилетия существенно возросла изменчивость погоды на протяжении вегетационного периода, выражающаяся в чередовании ливневых осадков и длительных теплых и сухих периодов, часто с аномальной жарой, что приводит к изменению режимов природных нарушений на территории России, среди которых главенствующее место занимают природные пожары, особенно лесные. Так, в таежной зоне однопроцентное увеличение горимости лесов в среднем ведет к уменьшению покрытых лесом земель на 8.4% (Шейнгауз, 2001). Пожарные режимы в основном определяются погодой/климатом, количеством и состоянием горючих материалов и наличием источников огня. Пожарная опасность увеличивается с ростом температуры и сокращением количества осадков. Прогрессирующая динамика этого показателя установлена для бореальных лесов Сибири и Дальнего Востока (Groisman et al., 2007). На долю лесных пожаров в этих регионах приходится более 78% площади всех пожаров в России за 1992–2011 гг. (Potapov et al., 2011). Тренд увеличения площади пожаров в 1997–2003 гг. составлял 8000 км^2/год (Sukhinin et al., 2004). Горимость хвойных лесов выше, чем листопадных; пожары в бореальных хвойных лесах способствуют увеличению площадей, занятых листопадными породами, что, как ожидается, приведет к смягчению пожарной опасности (Terrier et al., 2013).

Относительно надежные документированные оценки площадей природных пожаров в России существуют с средины 1990-х годов, когда несколько спутниковых центров в России и за границей начали представлять систематические данные о площадях, пройденных пожарами (со спутников Spot VGT, Terra-MODIS и NOAA-AVHRR). Швиденко и др. (2011), используя данные радиометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) с вы-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 492

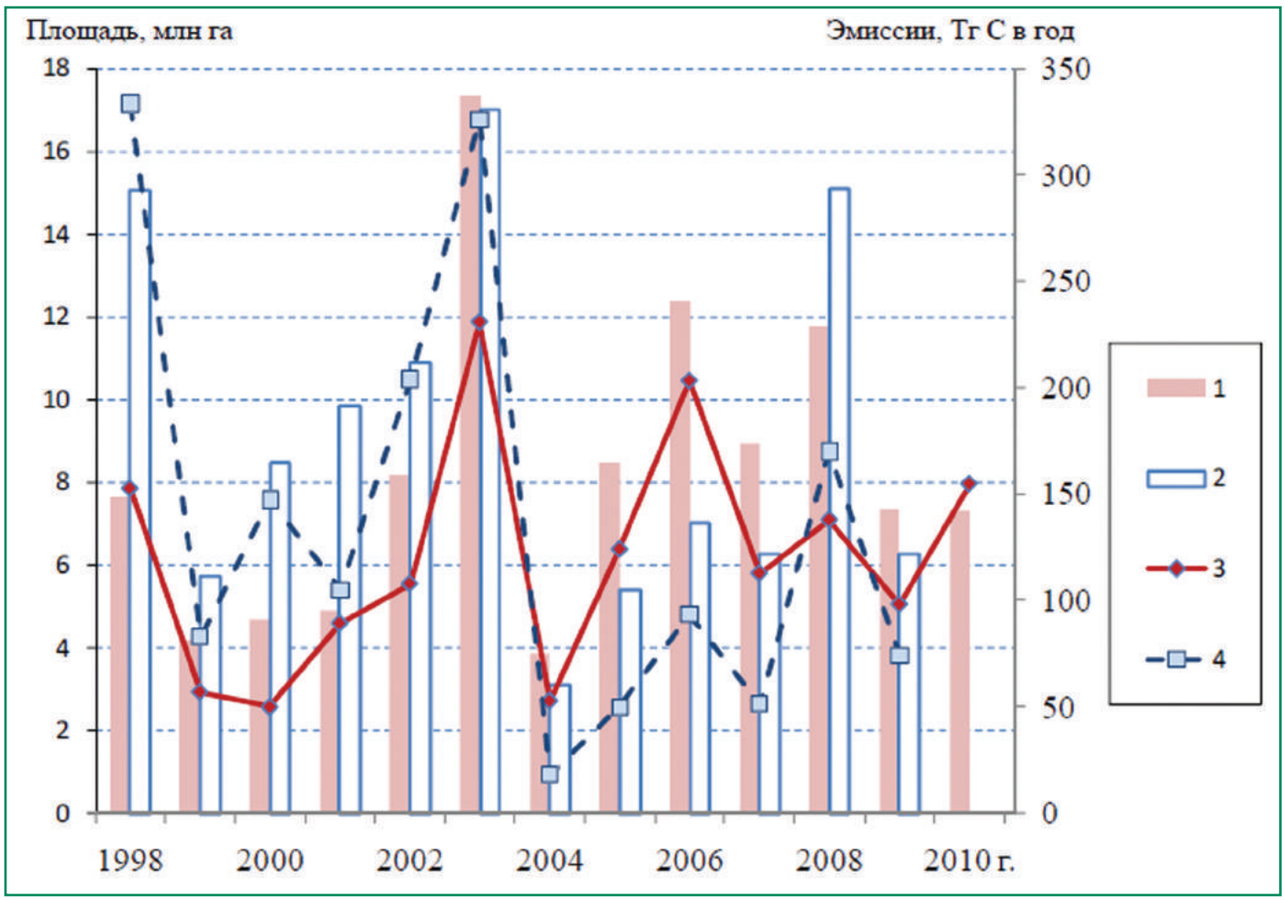


Рис. 4.4.28. Площади растительных пожаров и пожарные эмиссии углерода на территории России в 1998–2010 гг., по GFED3 (Global Fire Emissions Data, ver. 3 – глобальная база данных по пожарной эмиссии углерода, Giglio et al., 2010) (Швиденко и др., 2011): 1 – площади растительных пожаров (наша оценка), 2 – площади растительных пожаров по GFED3, 3 – эмиссии углерода (наша оценка), 4 – эмиссии углерода по GFED3.

борочным использованием данных Landsat и наземной корректировкой результатов, оценили общую площадь пожаров в 1998–2010 гг. в $8.2 \cdot 10^6$ га/год с большой межсезонной изменчивостью – от 4.2 в 2004 г. до $17.3 \cdot 10^6$ га в 2003 г. (рис. 4.4.28, 4.4.29). Официальная статистика ограничена только т. н. “лесными пожарами на активно охраняемой территории”, которые ниже фактических площадей пожаров на территории лесного фонда в среднем в 5–7 раз.

Существует статистически значимая корреляция между температурными аномалиями и числом пожаров (подробно см. главу 6.8 Доклада). Показано, что за последние десятилетия интервал времени между пожарами уменьшился более чем на одну треть в северной тайге и почти наполовину – в средней тайге центральной Сибири (Kharuk et al., 2011). Сходные тенденции отмечены в Эвенкии, Хабаровском крае, на крайнем Северо-Востоке России.

Заметной чертой изменяющихся пожарных режимов становится широкое распространение т. н. катастрофических пожаров (Efremov, Shvidenko, 2004). На протяжении последних двух десятилетий, катастрофические пожарные ситуации в различных регионах России, как правило, на АЧР, наблюдаются почти ежегодно (Рубцов и др., 2010). Метеорологические условия в восточной части России, которые способствовали возникновению катастрофических пожаров, наблюдались в 1954, 1968, 1976, 1988, 1998 и 2003 гг. в бассейне реки Амур, в 1979, 1985, 1996, 1998, 2002, 2003, 2008 и 2010 гг. – в различных районах восточной Сибири и т. д. (Shvidenko et al., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 493

Катастрофические пожары охватывают большие площади (> 20000 га), отличаются высокоинтенсивным горением, выходят из-под контроля и распространяются в обычно негорючие влажные местообитания, например, болота. Их экологические последствия особенно значительны в лесных экосистемах. Они приводят к глубинной деградации экосистем и обеднению биоразнообразия, создают особое состояние атмосферы и сезонной погоды на огромных площадях, наносят значительный вред экономике и инфраструктуре, а также крайне негативно влияют на условия жизни и здоровье населения в регионах своего распространения.

В таежной зоне, особенно в ее экотонах, катастрофические пожары являются основной причиной т.н. зеленого опустынивания (возникновения пустошей). Около трети лесных площадей, пройденных такими пожарами, превращаются в лесонепригодные территории (болота, редины и т. п.), на которых естественное восстановление лесов не происходит в течение 2–3 циклов развития основных лесообразователей (т. е. за 300–600 лет) (Efremov, Shvidenko 2004).

При величине площади распространения пожаров, соразмерной с размером барических систем (от 350000–400000 км^2), над этими территориями практически в течение всего пожароопасного периода устанавливаются летние антициклоны (чего не наблюдалось ранее), приводящие к сохранению высокой пожарной обстановки в течение длительного времени (Соколова, Тетервятникова, 2004).

Пожарные режимы оказывают значительное влияние на основные биогеохимические циклы, в частности, углеродный и азотный, и, следовательно, на климатическую систему планеты. Детальное эмпирическое исследование (Швиденко и др., 2011) оценило средние углеродные эмиссии в 1998–2010 гг. в 121.0 ± 28 Мт С/год, из которых C–CO_2 составил 84.6%, C–CO – 8.2%, C–CH_4 – 1.1%, C–NMHC (неметановые углеводороды) – 1.2%, органический углерод – 1.2% и элементарный углерод – 0.1%. Твердые частицы составили 3.5%. Самое высокое содержание CH_4 и CO в продуктах горения отмечено в экосистемах с наличием торфа.

Приведенные данные относятся к прямым пожарным эмиссиям. Существенные послепожар-

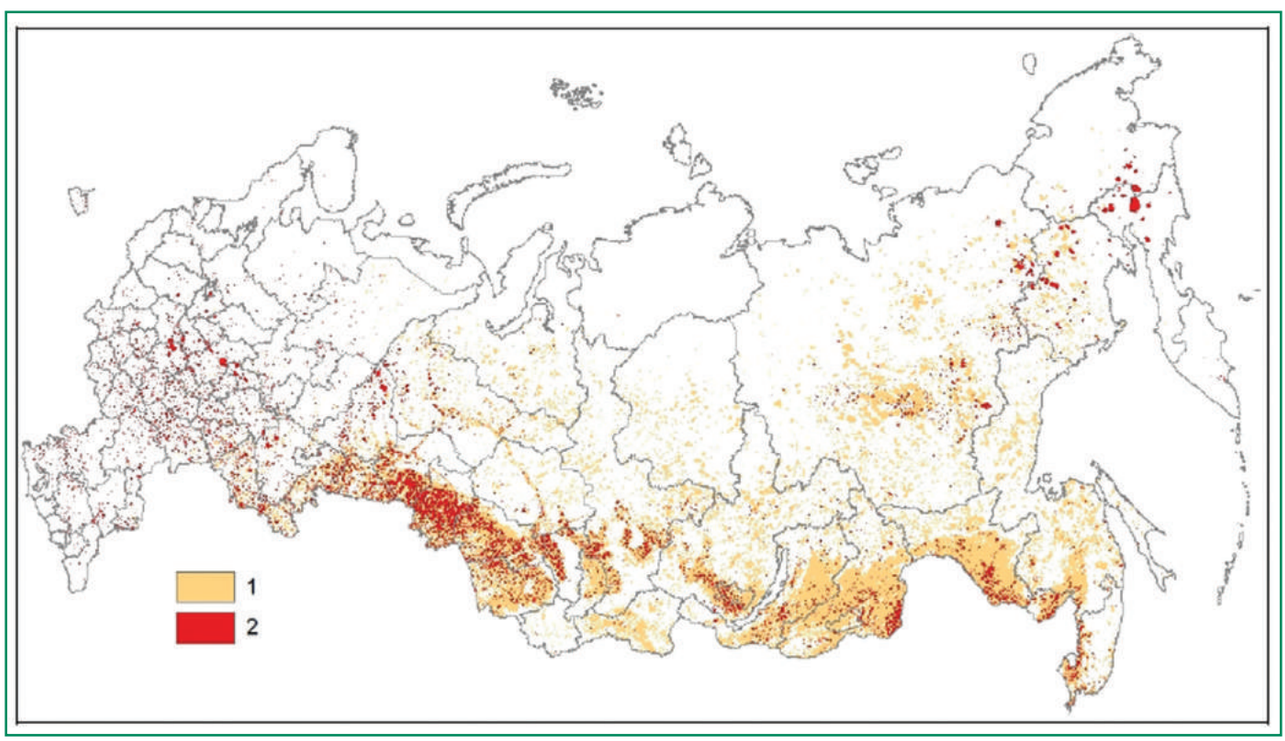


Рис. 4.4.29. Распространение площадей, пройденных пожарами в 1998–2009 гг. (1) и 2010 гг. (2), по GFED3 (см. рис. 4.4.28) (Швиденко и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 494

ные эмиссии наблюдаются в лесах вследствие гибели значительного количества деревьев, особенно после верховых и торфяных пожаров, а также устойчивых низовых пожаров на многолетней мерзлоте. Исследования показывают, что в среднем в лесной зоне послепожарный отпад деревьев составляет около трети запаса древесины до пожара, а эмиссии вследствие разложения накопленной мертвой древесины составляют величину, сопоставимую с размером прямых эмиссий. В итоге, природные пожары последнего десятилетия являлись источником углеродных эмиссий порядка 250 Мт С/год, что составляет около 50% промышленных углеродных эмиссий страны.

Все четче проявляется связь между катастрофическими пожарами и климатическими аномалиями континентального масштаба (2003 год – пожары на российском Дальнем Востоке и наводнение в Китае, 2010 год – пожары в ЕЧР и наводнения в Пакистане и Индии) (Ваганов, Швиденко, 2013). Высоко вероятно, что таяние многолетней мерзлоты и последующая аридизация ландшафтов на многолетней мерзлоте будет вести к широкому распространению зеленого опустынивания.

Для большей части территории России можно ожидать наличие сильной обратной связи между потеплением и эскалацией пожарных режимов: увеличение концентрации CO_2 в атмосфере приводит к увеличению длительных сухих периодов, которые способствуют росту площади и интенсивности пожаров и существенному увеличению эмиссий парниковых газов. В свою очередь, рост углеродных эмиссий ведет к дестабилизации климатической системы, что провоцирует усиление угрозы пожаров (Soja et al., 2007; Shvidenko et al., 2012). Пожары 2010 года в ЕЧР четко продемонстрировали те угрозы, которые создают природные пожары в условиях меняющегося климата.

4.4.8.2.2. Прогноз пожарной ситуации в условиях дальнейших климатических изменений

Современные модельные работы, прогнозирующие пожарные режимы второй половины нынешнего столетия, предсказывают для большей части территории России: 1) удвоение площади пожаров к концу нынешнего века; 2) возрастание количества катастрофических пожаров и пожаров, охватывающих большие территории и выходящих из-под контроля; 3) рост частоты пожаров на 50%; 4) возрастание количества и изменения газового состава пожарных эмиссий вследствие усиления почвенного горения и 5) возрастание деструктивных послепожарных воздействий на лесные экосистемы и ландшафты (Flannigan et al., 2009; Tchebakova et al., 2009; Швиденко и др., 2011). В некоторых регионах пожарная опасность несколько уменьшится вследствие увеличения количества осадков. Примеры модельных прогнозов пожаров см. в главе 6.8 этого доклада.

4.4.8.3. Биотические повреждения в условиях изменения климата

Из многочисленных групп биотических повреждений наиболее опасными являются вспышки массового размножения вредителей и патогенов в лесах. По мнению экспертов, вред, наносимый биотическими нарушениями, сопоставим с вредом от пожаров (Исаев, 1997). В очагах распространения вредителей частично или полностью гибнут деревья, существенно снижается продуктивность и жизненность лесов и накапливается значительное количество мертвой древесины, что увеличивает пожароопасность и горимость лесов и интенсивность пожаров.

Практически единственным источником информации о распространении и динамике биотических нарушений являются данные официальной статистики. Основные площади массового размножения лесных вредителей находятся в южных районах лесной зоны, в основном охваченных лесопатологическим мониторингом. По данным статистики, в последние десятилетия увеличилась площадь очагов размножения вредных насекомых и болезней в лесах. Так, средняя площадь очагов (определенная как покрытые лесной растительностью земли, на которых патологический отпад деревьев превышает естественный более, чем в два раза) в лесах России, управляемых государственными органами лесного хозяйства, составила $2.73 \cdot 10^6$ га за 1973–1987 гг., $1.55 \cdot 10^6$ га за 1988–1997 и $5.48 \cdot 10^6$ га за 1998–2010 гг., с максимумом $10.4 \cdot 10^6$ га в 2001 г. (Обзор санитарного..., 2010). Вспышки происходят обычно после аномально теплых и сухих летних периодов, пе-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 495

ремежающихся с мягкими зимами на протяжении нескольких лет, что сокращает продолжительность циклов развития насекомых и ускоряет нарастание их численности.

Наиболее опасную группу лесных вредителей представляют хвое- и листогрызущие насекомые. Вспышки их массового размножения инициируются погодными условиями и структурой лесных ландшафтов и имеют ясно выраженный циклический характер. Как правило, теплая и сухая погода благоприятствует их массовому размножению. Так, после ряда теплых и сухих лет, вспышка сибирского шелкопряда в Восточной Сибири в 1993–1997 гг. охватила около $1.0 \cdot 10^6$ га с потерями ~ $50 \cdot 10^6$ м^3 древесины в высоко продуктивных темнохвойных лесах (Исаев, 1997). Более теплая, чем обычно, погода на протяжении последних трех лет XX столетия спровоцировала в 2001 г. вспышку сибирского шелкопряда в лиственничных лесах северной части Восточной Сибири на общей площади почти $10 \cdot 10^6$ га, где этот вредитель раньше массового размножения не имел.

В то время как повышенные температуры воздействуют на насекомых-вредителей непосредственно, сопутствующий водный стресс может снижать выживаемость деревьев и их чувствительность к повреждению насекомыми и иными патогенами (Garrett et al., 2006). Прогнозы утверждают, что ожидаемые климатические изменения в бореальной зоне увеличат частоту и интенсивность массовых вспышек размножения вредителей и болезней, как вследствие непосредственных воздействий изменений климата, так и вследствие уменьшения устойчивости экосистем и разрушения устоявшихся взаимодействий между отдельными компонентами биогеоценозов.

4.4.8.4. Воздействие климатических изменений на лесные экосистемы

Если увеличение среднегодовой температуры воздуха к концу XXI столетия достигнет +4°C, что весьма возможно, принимая во внимание возрастающий уровень эмиссии парниковых газов и наиболее реалистичные сценарии развития мировой экономики и энергетики, то высока вероятность того, что бореальные леса проявят скачкообразный нелинейный отклик на изменения внешней среды (Lenton, 2012). Механизм этого процесса заключается в достижении критического уровня водного стресса при повышенных температурах. Согласно многим исследованиям, изменения количества и режима поступления осадков являются наиболее важным фактором при оценке влияния изменений климата на растительные экосистемы, поскольку продолжительные засухи имеют для них намного более серьезные отрицательные последствия, чем трендовые изменения основных климатических показателей. Это вызывает массовое усыхание деревьев (особенно темнохвойных пород) и коренные изменения экосистемы бореальных лесов. Если порог устойчивости будет перейден, то трансформация бореальных лесов может произойти за период не более 50 лет.

В последние годы процессы массового усыхания наблюдаются в еловых лесах ЕЧР и в кедровых лесах Сибири. Несколько “волн” усыхания наблюдалось в елово-пихтовых лесах Дальнего Востока (Манько, Гладкова, 2001), что приводило к отпаду сотен миллионов кубометров древесины. Повышенный отпад уже наблюдается практически во всех частях бореального пояса (Allen et al., 2010). Предполагается, что ожидаемые изменения климата существенно интенсифицируют этот процесс в лесах России.

Неблагоприятные погодные условия, приводящие к повреждению ветром и снегом, также оказывают возрастающее негативное влияние на лесные экосистемы на значительных площадях. Хотя в целом следует ожидать усиления воздействия этих факторов в силу возрастания нестабильности погоды, модельные прогнозы не предсказывают критического воздействия на состояние лесных массивов на территории страны.

4.4.8.5. Меры по адаптации природных экосистем в условиях наблюдаемых и прогнозируемых климатических изменений

В целом, климатические изменения последних десятилетий существенным образом сказываются на акселерации режимов природных нарушений в естественных экосистемах России, особенно в лесах. Вероятно, что ожидаемые изменения климата критически усилят риск крупномас-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 496

штабных воздействий на экосистемы, что может привести к невосполнимым экономическим, экологическим и социальным потерям. Страна нуждается в срочной разработке стратегии адаптации экосистем, особенно лесов, к новым климатическим условиям. Предупреждение природных нарушений и борьба с ними являются одним из краеугольных основ такой стратегии.

Для территории России, леса которой на 90% представлены бореальными лесами высокой пожарной опасности, неотложной государственной задачей является коренное усовершенствование системы охраны лесов от пожаров. Эта комплексная проблема включает: 1) системный анализ нынешних и будущих региональных пожарных режимов и требований к рациональной системе охраны лесов от пожаров; 2) разработку новой доктрины охраны лесов от пожаров; 3) разработку и внедрение стратегии предотвращения широкомасштабных нарушений в лесах, в т. ч. адаптацию структуры лесных ландшафтов к будущему климату; 4) внедрение эффективной системы лесного мониторинга; 5) выделение необходимых ресурсов; 6) разработку нового и усовершенствование существующего законодательства и институциональных структур лесоуправления, ориентированных на вызовы меняющегося климата; 7) целесообразную международную кооперацию. В настоящее время эффективная реализация всех перечисленных выше задач пока не начата.

Следует также отметить, что загрязнения воздуха, воды и почв, особенно широко распространенные в районах промышленного освоения северных территорий, существенно усиливают негативные воздействия как природных нарушений, так и нежелательных климатических изменений в целом. Это делает особенно актуальной необходимость разработки и внедрения экологически безопасных технологий в промышленное развитие, особенно в районах с ожидаемыми драматическими изменениями климата.

4.4.9. Заключение

Основные результаты главы суммированы в таблице 4.4.2.

Следует отметить, что изменение климата влияет на экосистемы и виды растений и животных в комплексе с другими природными и антропогенными факторами. Сложная динамика природных систем, как правило, изучена недостаточно для количественного описания и прогноза их состояния. Имеются значительные методологическте пробелы в системе наблюдений, оценки и прогноза экосистем, находящихся в условиях изменения климата. Улучшение качества прогнозов изменения растительности и границ растительных зон напрямую зависит от увеличения точности и пространственного разрешения прогноза климатических характеристик, в особенности осадков.

Изучение воздействия климатических изменений на экосистемы и биоразнообразие в России лимитируется качеством экологической информации и ее доступностью. Инвентаризация флоры и фауны в масштабе страны проведена не полностью (исключениями являются хозяйственно значимые виды – породы лесных деревьев, промысловые животные), количественная информация (обилие, встречаемость, плотность популяций и т. д.) для многих видов отсутствует или фрагментарна. Эта информация необходима для выявления долговременных трендов характеристик биоты, вызванных изменением климата и другими факторами. Особенно важно иметь такую информацию по особо охраняемым природным территориям, где воздействие других факторов, отличных от климатического стресса, минимально. К сожалению, информация, собираемая по программам ведения Летописи природы в заповедниках, обычно не является количественной. Имеющиеся и вновь собираемые данные (климатические и по биоразнообразию) следует переводить в цифровой формат и делать доступными всем пользователям бесплатно и в режиме “онлайн”.

Динамика бореальных лесов определяется сложным взаимодействием таких факторов, как повышение температуры и концентрации CO_2, таяние многолетней мерзлоты, лесные пожары и вспышки массового размножения лесных вредителей и патогенов. Требуются долгосрочные наблюдения за биоразнообразием, ареалами видов, более глубокое понимание биологи видов, дальнейшее развития моделирования экологических процессов. Особенно важны регулярные долгосрочные наблюдения на границах биомов и вы-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 497

сотных поясов растительности ввиду изменения их границ. Для удаленных и труднодоступных районов нашей страны следует использовать данные со спутников Земли (общедоступны начиная с 1978 года), а также данные аэрофотосъемки, производящейся с более раннего времени, но доступные весьма ограниченно. Надо также учитывать, что имеются различия в оценках состояния растительности, сделанных по данным дистанционного зондирования, на основании полевых наблюдений или с помощью моделей (Xu et al., 2012), поэтому необходима интеркалибрация методов наблюдения и обработки данных.

Таблица 4.4.2. Наблюдаемые и прогнозируемые изменения наиболее важных компонент сухопутных экосистем на территории России

Раздел	**Изменения наблюдаемые (в среднем, за последние 30–40 лет)**	**Изменения прогнозируемые**
4.4.3. Состояние растений	1. Продолжительность вегетационного периода для Евразии растет на 0.40 сут/год и до 1.0 сут/год для ЕЧР. 2. Ускорение роста растений за 1980–2010 гг. на ~6%, в частности, рост индексов прироста ширины годичных колец деревьев.	Прирост биомассы растений в глобальном масштабе будет происходить в основном из-за прямой стимуляции роста увеличением концентрации CO_2.
4.4.4. Углеродный бюджет и продуктивность растительных экосистем	Положительный тренд изменения *NPP* для панарктических регионов за 1982–2000 гг. Рост *NPP* на 5–50 гС/м^2 за 1901–2000 гг. для бореальной зоны России.	Рост *NPP* до 2100 г.
4.4.5. Границы растительных зон на равнине и в горах	1. Продвижение темнохвойной тайги на территории, занимаемые лиственничниками. 2. Продвижение лиственницы и кустарников в тундру. 3. Уменьшение годичного прироста лиственницы на юге Восточной Сибири, начиная с 1940-х гг. 4. Увеличение сомкнутости крон лиственничных редколесий в экотоне “лес–тундра” на 1–2 % в год (Приполярный Урал).	Ожидается продолжение указанных тенденций. Для северной Евразии прогнозируется дальнейшее облесение тундры, замещение еловой бореальной и лиственничной тайги смешанным листопадным лесом и сдвиг к северу зоны степей.
4.4.6. Изменение видового разнообразия и ареалов растений и животных	1. Смещение ареалов на север и изменение путей миграции крупных млекопитающих и птиц в связи с аридизацией климата (юг Восточной Сибири). 2. Сокращение ареала популяции белого медведя почти во всей Арктике. 3. Повышенная смертность и изменение сроков сезонных миграций тихоокеанского моржа. 4. Расширение к северу и востоку ареала непарного шелкопряда.	Ожидается продолжение указанных тенденций. Существует потенциальная угроза исчезновения с территории Алтае-Саянского экорегиона (АСЭ) ряда обитающих в высокогорье видов растений и лишайников. Ожидается сокращение современной области распространения алтайского горного барана и сокращение численности сибирского северного оленя в АСЭ.
4.4.7. Болотные экосистемы	Для болот Северной Евразии выявлен более активный рост болот в холодные межвековые периоды и его ослабление в более теплые.	Ожидается уменьшение скорости роста болот, усиление облесения болот, рост частоты торфяных пожаров.
4.4.8. Изменения режимов природных нарушений в экосистемах	1. Уменьшение интервала времени между лесными пожарами в тайге на 30-50%. 2. Увеличение площадей очагов размножения вредных насекомых и патогенов в лесах.	Ожидается эскалация пожарных режимов; ускорение размножения и развития насекомых-вредителей; усыхание лесов на больших площадях.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 498

4.4.10. Литература

Амосов П. Н., Брагин А. В., Добрынин Д. А., 2006. Влияние изменений климата на фауну птиц европейского севера России, Известия РАН, серия геогр., № 5, с. 30–35.

Анисимов О. А., Жильцова Е. Л., Ренева С. А., 2011. Оценка критических уровней воздействия изменения климата на природные экосистемы суши на территории России, Метеорология и гидрология, № 12, с. 31–41.

Бляхарчук Т. А., Куприянов А. Н., Артемов И. А., Кнорре А. А., 2013. Климатическая обусловленность разнообразия флоры и растительного покрова Алтае-Саянского экорегиона, в кн.: Изменение климата и биоразнообразие российской части Алтае-Саянско-го экорегиона, под ред. Н.Н. Михайлова, Красноярск, с. 161–200.

Бондарев А. Я., Фролов А. А., Токарев В. И., 2010. О проникновении волка в Северо-Восточный Алтай, Вестник Алтайского государственного аграрного университета, вып. 65, № 3, с. 56–62.

Ваганов Е. А., Шашкин А. В., 2000. Рост и структура годичных колец хвойных, Новосибирск, Наука, 232 с.

Ваганов Е. А., Швиденко А. З., 2013. Оценка вклада сибирских регионов в глобальный экологический баланс (на примере вклада сибирских лесов в круговорот углерода), в кн: Макрорегион Сибирь: проблемы и перспективы развития, Красноярск, СФУ, с. 39–49.

Венгеров П. Д., 2011. Влияние изменений климата на сроки прилета и размножение певчего дрозда (*Turdus philomelos*) и зяблика (*Fringilla coelebs*) в Воронежском заповеднике, Успехи современной биологии, т. 131, № 4. с. 416–424.

Галанин А. В., Роенко Е. Н., 2008. Конференция "Ритмы и катастрофы в растительном покрове 2. Опустынивание Даурии", Бюллетень Ботанического сада-института ДВО РАН, № 2, с. 63–71.

Галанин А. В., Долгалева Л. М., 2009. Динамика древостоя кедрово-широколиственничного леса в верхнем лесном поясе Сохондинского биосферного заповедника, Бюллетень Ботанического сада-института ДВО РАН, № 4, с. 50–53.

Гитарский М. Л., Карабань Р. Т., Филипчук А. Н., Назаров И. М., Коротков В. Н., Романовская А. А., 2002. Расчетная оценка стока углерода в лесах России за последнее десятилетие, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XVIII, СПб, Гидрометеоиздат, с. 261–275.

Гордиенко Н. С., Соколов Л. В., 2009. Анализ долговременных изменений сроков сезонных явлений у растений и насекомых Ильменского заповедника в связи с климатическими факторами, Экология, № 2, с. 96–102.

Груза Г. В, Ранькова Э. Я., 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха, Москва, ИГКЭ, 193 с.

Давыдов Е. А., Инсаров Г. Э., Сундетпаев А. К., 2013. Мониторинг лишайников в связи с изменениями климата в Катон-Карагайском национальном природном парке (Восточный Казахстан), в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXV, М., ИГКЭ, с. 428–441.

Елисеев А. В., 2011. Оценка изменений характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты, Известия РАН, серия физика атмосферы и океана, т. 47, № 2, с. 147–170.

Елсаков В. В., Марущак И. О., 2011. Спектрозональные спутниковые изображения в выявлении трендов климатических изменений лесных фитоценозов западных склонов Приполярного Урала, Компьютерная оптика, т. 35, № 2, с. 281–286.

Замолодчиков Д. Г., 2011. Оценка климатогенных изменений разнообразия древесных пород по данным учетов лесного фонда, Успехи современной биологии, т. 131, № 4, с. 382–392.

Замолодчиков Д. Г., 2012. Динамика углеродного баланса лесов России и ее вклад в изменение атмосферной концентрации углекислого газа, Бюллетень "Использование и охрана природных ресурсов в России", № 5, с. 31–38.

Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Краев Г. Н., 2011. Динамика бюджета углерода лесов России за два последних десятилетия, Лесоведение, № 6. с. 16–28.

Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Коровин Г. Н., Гитарский М. Л., Блинов В. Г.,

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 499

Дмитриев В. В., Курц В. А., 2013. Бюджет углерода управляемых лесов Российской Федерации в 1990-2050 гг.: ретроспективная оценка и прогноз, Метеорология и гидрология, № 10, с. 75–103.

Изменение климата и его воздействие на экосистемы, население и хозяйство российской части Алтае-Саянского экорегиона: оценочный доклад, 2011. А. О. Кокорин (ред.), Всемирный фонд дикой природы (WWF России), М., 168 с.

Инсаров Г. Э., 2002. Лишайники в условиях глобального изменения климата, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, СПб, Гидрометеоиздат, т. XVIII, с. 109–141.

Инсаров Г. Э., 2010. Мониторинг лишайников в горных заповедниках в контексте глобальных изменений, в кн.: Изменение климата и непрерывное сохранение биоразнообразия в Алтае-Саянском экорегионе, Усть-Кокса – Барнаул, с. 117–127.

Инсаров Г. Э., Борисова О. К., Корзухин М. Д., Кудеяров В. Н., Минин А. А., Ольчев А. В., Семенов С. М., Сирин А. А., Харук В. И., 2012. Природные экосистемы суши, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, с. 190–265.

Исаев А. С. (ред)., 1997. Прогноз использования и возпроизводства лесных ресурсов по экономическим районам СССР, М., 508 с.

Истомин А. В., 2007. Климатические флуктуации и популяционная динамика ценообразующих видов в эталонных лесных экосистемах Главного Русского водораздела, Вестник Псковского государственного педагогического университета, сер. Естественные и физико-математические науки, № 2, с. 45–60.

Капралов Д. С., Шиятов С. Г., Моисеев П. А., Фомин В. В., 2006. Изменения в составе, структуре и высотном положении мелколесий на верхнем пределе их произрастания в горах Северного Урала, Экология, № 6, с. 403–409.

Карелин Д. В., Замолодчиков Д. Г., 2008. Углеродный обмен в криогенных экосистемах, М., Наука, 344 с.

Катцов В.М., Говоркова В.А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, т. 569, с. 76–98.

Климанов В. А, Сирин А. А., 1997. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3 000 лет, Доклады Академии Наук, т. 354, № 5. с. 683–686.

Коломыц Э. Г., Шарая Л. С., 2011. Высокогорные экосистемы в условиях предстоящего глобального потепления (прогнозирование и эмпирико-статистическое моделирование), Успехи современной биологии, т. 131, № 6, с. 587–605.

Корзухин М. Д., Цельникер Ю. Л., 2010. Модельный анализ ареалов древесных пород России и их вариации при возможных изменениях климата, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIII, М., ИГКЭ, с. 249–268.

Красная книга Российской Федерации: Животные, 2001. М., Астрель, 860 с.

Кудеяров В. Н., Заварзин Г. А., Благодатский С. А., Борисов А. В., Воронин П. Ю., Демкин В. А., Демкина Т. С., Евдокимов И. В., Замолодчиков Д. Г., Карелин Д. В., Комаров А. С., Курганова И. Н., Ларионова А. А., Лопес де Гереню В. О., Уткин А. И., Чертов О. Г., 2007. Пулы и потоки углерода в наземных экосистемах России, М., Наука, 315 с.

Мандыч А. Ф., Яшина Т. В., Артемов И. А., Декенов В. В., Инсаров Г. Э., Останин О. В., Ротанова И. Н., Сухова М. Г., Харламова Н. Ф., Шишикин А. С., Шмакин А. Б.. 2012. Сохранение биоразнообразия в российской части Алтае-Саянского экорегиона в условиях изменения климата, Стратегия адаптации, Красноярск, 62 с.

Манько Ю. И., Гладкова Г. А., 2001. Усыхание ели в свете глобального ухудшения темнохвойных лесов, Владивосток, Дальнаука, 228 с.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. 2012. С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет. 512 с.

Моисеев Б. Н., Алябина И. О., 2007. Оценка и картографирование составляющих углеродного и азотного балансов в основных биомах

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 500

России, Известия РАН, серия геогр., № 5, с. 1–12.

Моисеев П. А., Бартыш А. А., Горяева А. В., Кошкина Н. Б., Нагимов З. Я., Галако В. А., 2008. Динамика подгольцовых древостоев на склонах Серебрянского Камня (Северный Урал) в последние столетия, Хвойные бореальной зоны, т. XXV, № 1–2, с. 17–23.

Национальный доклад Российской Федерации о кадастре антропогенных выбросов из источников и абсорбции поглотителями парниковых газов не регулируемых Монреальским протоколом за 1990–2010 гг., 2012, ч. 1, М., 386 с.

Обзор санитарного и лесопатологического состояния лесов на землях лесного фонда Российской Федерации за 2009 год, 2010. Пущино, ФГУ "Российский центр защиты леса", 179 с.

Овчинникова Т. М., Фомина В. А., Андреева Е. Б., Должковая Н. П., Суховольский В. Г., 2011. Анализ изменений сроков сезонных явлений у древесных растений заповедника "Столбы" в связи с климатическими факторами, Хвойные бореальной зоны, т. XXVIII, № 1–2, с. 54–59.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008а. т. I. Изменения климата, М., Росгидромет, 227 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008б. т. II. Последствия изменений климата, М., Росгидромет, 288 с.

Пчелкин А. В., Пчелкина Т. А., 2012. Влияние загрязняющих веществ и климатических аномалий на фауну рептилий и земноводных в Московском регионе. Раздел 4.1.5. в сб.: Обзор состояния и загрязнения окружающей среды в Российской Федерации за 2011 год, Ю. А. Израэль, Г. М. Черногаева, В. И. Егоров, Ю. В. Пешков, М. Г. Котляков (ред.), Министерство природных ресурсов и экологии РФ, М., Росгидромет, с. 190–192.

Рубцов А. В., Сухинин А. И., Ваганов Е. А., 2010. Классификация территории Сибири по фактической горимости с использованием спутниковых данных, Журнал Сибирского федерального университета, серия биол., т. 3, № 1, с. 30–39.

Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С., 2006. Выявление климатогенных изменений, М., Изд. центр "Метеорология и гидрология", 324 с.

Семенов С. М., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Попов И. О., Титкина С. Н., 2013. Распределение приповерхностной температуры на территории России и соседних стран при заданном уровне глобального потпления, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ, т. XXV, с. 29–41.

Сирин А. А., Минаева Т. Ю., Возбранная А., Барталев С., 2011. Как избежать торфяных пожаров? Наука в России, № 2, с. 13–21.

Соколов Л. В., Гордиенко Н. С., 2008. Повлияло ли современное потепление климата на сроки прилета птиц в Ильменском заповеднике на южном Урале? Экология, № 1, с. 58–64.

Соколова Г. А., Тетервятникова Е. П., 2004. Исследование эволюции и роли крупных лесных пожаров региона Восточная Сибирь – Дальний Восток в развитии атмосферных процессов, Управление лесными пожарами на экорегиональном уровне, М., Всемирный Банк, с. 151–155.

Титкина С. Н., Попов И. О., Семенов С. М., Ясюкевич В. В., 2013. Изменение распространения в России и соседних странах непарного шелкопряда и шелкопряда-монашенки (*Lymantria dispar* L. и **Lymantria monacha** L., Lymantriidae, Lepidoptera) под влиянием наблюдаемого и ожидаемого в XXI веке изменения климата, в сб.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ, т. XXV, с. 375–394.

Удра И. Ф., 1988. Расселение растений и вопросы палео- и биогеографии, Киев, Наукова думка, 197 с.

Чебакова Н. М., Парфенова Е. И., Бляхарчук Т. А., 2011. Экосистемы и виды, в кн.: Изменение климата и его воздействие на экосистемы, население и хозяйство российской части Алтае-Саянского экорегиона, Оценочный доклад, под ред. А.О. Кокорина, Всемирный фонд дикой природы (WWF России), М., с. 80–99.

Швиденко А. З., Щепащенко Д. Г., Ваганов Е. А., Сухинин А. И., Максютов Ш. Ш., МкКаллум И., Лакида И. П., 2011. Влияние природ-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 501

ных пожаров в России 1998–2010 гг. на экосистемы и глобальный углеродный бюджет, Доклады Академии Наук, т. 441, № 4, с. 544–548.

Шейнгауз А. С., 2001. Лесной комплекс Хабаровского края, Хабаровск, РИОТИП, 103 с.

Шишикин А. С., Виноградов В. В., Тимошкин В. Б., Гуров А. В., Васильченко А. А., Смирнов М. Н., Карякин И. В., Пальцин М. Ю., 2013. Влияние изменений климата на биоразнообразие животного мира Алтае-Саянского экорегиона, в кн.: Изменение климата и биоразнообразие российской части Алтае-Саянского экорегиона, Н. Н. Михайлов (ред.), Красноярск, с. 201–251.

Шиятов С. Г., 2009. Динамика древесной и кустарниковой растительности в горах Полярного Урала под влиянием современных изменений климата, Екатеринбург, ИЭРиЖ УрО РАН, 215 с.

Шиятов С. Г., Терентьев М. М., Фомин В. В., 2005. Пространственно-временная динамика лесотундровых сообществ на Полярном Урале, Экология, № 2, с. 1–8.

Ясюкевич В. В., Титкина С. Н., Давидович Е. А., Ясюкевич Н. В., 2013. Изменения границ ареалов непарного шелкопряда и шелкопряда-монашенки (*Lymantria dispar* и *Lymantria monacha*, Lymantriidae, Lepidoptera), обусловленные глобальным потеплением: модельный подход, Зоологический журнал, т. 92, № 11, с. 1377–1382.

Agafonov L. I., Kukarskikh V. V., 2008. Climate changes in the past century and radial increment of pine in the southern Ural steppe, Russian Journal of Ecology, vol. 39, no. 3, pp. 160–167.

Allen C. D., Macalady A. K., Chenchouni H., Bachelet D., McDowell N., Vennetier M., Kitzberger T., Rigling A., Breshears D. D., Hogg E. H. (Ted), Gonzalez P., Fensham R., Zhang Z., Castro J., Demidova N., Lim J.-H., Allard G., Running S.W., Semerci A., Cobb N., 2010. A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests, Forest Ecology and Management, vol. 259, pp. 660–684.

Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report, 2008. Parish F., Sirin A., Charman D., Joosten H., Minayeva T., Silvius M., Stringer L. (eds.), Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen, 179 p. http://www.peat-portal.net/index.cfm?&menuid=123&parentid=113

Bala G., Caldeira K., Mirin A., Wickett M., Delire C., 2005. Multicentury changes to the global climate and carbon cycle: results from a coupled climate and carbon cycle model, Journal of Climate, vol. 18, no. 21, pp. 4531–4544.

Barbeito I., Dawes M. A., Rixen C., Senn J., Bebi P., 2012. Factors driving mortality and growth at treeline: a 30-year experiment of 92 000 conifers, Ecology, vol. 93, no. 2, pp. 389–401.

Barichivich J., Briffa K. R., Osborn T. J., Melvin T. M., Caesar J., 2012. Thermal growing season and timing of biospheric carbon uptake across the Northern Hemisphere, Global Biogeochemical Cycles, vol. 26, GB4015.

Beck H. E., McVicar T. R., van Dijk A. I. J. M., Schellekens J., de Jeu R. A. M., Bruijnzeel L. A., 2011. Global evaluation of four AVHRR-NDVI data sets: Intercomparison and assessment against Landsat imagery, Remote Sensing of Environment, vol. 115, pp. 2547–2563.

Berthelot M., Friedlingstein P., Ciais P., Monfray P., Dufresne J. L., Le Treut H., Fairhead L., 2002. Global response of the terrestrial biosphere to CO_2 and climate change using a coupled climate-carbon cycle model, Global Biogeochemical Cycles, vol. 16, no. 4, 1084.

Blok D., Heijmans M. M. P. D., Schaepman-Strub G., Kononov A. V., Maximov T. C., Berendse F., 2010. Shrub expansion may reduce summer permafrost thaw in Siberian tundra, Global Change Biology, vol. 16, pp. 1296–1305.

Blok D., Sass-Klaassen U., Schaepman-Strub G., Heijmans M. M. P. D., Sauren P., Berendse F., 2011. What are the main climate drivers for shrub growth in Northeastern Siberian tundra? Biogeosciences, vol. 8, no. 5, pp. 1169–1179.

Boisvenue C., Running S. W., 2006. Impacts of climate change on natural forest productivity - evidence since the middle of the 20th century, Global Change Biology, vol. 12, no. 5, pp. 862–882.

Bonfils C. J. W., Phillips T. J., Lawrence D. M., Cameron-Smith P., Riley W. J., Subin Z. M., 2012. On the influence of shrub height and expansion on northern high latitude climate, Environmental Research Letters, vol. 7, pp. 1–9.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 502

Chevallier F., Ciais P., Conway T. J., Aalto T., Anderson B. E., Bousquet P., Brunke E. G., Ciattaglia L., Esaki Y., Frohlich M., Gomez A., Gomez-Pelaez A. J., Haszpra L., Krummel P. B., Langenfelds R. L., Leuenberger M., Machida T., Maignan F., Matsueda H., Morgui J. A., Mukai H., Nakazawa T., Peylin P., Ramonet M., Rivier L., Sawa Y., Schmidt M., Steele L. P., S. A. Vay, Vermeulen A. T., Wofsy S., Worthy D., 2010. CO_2 surface fluxes at grid point scale estimated from a global 21 year reanalysis of atmospheric measurements, Journal of Geophisical Research, vol. 115, D21307. doi:10.1029/2010JD013887.

Ciais P., Canadell J. G., Luyssaert S., Chevallier F., Shvidenko A., Poussi Z., Jonas M., Peylin P., King A. W., Schulze E.-D., Piao S. L., Rodenbeck C., Peters W., Breon F. M., 2010. Can we reconcile atmospheric estimates of Northern terrestrial carbon sink with land-based accounting? Current Opinion in Environmental Sustainability, vol. 2, pp. 225–230. doi:10.1016/j.cosust.2010.06.008.

Circumpolar Active Layer Monitoring Network-CALM. 2012. www.gwu.edu/~calm/

Climate Change 2001, 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change J. T. Houghton Y. Ding D. J. Griggs M. Noguer P. J. van der Linden X. Dai K. Maskell C. A. Johnson (eds.) Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 881 p.

Climate Change 2014a, 2014. Field, C. B., Barros V. R., Mach K. J., Mastrandrea M. D., van Aalst M., Adger W. N., Arent D. J., Barnett J., Betts R., Bilir T. E., Birkmann J., Carmin J., Chadee D. D., Challinor A. J., Chatterjee M., Cramer W., Davidson D. J., Estrada Y. O., Gattuso J.-P., Hijioka Y., Hoegh-Guldberg O., Huang H. Q., Insarov G. E., Jones R. N., Kovats R. S., Romero Lankao P., Larsen J. N., Losada I. J., Marengo J. A., McLean R. F., Mearns L. O., Mechler R., Morton J. F., Niang I., Oki T., Olwoch J. M., Opondo M., Poloczanska E. S., Portner H.-O., Redsteer M. H., Reisinger A., Revi A., Schmidt D. N., Shaw M. R., Solecki W., Stone D. A., Stone J. M. R., Strzepek K. M., Suarez A. G., Tschakert P., Valentini R., Vicuna S., Villamizar A., Vincent K. E., Warren R., White L. L., Wilbanks T. J., Wong P. P., Yohe G. W., 2014: Technical Summary. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Field, C. B., Barros V. R., Dokken D. J., Mach K. J., Mastrandrea M. D., Bilir T. E., Chatterjee M., Ebi K. L., Estrada Y. O., Genova R. C., Girma B., Kissel E. S., Levy A. N., MacCracken S., Mastrandrea P. R., White L. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 35-94.

Climate Change 2014б, 2014. Hijioka, Y., Lin E., Pereira J. J., Corlett R. T., Cui X., Insarov G. E., Lasco R. D., Lindgren E., Surjan A., Asia. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Barros, V. R., Field C. B., Dokken D. J., Mastrandrea M. D., Mach K. J., Bilir T. E., Chatterjee M., Ebi K. L., Estrada Y. O., Genova R. C., Girma B., Kissel E. S., Levy A. N., MacCracken S., Mastrandrea P. R., White L. L. (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 1327-1370.

Climate Change and Biodiversity. 2002. Authors: Gitay H., Suarez A., Watson R., Anisimov O., Chapin F. S., Cruz R., Finlayson M., Hohenstein W., Insarov G., Kundzewicz Z., Leemans R., Magadza C., Noble I., Nurse L., Price J., Ravindranath N. H., Root T., Scholes B., Villamizar A., Rumei, Published by Intergovernmental Panel on Climate Change, 77 pp.

Delbart N., Toan T. L., Kergoat L., Fedotova V., 2006. Remote sensing of spring phenology in boreal regions: A free of snow effect method using NOAA-AVHRR and SPOT-VGT data (1982–2004), Remote Sensing of Environment, vol. 101, pp. 52–62.

Delbart N., Picard G., Toan T. L., Kergoat L., Quegan S., Woodward I., Dye D., Fedotova V., 2008. Spring phenology in boreal Eurasia over a

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 503

nearly century time scale, Global Change Biology, vol. 14, pp. 603–614.

Dolman A. J., Shvidenko A., Schepaschenko D., Ciais P., Tchebakova N., Chen T., van der Molen M. K., Belelli Marchesini L., Maximov T. C., Maksyutov S., Schulze E.-D., 2012. An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory-based, eddy covariance and inversion method, Biogeosciences, vol. 9, pp. 5323–5340. doi:10.5194/bg-9-5323-2012.

Dulamsuren C., Hauck M., Leuschner C., 2010. Recent drought stress leads to growth reductions in Larix sibirica in the western Khentey, Mongolia, Global Change Biology, vol. 16, no. 11, pp. 3024–3035.

Durner G. M., Douglas D. C., Nielson R. M., Amstrup S. C., McDonald T. L, Stirling I., Mauritzen M., Born E.W., Wiig O., DeWeaver E., Serreze M. C., Belikov S. E., Holland M. M., Maslanik J., Aars J., Bailey D. A., Derocher A. E., 2009. Predicting 21st-century polar bear habitat distribution from global climate models, Ecological Monographs, vol. 79, no. 1, pp. 25–58.

Efremov D. F., Shvidenko A. Z., 2004. Long-period ecological consequences of catastrophic fires in forests of the Russian Far East and their contribution in global processes, International Forest Fire News, no. 32, pp. 43-49.

Flannigan M., Stocks B., Turetsky M., Wotton M., 2009. Impacts of climate change on fire activity and fire management in the circumpolar boreal forest, Global Change Biology, vol. 15, no. 15, pp. 549–560.

Franks P. J., Adams M. A., Amthor J. S., Barbour M. M., Berry J. A., Ellsworth D. S., Farquhar G. D., Ghannoum O., Lloyd J., McDowell N., Norby R. J., Tissue D. T., von Caemmerer S., 2013. Sensitivity of plants to changing atmospheric CO_2 concentration: from the geological past to the next century, New Phytologist, vol. 197, no. 4, pp. 1077–1094.

Garrett K. A., Dendy S. P., Frank E. E., Rouse M. N., Travers S. E., 2006. Climate change effects on plant disease: genomes to ecosystems, Annual Review of Phytopathology, vol. 44, pp. 489–509.

Gedalof Z., Berg A. A., 2010. Tree ring evidence for limited direct CO_2 fertilization of forests over the 20th century, Global Biogeochemical Cycles, vol. 24, GB3027.

GLORIA, 2013. Global Observation Research Initiative in Alpine Environments. http://www.gloria.ac.at/ (последний просмотр 13.12.2013).

Golubyatnikov L. L., Denisenko E. A., 2007. Model estimates of climate change impact on habitats of zonal vegetation for the plain territories of Russia, Biology Bulletin, vol. 34, no. 2, pp. 170–184.

Govindasamy B., Thompson S., Mirin A., Wickett M., Caldeira K., Delire C., 2005. Increase of carbon cycle feedback with climate sensitivity: Results from a coupled climate and carbon cycle model, Tellus, vol. 57B, pp. 153–163.

Grebmeier J. M., 2012. Shifting patterns of life in the Pacific Arctic and Sub-Arctic seas, Annual Review of Marine Science, vol. 4, no. 1, pp. 63–78.

Grissino-Mayer H. D., Fritts H. C., 1997. The international tree-ring data bank: an enhanced global database serving the global scientific community, Holocene, vol. 7, pp. 235–238, doi:10.1177/095968369700700212.

Groisman P. Ya., Sherstyukov B. G., Razuvaev V. N., Knight R. W., Enloe J. G., Stroumentova N. S., Whitfield P. H., Forland E., Hannsen-Bauer I., Tuomenvirta H., Aleksandersson H., Mescherskaya A. V., Karl T. R., 2007. Potential forest fire danger over Northern Eurasia: Changes during the 20th century, Global and Planetary Change, vol. 56, no. 3-4, pp. 371–386.

Grosso S. D., Parton W., Stohlgren T., Zheng D., Bachelet D., Prince S., Hibbard K., Olson R., 2008. Global potential net primary production predicted from vegetation class, precipitation, and temperature, Ecology, vol. 89, no. 8, pp. 2117–2126.

Gunderson C. A., Edwards N. T., Walker A. V., O'Hara K. H., Campion C. M., Hanson P. J., 2012. Forest phenology and a warmer climate – growing season extension in relation to climatic provenance, Global Change Biology, vol. 18, no. 6, pp. 2008–2025.

Hantemirov R. M., Shiyatov S. G., Gorlanova L. A., 2011. Dendroclimatic study of Siberian juniper

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 504

(Juniperus sibirica Burgsd), Dendrochronologia, vol. 29, no. 2, pp. 119-122. doi: 10.1016/j.dendro. 2010.05.001.

Holdridge L. R., 1967. Life Zone Ecology, San Jose, Tropical Science Center, 149 p.

Hunter C. M., Caswell H., Runge M. C., Regehr E. V., Amstrup S. C., Stirling I., 2010. Climate change threatens polar bear populations: a stochastic demographic analysis, Ecology, vol. 91, no. 10, pp. 2883–2897.

Insarov G., 2002. A method for detecting large–scale environmental change with lichens, Chapter 42 in: Monitoring with Lichens – Monitoring Lichens, Nimis, P. L., Scheidegger, C., Wolseley, P. A. (eds.), The Hague, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, pp. 399–403.

Jay C. V., Marcot B. G., Douglas D. C., 2010. Projected status of the Pacific walrus (Odobenus rosmarus divergens) in the 21st century, Administrative Report Submitted to the U.S. Fish and Wildlife Service, U.S. Geological Survey, 90 pp.

Jeong S.-J., Ho C.-H. I., Gim H.-J.U., Brown M. E., 2011. Phenology shifts at start vs. end of growing season in temperate vegetation over the Northern Hemisphere for the period 1982–2008, Global Change Biology, vol. 17, no. 7, pp. 2385–2399.

Kaplan J. O., Bigelow N. H., Prentice I. C., Harrison S. P., Bartlein P. J. et al., 2003. Climate change and Arctic ecosystems: 2. Modeling, paleodata-model comparisons, and future projections, Journal of Geophysical Research, vol. 108, no. D19, 8171, doi:10.1029/2002JD002559.

Kaplan J. O., New M., 2006. Arctic climate change with a 2°C global warming: Timing, climate patterns and vegetation change, Climatic Change, vol. 79, no. 3/4, pp. 213–241.

Kharuk V. I., Ranson K. J., Im S. T., Naurzbaev M. M., 2006. Forest-tundra larch forests and climatic trends, Russian Journal of Ecology, vol. 37, no. 5, pp. 291–298.

Kharuk V. I., Im S. T., Dvinskaya M. L., 2010. Forest-tundra ecotone response to climate change in the Western Sayan Mountains, Siberia, Scandinavian Journal of Forest Research, vol. 25, no. 3, pp. 224–233.

Kharuk V. I., Ranson K. J., Dvinskaya M. L., Im S., 2011. Wildfires in northern Siberian larch dominated communities, Environmental Research Letter, no. 6, 045208, doi: 10.1088/1748-9326/6/4/045208.

Kim Y., Kimball J. S., Zhang K., McDonald K. C., 2012. Satellite detection of increasing Northern Hemisphere non-frozen seasons from 1979 to 2008: Implications for regional vegetation growth, Remote Sensing of Environment, vol. 121, pp. 472–487.

Kimball J. S., Zhao M., McDonald K. C., Running S. W., 2006. Satellite remote sensing of terrestrial net primary production for the pan-Arctic basin and Alaska, Mitigation and Adaptation Srategies for Global Change, vol. 11, no. 4, pp. 783–804.

Kirdyanov A. V., Hagedorn F., Knorre A. A., Fedotova E. V., Vaganov E. A., Naurzbaev M. M., Moiseev P. A., Rigling A., 2011. 20th century tree-line advance and vegetation changes along an altitudinal transect in the Putorana Mountains, northern Siberia, Boreas, vol. 41, pp. 56–67. doi:10.1111/j.1502–3885.2011.00214.x.

Krankina O. N., Dixon R. K., Kirilenko A. P., Kobak K. I., 1997. Global climate change adaptation: Examples from Russian boreal forests, Climatic Change, vol. 36, no. 1–2, pp. 197–216.

Kurganova I. N., Kudeyarov V. N., Lopes de Gerenyu V. O., 2010. Updated estimate of carbon balance on Russian territory, Tellus, vol. 62B, pp. 497–505.

Lenton T. M., 2012. Arctic climate tipping points, Ambio, vol. 41, pp. 10–22.

Lloyd J., Farquhar G. D., 1996. The CO_2 dependnce of photosynthesis, plant growth responses to elevated atmospheric CO_2 concentrations, and their interaction with soil nutrient status. I. General principles and forest ecosystems, Functional Ecology, vol. 10, no. 1, pp. 4–32.

Lloyd A. H., Bunn A. G, 2007. Responses of the circumpolar boreal forest to 20th century climate variability, Environmental Research Letters, vol. 2, pp. 1–13.

Lucht W., Schaphoff S., Erbrecht T., Heyder U., Cramer W., 2006. Terrestrial vegetation redistribution and carbon balance under climate change, Carbon Balance and Management, vol. 1, pp. 1–7.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 505

MacCracken J. G., 2012. Pacific walrus and climate change: observations and predictions, Ecology and Evolution, vol. 2, no. 8, pp. 2072–2090.

MacDonald G. M., Velichko A. A., Kremenetski C. V., Borisova O. K., Goleva A. A., Andreev A. A., Cwynar L. C., Riding R. T., Forman S. L., Edwards T. W. D., Aravena R., Hammarlund D., Szeicz J. M., Gattaulin V. N., 2000. Holocene treeline history and climate change across northern Eurasia, Quaternary Research, vol. 53, no. 3, pp. 302–311. Doi: 10.1006/qres.1999.2123

Mazepa V., Shiyatov S., Devi N., 2011. Climate-driven change of the stand age structure in the Polar Ural Mountains, Climate Change–Geophysical Foundations and Ecological Effects, Croatia: In Tech. pp. 377–402.

McGuire A. D., Anderson L. G., Christensen T. R., Dallimore S., Guo L., Hayes D. J., Heinmann M., Lorenson T. D., Macdonald R. W., Roulet N., 2009. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change, Ecological Monographs, vol. 79, no. 4, pp. 523–555.

Minayeva T., Sirin A., 2010. Arctic peatlands, in: Arctic Biodiversity Trends – Selected indicators of change, CAFF International Secretariat, Akureyri, Iceland, May 2010, pp. 71–74.

Minin A. A., 2012. Some aspects of interrelations between terrestrial ecosystems and the changing climate, Biology Bulletin Reviews, vol. 2, no. 2, pp. 176–182.

Moiseev P. A., Bartysh A. A., Nagimov Z. Y., 2010. Climate changes and tree stand dynamics at the upper limit of their growth in the North Ural mountains, Russian Journal of Ecology, vol. 41, no. 6, pp. 486–497.

Nikolaev A. N., Isaev A. P., Fedorov P. P., 2011. Radial Increment of Larch and Pine in Central Yakutia as Dependent on Climate Change over the Past 120 Years, Russian Journal of Ecology, vol. 42, no. 4, pp. 263–269.

Nilsson S., Shvidenko A., Stolbovoi V., Gluck V., Mattias J., Obersteiner M., 2000. Full carbon account for Russia, IIASA Interim Report, no. 1R-00-021, Luxenburg: IIASA, 181 p.

Nowak R. S., Ellsworth D. S., Smith S. D., 2004. Tansley review: Functional responses of plants to elevated atmospheric CO_2 - Do photosynthetic and productivity data from FACE experiments support early predictions? New Phytologist, vol. 162, no. 2, pp. 253–280.

Osawa A., Matsuura Y., Kajimoto T., 2010. Characteristics of permafrost forests in Siberia and potential responses to warming climate, in: Permafrost Ecosystems: Siberian Larch Forests Osawa, A., Zyryanova O. A., Matsuura Y., Kajimoto T., Wein R.W. (eds.), Springer, Berlin, pp. 459–481.

Pan Y., Birdsey R. A., Fang J., Houghton R., Kauppi P. E., Kurz W. A., Phillips O. L., Shvidenko A., Lewis S. L., Canadell J. G., Ciais P., Jackson R. B., Pacala S. W., McGuire A. D., Piao S., Rautiainen A., Sitch S., Hayes D., 2011. A large and persistent carbon sink in the world's forests, Science, vol. 333, pp. 988–993.

Pau S., Wolkovich E. M., Cook B. I., Davies J. T., Kraft N. J. B., Bolmgren K., Betancourt J. L., Cleland E. E., 2011. Predicting phenology by integrating ecology, evolution and climate science, Global Change Biology, vol. 17, no. 12, pp. 3633–3643.

Picard G., Quegan S., Delbart N., Lomas M. R., Le Toan T., Woodward F. I., 2005. Bud-burst modelling in Siberia and its impact on quantifying the carbon budget, Global Change Biology, vol. 11, no. 12, pp. 2164–2176.

Potapov P., Turubanova S., Hansen M. C., 2011. Regional-scale boreal forest cover and change mapping using Landsat data composites for European Russia, Remote Sensing of Environment, vol. 115, no. 2, pp. 548–561.

Richardson A. D., Anderson R. S., Arain M. A., Barr A. G., Bohrer G., Chen G., Chen J. M., Ciais P., Davis K. J., Desai A. R., Dietze M. C., Dragoni D., Garrity S. R., Gough C. M., Grant R., Hollinger D. Y., Margolis H. A., McCaughey H., Migliavacca M., Monson R. K., Munge J. W., Poulter B., Raczka B. M., Ricciuto D. M., Sahoo A. K., Schaefer K., Tian H., Vargas R., Verbeeck H., Xiao J., Xue Y., 2012. Terrestrial biosphere models need better representation of vegetation phenology: results from the North American Carbon Program Site Synthesis, Global Change Biology, vol. 18, no. 2, pp. 566–584.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:11 PM Page 506

Sala A., Piper F., Hoch G., 2010. Physiological mechanisms of drought-induced tree mortality are far from being resolved, New Phytologist, vol. 186, pp. 274–281.

Schwartz M. D., Ahas R., Aasa A., 2006. Onset of spring starting earlier across the Northern Hemisphere, Global Change Biology, vol. 12, no. 2, pp. 343–351.

Shiyatov S. G., 2003. Rates of change in the upper treeline ecotone in the Polar Ural Mountains, PAGES News, vol. 11, no. 1, pp. 8–10.

Shuman J. K., Shugart H. H., O'Halloran T. L., 2011. Sensitivity of Siberian larch forests to climate change, Global Change Biology, vol. 17, no. 7, pp. 2370–2384.

Shvidenko A. Z., Gustafson E., McGuire A. D., Kharuk V. I., Schepaschenko D. G., Shugart H. H., Tchebakova N. N., Vygodskaya A. A., Onuchin D. J., Hayes I., McCallum S., Maksyutov L. N., Mukhortova M. V., Soja A. J., Belelli-Marchesini L., Kurbatova J. A., Oltchev A. V., Parfenova E. I. Shuman J. K., 2012. Terrestrial Ecosystems and Their Change, Chapter 6 in: P. Ya. Groisman and G. Gutman (eds.), Regional environmental changes in Siberia and their global consequences, Springer, pp. 171–249.

Silva L. C. R., Anand M., 2013. Probing for the influence of atmospheric CO_2 and climate change on forest ecosystems across biomes, Global Ecology and Biogeography, vol. 22, no. 1, pp. 83–92.

Sitch S., Smith B., Prentice I. C., Arneth A., Bondeau A., Cramer W., Kaplan J. O., Levis S., Lucht W., Sykes M. T., Thonicke K., Venevsky S., 2003. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model, Global Change Biology, vol. 9, no. 2, pp. 161–185.

Sitch S., McGuire A. D., Kimball J., Gedney N., Gamon J., Engstrom R., Wolf A., Zhuang Q., Clein J., McDonald K.C., 2007. Assessing the carbon balance of circumpolar Arctic tundra using remote sensing and process modeling, Ecological Applications, vol. 17, no. 1, pp. 213–234.

Sitch S., Huntingford C., Gedney N., Levy P. E., Lomas M., Piao S. L., Betts R., Ciais P., Cox P., Friedlingstein P., Jones C. D., Prentice I. C., Woodward F. I., 2008. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs), Global Change Biology, vol. 14, no. 9, pp. 2015–2039.

Soja A. J., Tchebakova N. M., French N. H. F., Flannigan M. D., Shugart H. H., Stocks B. J., Sukhinin A. I., Parfenova E. I., Chapin III F. S., Stackhouse P. W., 2007. Climate-induced boreal forest change: Predictions versus current observations, Global and Planetary Change, vol. 56, no. 3-4, pp. 274–296.

Stockli R., Rutishauser T., Baker I., Liniger M. A., Denning A. S., 2011. A global reanalysis of vegetation phenology, Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, vol. 116, Iss. G3, G03020.

Sukhinin A. I., French N. H. F., Kasischke E. S., Hewson J. H., Soja A. J., Csiszar I. A., Hyer E. J., Loboda T., Conard S. G., Romasko V. I., Pavlichenko E. A., Miskiv S. I., Slinkina O. A., 2004. AVHRR-based mapping of fires in Russia: new products for fire management and carbon cycle studies, Remote Sensing of Environment, vol. 93, no. 4, pp. 546–564.

Tchebakova N. M., Parfenova E. I., Soja A. J., 2009. Effects of climate, permafrost and fire on vegetation change in Siberia in a changing climate, Environmental Research Letters, vol. 4, 045013.

Tchebakova N. M., Rehfeldt G. E., Parfenova E. I., 2010. From vegetation zones to climatypes: effects of climate warming on Siberian ecosystems, in: Permafrost Ecosystems, Osawa, A., Zyryanova O. A., Matsuura Y., Kajimoto T., Wein R. W. (eds.), Springer, pp. 427–446

Terrier A., Girardin M. P., Perie C., Legendre P., Bergeron Y., 2013. Potential changes in forest composition could reduce impacts of climate change on boreal wildfires, Ecological Applications, vol. 23, no. 1, pp. 21-35.

Woodward F. I. Lomas M. R., 2004. Vegetation dynamics – simulating responses to climatic change, Biological Reviews, vol. 79, no. 3, pp. 643–670.

Xu C., Li Y., Hu J., Yang X., Sheng S., Liu M., 2012. Evaluating the difference between the nor-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:31 PM Page 507

malized difference vegetation index and net primary productivity as the indicators of vegetation vigor assessment at landscape scale, Environmental Monitoring and Assessment, vol. 184, pp. 1275–1286.

Yan X. D., Shugart H. H., 2005. FAREAST: a forest gap model to simulate dynamics and patterns of eastern Eurasian forests, Journal of Biogeography, vol. 32, pp. 1641–58.

Yue T.-X., Fan Z.-M., Chen C.-F., Sun X.-F., Li B.-L., 2011. Surface modelling of global terrestrial ecosystems under three climate change scenarios, Ecological Modelling, vol. 222, no. 14, pp. 2342–2361.

Zhang N., Yasunari T., Ohta T., 2011. Dynamics of the larch taiga–permafrost coupled system in Siberia under climate change, Environmental Research Letters, vol. 6, 024003.

ГЛАВА 4.5. УГЛЕРОДНЫЙ БАЛАНС ПОЧВ: ПОСЛЕДСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

А. А. Романовская

О. А. Анисимов, И. Н. Курганова, А. С. Комаров, Л. В. Мухортова, Л. А. Поздняков, В. А. Романенков, А. А. Сирин, А. Л. Степанов, Н. В. Хабаров, А. З. Швиденко, Д. Г. Щепащенко

4.5.1. Введение

Обширные территории Северной Евразии аккумулировали на протяжении веков огромное количество почвенного углерода. Пул почвенного углерода, включая торфяные залежи, на территории РФ составляет 298–342 Гт С для слоя 0–100 см или 18–23% мировых запасов углерода в педосфере. С учетом слоя 100–200 см, пул педогенного углерода на территории России может быть увеличен в среднем на 64 Гт С (до 384 Гт С), а его доля в мировых запасах – до 25% (рис. 4.5.1), (Yu et al., 2011). Время нахождения углерода в почве составляет от года до десятков лет (для растительных остатков) и от сотен до тысяч лет (для гумуса почвы). Поэтому особенности поведения и стабильность почвенного углерода в контексте климатических изменений имеют огромное значение для всей нашей планеты.

Изменения в состоянии атмосферы, происходящие, в том числе и за счет разложения почвенного органического вещества (soil organic matter – SOM) и вызванной этим эмиссии диоксида углерода, способны вызвать целый каскад процессов, связанных между собой по механизмам положительных и отрицательных обратных связей. Наиболее очевидные и изученные явления – это, с одной стороны, усиление минерализации SOM при потеплении климата (т. е. увеличение гетеротрофного дыхания почвы), а с другой, – стимулирование роста растительности, как вследствие повышения температуры, так и благодаря росту концентрации атмосферного CO_2. Понимание баланса между этими процессами имеет первостепенную важность, поскольку он определяет ответную реакцию почвы и биосферы в целом на глобальное потепление – положительную или отрицательную.

Стимулирование продуктивности растительности при изменении климата может происходить в результате повышения концентрации атмосферного CO_2 и под влиянием увеличения доступности почвенного азота для растений. Поскольку в лесных экосистемах азот является лимитирующим фактором, то следует ожидать усиления фотосинтетической активности и поглощения CO_2 за счет усиления азотного питания при повышении температуры именно в этих типах экосистем (Melillo et al., 2002). Перераспределение запасов углерода и азота в системе почва – растение при повышении температуры было подтверждено результатами моделирования для лесных экосистем в работе (Shanin et al., 2011).

При прогнозировании изменений микробной минерализации почвенного органического вещества нельзя ограничиваться лишь одним фактором, и, изучая влияние температуры, необходимо учитывать изменения влажности и других параметров. Считается, что глобальное потепление вызовет ускорение круговорота воды, то есть усиление как испарения, так и количества осадков примерно на 3.4% на 1°С в целом по земному

OD-2-1-3n 12/15/14 4:31 PM Page 508

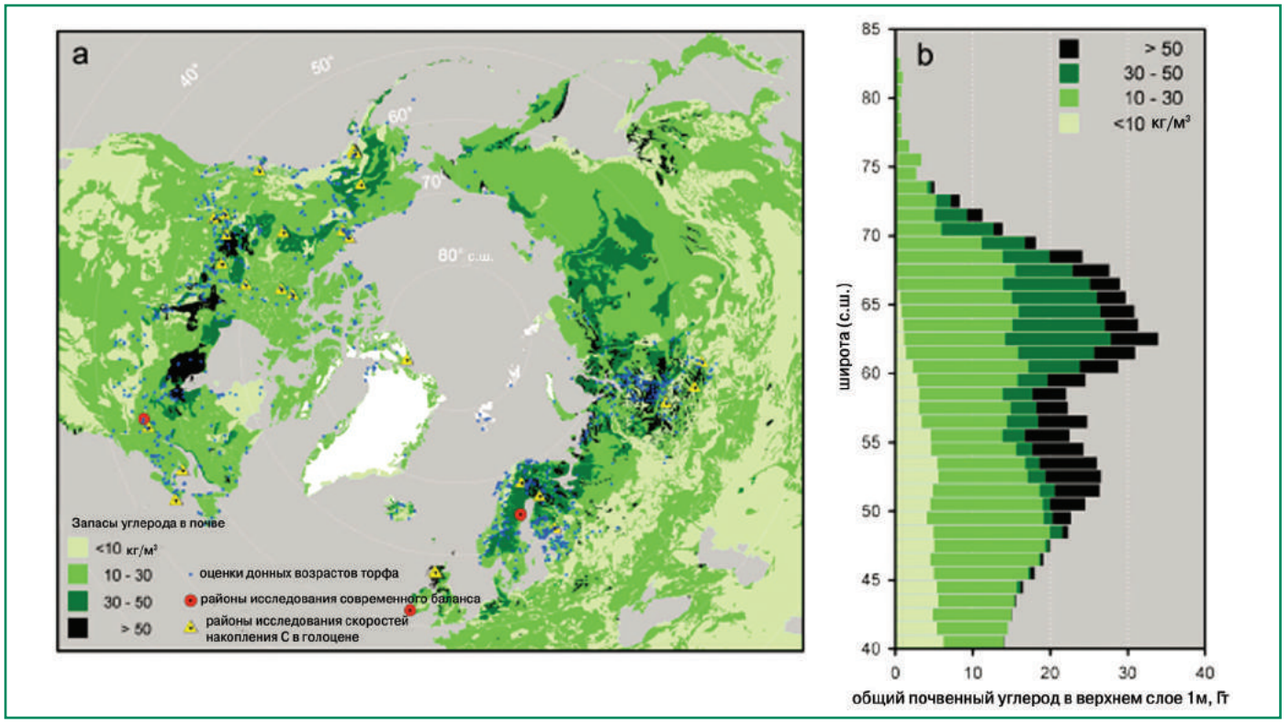


Рис. 4.5.1. Распределение запасов углерода почв и торфяных залежей в околополярной области Арктики: a) карта расположения торфяников, для которых получены оценки донных возрастов и рассчитаны скорости накопления углерода в течение 12 000 лет (голоцен), кг С/м². В ячейках сетки преобладают торфяники с запасом более чем 30 кг кг С/м² в верхнем метровом слое почвы; b) широтное распределение общего почвенного углерода с различной плотностью, Гт С (по: Yu et al., 2011).

шару (Huntington, 2006). В среднем по России количество осадков увеличится (Robock et al., 2000). При этом в районах центральной и европейской частей России (ЦЧР и ЕЧР соответственно) прогнозируется некоторое перераспределение их выпадения между сезонами: сокращение количества осадков в летние месяцы (до –0.2 мм/сут К) и увеличение в течение других сезонов (Sitch et al., 2008) (подробнее см. главу 3.4 настоящего доклада). В южных регионах центральной России может повыситься вероятность засух (Sitch et al., 2008), что, по данным (Schindlbache et al., 2012; Курганова и др., 2011), значительно снижает эмиссию CO_2 почвами как в течение засушливого периода, так и после него, несмотря на увеличение температуры. Моделирование динамики запасов углерода SOM в течение XXI века на территории России показало, что только в ответ на прогнозируемое изменение влажности почвы, без учета других факторов (температуры, поступления углерода растительных остатков), запасы почвенного углерода могут увеличиться от +1 до +3 кг С/м² (Falloon et al., 2011).

Повышение влажности почвы может вызвать более широкое распространение анаэробных условий, а в сочетании с увеличением поступления углерода в почву в виде опада и корневых выделений – росту интенсивности метаногенеза (т. е. потенциально эмиссии CH_4) и денитрификации (эмиссии N_2O) (Groenigen et al., 2011).

По мнению специалистов, главной неопределенностью при прогнозировании изменений баланса почвенного углерода экосистем, а также дальнейшего изменения концентрации атмосферного CO_2 является определение устойчивости SOM в условиях глобального потепления (Knorr et al., 2005). И эта неопределенность обусловлена в значительной степени сложностью состава органического вещества почв, представляющего собой совокупность различных по доступности к разложению пулов. Рассматриваются пулы SOM разной устойчивости, включающие “лабильные” фракции и “инертный” углерод. Повышение температуры, как правило, приводит к увеличению

OD-2-1-3n 12/15/14 4:31 PM Page 509

эмиссии CO_2 за счет ускорения минерализации лабильного пула углерода (Melillo et al., 2002; Zhou et al., 2009). При глобальном потеплении по мере исчерпания запасов лабильной фракции SOM величина возросших выбросов CO_2 из почвы постепенно может вернуться к первоначальному уровню и положительная обратная связь, усиливающая потепление, перестанет функционировать (Knorr et al., 2005; Fang et al., 2005). Максимальные потери углерода и в абсолютном, и в относительном выражении предполагаются для почв бореальной и арктической зон, наиболее богатых запасами лабильного углерода.

Независимо от чувствительности инертного пула SOM к повышению температуры, почвенная эмиссия CO_2 при его разложении также увеличится, но в других временных масштабах, в течение десятилетий, после того, как исчезнет эффект разложения лабильной фракции SOM (Davidson, Janssens, 2006; Conant et al., 2011). Кроме того, в будущем может стать более заметна роль минерализации углерода не только поверхностного слоя, но и глубинных слоев бореальных почв (Fan et al., 2008).

В целом характерно, что прогревание дает значительный прирост эмиссии CO_2 в лесных почвах, со временем снижающийся, и вызывает незначительный прирост или даже подавление эмиссии в степных, тундровых почвах или почвах альпийских лугов (Melillo et al., 2002; Luo et al., 2001; Rustad et al., 2001). В отличие от минеральных почв, прогрев сфагновых болот дает устойчивое увеличение эмиссии CO_2 из почвы на 50–60% (Dorrepaal et al., 2009).

Оценки наблюдаемого и прогнозируемого изменения интенсивности фотосинтеза, запасов углерода биомассы природных экосистем и, соответственно, объемов поступления углерода в почвы с опадом даны в главе 4.4 настоящего доклада. В данной главе основное внимание уделено оценкам гетеротрофного дыхания почв (микробной минерализации SOM), а также изменениям запасов почвенного органического углерода различных экосистем.

4.5.2. Краткое изложение материалов ОД_РФ-1

Данные, приведенные в первом Оценочном докладе (2008а, б), свидетельствуют, что изменения климата способствовали увеличению потенциальных значений первичной продуктивности экосистем и содержания органического углерода в почве на большей части территории бывшего СССР в 1975–2004 гг. (Сиротенко, Абашина, 2008). Уменьшение потенциального содержания гумуса характерно в основном для тундровой зоны Сибири и пустынь Приаралья. Остальные очаги возможного уменьшения содержания гумуса – на юге Украины, Северном Кавказе и в Прикаспийской низменности – занимают небольшие площади. Практически на всей ЕЧР сложились условия, способствующие накоплению органического углерода в почве, но самые благоприятные для этого климатические условия сформировались в Азиатской части России (АЧР) южнее 60° с.ш. от Урала до побережья на Дальнем Востоке.

Сделан прогноз, что в будущем при дальнейших изменениях климатических условий на территории России потенциально возможно как увеличение поглощения CO_2 экосистемами суши, так и повышение интенсивности разложения мертвого органического вещества, содержащегося в почве, что может превратить экосистемы суши в источник CO_2 (Алексеев и др., 1999; МГЭИК, 2007).

Увеличение продолжительности периода биологической активности почв в календарном году в результате потепления климата в среднем на 1°С по всем природным зонам на территории России приведет к некоторому увеличению запасов гумуса на большей ее части – в почвах северных регионов и в лесостепной зоне (Орлов, 1999). Для некоторых типов почв, например, дерново-подзолистых, это увеличение может составить до 30% от современных запасов. В почвах южных регионов может наблюдаться тенденция увеличения потерь почвенного органического углерода (до 15% современных запасов) из-за малой скорости гумусоаккумулятивного процесса и возможной аридизации климата.

Таким образом, ожидается, что при умеренном потеплении преобладающая часть почв России сможет накапливать углерод при сохранении достаточного уровня увлажненности почв. Сильное потепление и увеличение аридных площадей на юге страны могут сделать общий баланс почвенного углерода отрицательным.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:31 PM Page 510

По результатам модельных расчетов, выполненных во ВНИИСХМ (Сиротенко и др., 2004; 2007), ожидаемые изменения климата приведут к трансформации пахотных почв Нечерноземной зоны из источника в сток атмосферного CO_2. Ожидаемые изменения климатических условий на всей территории Нечерноземной зоны России будут способствовать увеличению приходной части углеродного баланса пахотных почв (в результате увеличения продуктивности агроэкосистем) и уменьшению расходной составляющей (в результате уменьшения влажности почвы и замедления процессов разложения органических веществ) (Оценочный доклад, 2008б, раздел 3.3.4).

Увеличение приповерхностной температуры воздуха повлияло и на состояние многолетнемерзлых пород на территории России. Отмечается сдвиг южной границы многолетней мерзлоты от 60–61° с.ш. (по состоянию на конец 1970-х гг.) до 62° с.ш. к 2000 г. (Анисимов и др., 2002). К середине XXI века температура многолетней мерзлоты может увеличиться на 1–2°С, глубины сезонного протаивания – на 10–50%, а южная граница криолитозоны может сместиться к северу на 100–200 км (Оценочный доклад, 2008б, раздел 3.7.2).

4.5.3. Оценка дыхания почв России

4.5.3.1. Наблюдаемое состояние дыхания почв России и его изменения в зависимости от меняющихся климатических факторов

Функции наземных экосистем в качестве источников или стоков CO_2 определяются балансом между его газообразными потерями в атмосферу в результате дыхания, ассимиляцией в процессе фотосинтеза, миграцией углерода с внутрипочвенным и эрозионным стоком и др. Разность между количеством углерода, ассимилированным растениями в процессе фотосинтеза (*GPP*) и углеродом, который в форме CO_2 выделяется при дыхании экосистемы (*Rh*), равна величине чистой экосистемной продукции (*NEP*) (1). Дисбаланс между продукцией и деструкцией органического углерода определяет то его количество, которое выводится из цикла органического углерода ($C_{орг}$), закрепляясь в почве в виде гумусовых веществ, и выражается в изменении концентрации CO_2 в атмосфере (Заварзин, 2004):

$$NEP = GPP - Rh \qquad (1)$$

Дыхание экосистемы подразделяется на дыхание надземных органов растений (*RAg*) и дыхание почвы (*RS*), которое в свою очередь, разделяется на дыхание корней (*RR*) и дыхание микроорганизмов или гетеротрофное дыхание почвы (*MR*):

$$NEP = GPP - RAg - RS, \text{ где} \qquad (2)$$

$$RS = RR + MR \qquad (3)$$

Для естественных экосистем уравнение (1) может быть записано в следующем виде:

$$NEP = NPP - MR \qquad (4)$$

где *NPP* – чистая первичная продукция, равная разнице валовой продукции органического вещества, ассимилированной растениями при фотосинтезе, и затратами этой энергии на дыхание, т. е.

$$NPP = GPP - RAg - RR \qquad (5)$$

В экосистемах, где происходит отчуждение растительной продукции, приходная статья баланса углерода равна *NPP* за вычетом отчуждения с урожаем основной и побочной продукции. В пахотных почвах возможно дополнительное поступление углерода с органическими удобрениями.

Баланс углерода в почвах (*BS*) чаще всего оценивают по разности между поступлением в почву углерода растительных остатков (C_{plant}) в виде поверхностного и корневого опада и выделением CO_2 в результате процессов минерализации (разложения микроорганизмами) подстилки, опада и почвенного органического вещества, т. е. гетеротрофного дыхания почвы *MR*:

$$BS = C_{plant} - MR \qquad (6)$$

Поток диоксида углерода из почвы в атмосферу (*RS*) является, пожалуй, наименее изученным показателем углеродного цикла. Он зависит от

OD-2-1-3n 12/15/14 4:31 PM Page 511

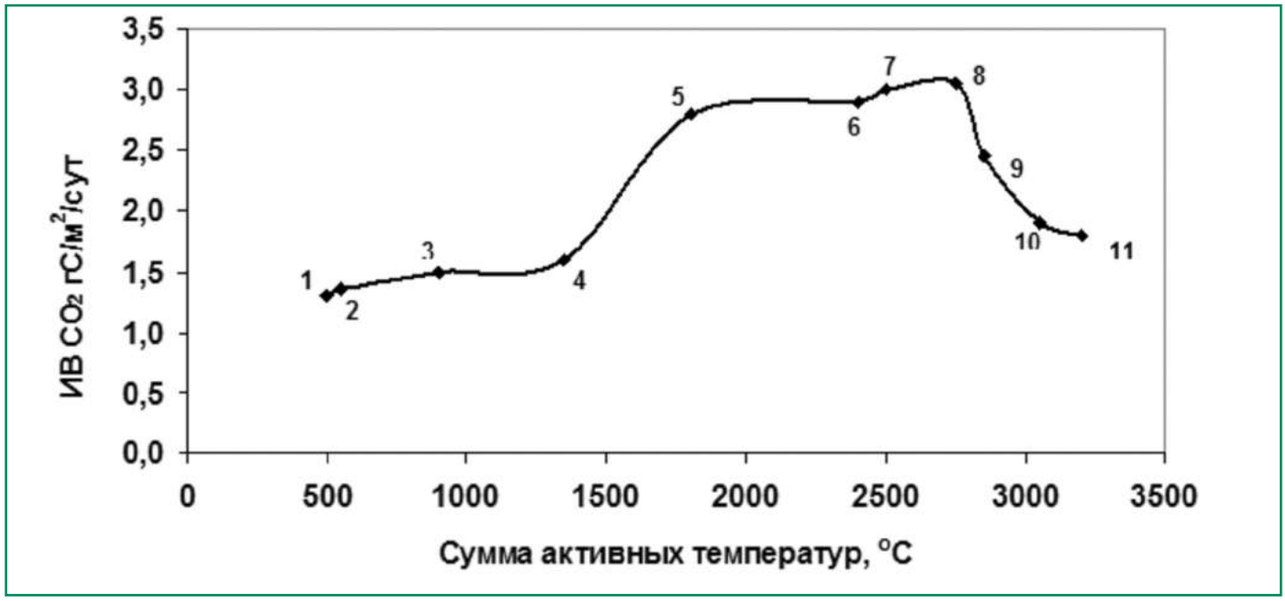


Рис. 4.5.2. Зависимость среднегодовой интенсивности выделения CO_2 из почв (ИВ) различных биоклиматических зон от суммы активных температур воздуха с порогом 10°С (Kudeyarov, Kurganova, 1998): 1 – аркто-тундровая; 2 – тундровая; 3 – лесотундровая; 4 – северотаежная; 5 – среднетаежная; 6 – южнотаежная; 7 – лесостепная (серые лесные почвы); 8 – лесостепная (черноземы выщелоченные); 9 – степная (черноземы обыкновенные); 10 – сухостепная (черноземы южные); 11 – сухостепная (темно- и светлокаштановые почвы).

многих факторов (типов почв и растительности, условия разложения органического вещества и пр.) и варьирует в пространстве и времени. Высокая трудоемкость измерения *RS*, особенно на протяжении длительных промежутков времени приводит к широкому диапазону оценок этого показателя для территории страны и сложности выполнения прогнозов.

В целом, современный суммарный годовой поток CO_2 из почв наземных экосистем нашей планеты, в соответствии с расчетами различных специалистов, оценивается в 50–77 Гт С/год (Schlesinger, 1977; 1999; Houghton, Woodwell, 1989; Houghton, 2003; Raich, Schlesinger, 1992; Raich et al., 2002), причем на долю Российской территории приходится всего 8–10% глобального почвенного потока CO_2. По оценкам Заварзина (2004) в России эмиссия CO_2 из почвы по меньшей мере в 8 раз превосходит эмиссию из индустриальных источников.

Первые ориентировочные оценки потоков диоксида углерода из почв различных климатических зон России и стран СНГ были сделаны Н. И. Базилевич и Л. Е. Родиным (1971). В монографии К. И. Кобак (1988) приводятся средние величины выделения CO_2 с поверхности почв мира (от 0.14–0.27 г С/(м^2 сут) в пустынных и горных почвах до 2.72–3.54 г С/(м^2 сут) в черноземах и черных тропических почвах). В работах (Кудеяров, 1994; Кудеяров и др., 1995) отмечается, что средняя скорость эмиссии диоксида углерода резко различными по своим свойствам почвами в течение вегетационного периода варьирует в очень небольших пределах 1.54–2.54 г С/(м^2 сут) Генеральное среднее из всей совокупности данных, включающих 154 объекта исследования и опирающееся на 63 литературных источника, составило 2.15 г С/(м^2 сут) (Кудеяров и др., 1995). Было показано (Kudeyarov, Kurganova, 1998), что в зональном ряду почв среднегодовая интенсивность *RS* зависела от суммы среднесуточных активных температур воздуха с порогом 10°С ($\Sigma T_{акт}$), увеличиваясь, при этом, только до определенной суммарной величины (≈2500–2800°С). Дальнейшее увеличение суммы активных температур сопровождалось резким снижением интенсивности *RS* из-за недостатка влаги, вызванного нарастанием аридности (рис. 4.5.2), что подтверждает необ-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:31 PM Page 512

Таблица 4.5.1. Сравнение оценок гетеротрофного дыхания (MR) почв России

***MR* всего по России, Гт С/год**	***MR* среднее, г С/(м² год)**	**Источник**
3.20	196	Nilsson et al., 2000; Stolbovoi, 2003
2.78	171	Kurganova, 2003; Кудеяров, Курганова, 2005; Курганова, 2010
2.73	168	Golubyatnikov, Svirezhev, 2008; Golubyatnikov, 2011
3.40	211	Щепащенко и др., 2011; Mukhortova et al., 2011; 2015

Таблица 4.5.2. Средние значения RS для почвенных типов по материалам базы данных (Bond-Lamberty, Thomson, 2010; Mukhortova et al., 2011, 2015)

№	**Типы почв**	**Среднее *RS*, г С/(м² год) ± 1 ст. откл.**
1	Криоземы	197 ± 118
2	Глееземы	540 ± 292
3	Подзолы	622 ± 266
4	Подбуры	413 ± 254
5	Текстурно-дифференцированные	785 ± 437
6	Торфянистые	577 ± 352
7	Торфяно-болотные	472 ± 274
8	Метаморфические	765 ± 399
9	Органо-аккумулятивные	582 ± 429
10	Аккумулятивно-гумусовые	723 ± 383
11	Вулканические	1114 ± 567
12	Аллювиальные	894 ± 650
13	Малогумусовые аккумулятивно-карбонатные	392 ± 233
14	Слаборазвитые	690 ± 447
15	Дерновые горные	367 ± 301

Примечание: RS– почвенное дыхание, определяемое как поток диоксида углерода из почвы в атмосферу.

ходимость многофакторного анализа при исследовании микробной минерализации SOM.

По оценкам, выполненным в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, величина общей эмиссии CO_2 (*RS*), а также микробное (*MR*) и корневое (*RR*) дыхание почв на территории РФ, по состоянию на 1990 г. составляли 5.67, 2.78 и 2.89 Гт С/год соответственно (Kurganova, 2003; Кудеяров, Курганова, 2005; Курганова 2010). В современной литературе имеется целый ряд оценок общего *MR* почв России (табл. 4.5.1).

Последняя из них выполнена в Международном Институте Прикладного Системного Анализа (IIASA, Австрия) на основе построенной модели RS в зависимости от группы почв, климатических параметров (среднегодовая температура, сумма активных температур воздуха, осадки, продолжительность безморозного периода, индекс увлажнения), типа растительности, нарушений и уровня продуктивности растительного покрова (Mukhortova et al., 2011, 2015; Щепащенко и др., 2011). Моделирование учитывало детальную информацию о почвах РФ (Фридланд, 1988), растительности и землепользовании (Schepaschenko et al., 2011a), а также 3.5 тыс. серий измерений почвенного дыхания (Bond-Lamberty, Thomson, 2010; Mukhortova et al., 2015). Модельные оценки строились не на основании средних климатических показателей, но на характеристике погоды в год проведения полевых измерений *RS* (ECMWF, 2011). Использование глобальной базы данных *RS* позволило учесть даже те варианты климата, которые не встречаются в настоящее время на территории РФ, но присутствуют в сценариях изменения климата (Щепащенко и др., 2011). В таблице 4.5.2 приведены средние значения *RS* для почвенных групп.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:32 PM Page 513

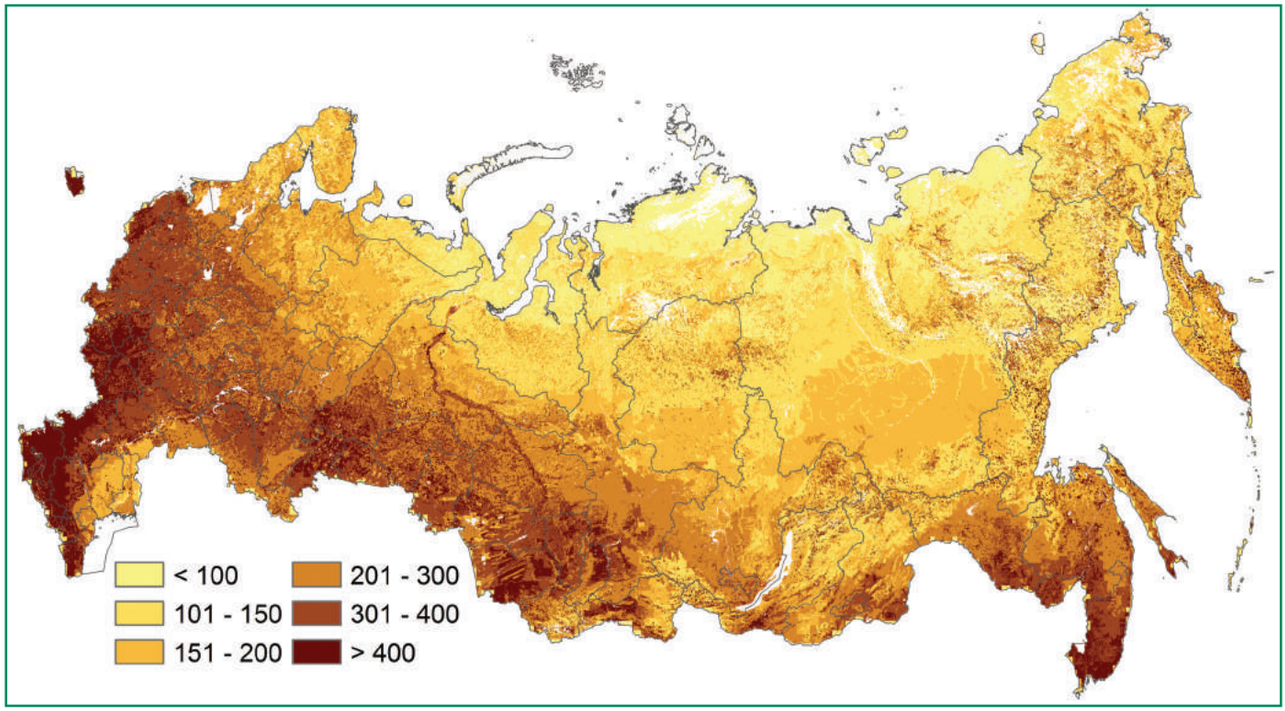


Рис. 4.5.3. Карта гетеротрофного дыхания почв России (г С/м² год) (Щепащенко и др., 2011).

Общее гетеротрофное почвенное дыхание *MR* для средних многолетних условий по данным (Щепащенко и др., 2011; Mukhortova et al., 2015) оценено в 3.4 Гт С/год или 211 т С/м² год. Полученное распределение *MR* по природным зонам и типам растительности представлено в таблице 4.5.3.

Пространственное распределение *MR* на территории страны представлено на рис. 4.5.3*.

Анализ динамики *MR* за период с 1996 по 2005 годы (рис. 4.5.4) показал, что в этот период *MR* превышало средние многолетние (1961–2008 гг.) значения на 4.4% в ЕЧР и на 2.1% в АЧР. Колебания *MR* в отдельные годы составляли от –6.8 до +13.9% относительно среднего многолетнего значения в ЕЧР и от –3.1 до +5.2% в АЧР. Рассматривая динамику *MR* в отдельных природных зонах можно отметить,

Таблица 4.5.3. Распределение средних величин интенсивности гетеротрофного почвенного дыхания по зонам природы и категориям земель(Щепащенко и др., 2011; Mukhortova et al., 2015)

Зона	Гетеротрофное дыхание, г С/(м² год) по категориям земель						
	лес	кустарники	травы	пахотные	прочие с/х земли	болота	Всего
Тундра	172	143	59	459	159	123	128
РТ & СТ	162	112	63	75	268	197	161
Ср. Т	194	170	162	267	311	280	197
Юж. Т	258	259	256	354	320	382	279
См. Л	315	227	416	320	354	516	337
Степь	290	242	267	334	332	769	334
ПП	213	118	217	154	185	407	200
Всего	204	151	143	333	311	237	211

Примечания. Зоны: “РТ & СТ”– редкостойная и северная тайга; “Ср. Т” – средняя тайга; “Юж. Т” – южная тайга; “См. Л” – смешанные леса; “ПП” – полупустыни и пустыни.

* Карта также доступа для просмотра в разрешении 1 км² по адресу http://Russia.geo-wiki.org.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:32 PM Page 514

Таблица 4.5.4. Изменение некоторых климатических показателей и гетеротрофного дыхания почв (MR) по сравнению с базовым периодом (1981–2000 гг.)

Период	Температура, °C		САТ (>10°C), °C		Осадки, мм/год		*MR*, г С/м²	
	изменение	*S*	изменение	*S*	изменение	*S*	изменение	*S*
2011–2030	+0.9	0.47	+86	56	+20	13	+6	3.5
2041–2060	+2.4	0.52	+262	50	+54	22	+17	4.8

S – стандартное отклонение; САТ – сумма среднесуточных активных температур воздуха с порогом 10°C.

что максимальная вариабельность этого показателя на фоне повышения его значений наблюдается в лесостепной и степной зонах ЕЧР (от –16 до +22%, прирост +8% к среднему многолетнему). В зоне южной тайги Сибири наблюдается небольшое (–0.6%) снижение уровня *MR*.

4.5.3.2. Прогнозируемые изменения дыхания почв России под влиянием дальнейшего изменения климата

Для прогноза изменения интенсивности *MR* на территории России также использована модель почвенного дыхания (Mukhortova et al., 2011, 2015). Климатические данные взяты из региональной климатической модели ГГО по сценарию МГЭИК А2 (Школьник и др., 2012). Проанализированы суточные данные с пространственным разрешением 0.25° в течение базового периода: 1981–2000 гг. и двух прогнозных: 2011–2030 и 2041–2060 гг. Прогноз изменения некоторых климатических параметров и *MR* представлен в таблице 4.5.4 (Shepaschenko et al., 2011b; Mukhortova et al., 2015).

Согласно полученным результатам, к 2020 году *MR* возрастет по сравнению с базовым периодом в среднем для страны на 6%, а к 2050 году на 17%, и может составить около 3.6 и 4.0 Гт С/год соответственно. Межгодовая вариа-

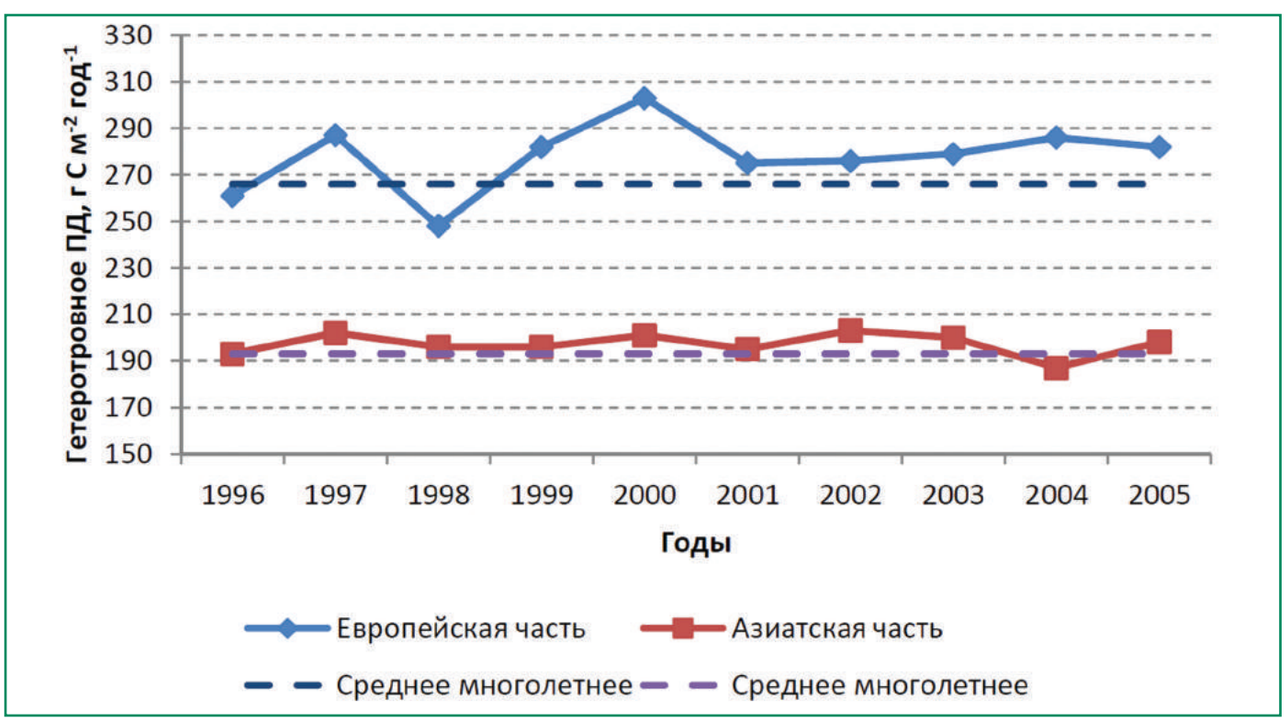


Рис. 4.5.4. Долговременные изменения гетеротрофного почвенного дыхания на территории России за период с 1996 по 2005 годы (Mukhortova et al., 2015).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 515

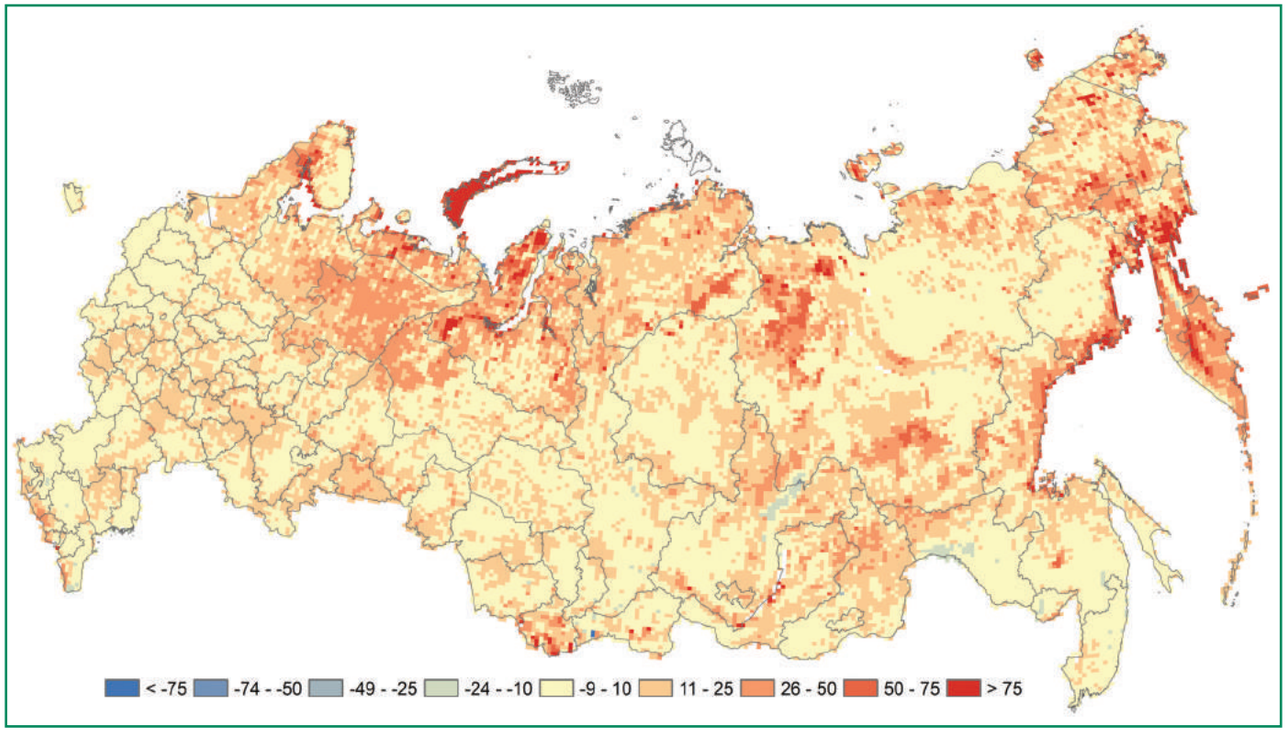


Рис. 4.5.5. Прогноз изменения гетеротрофного дыхания почв к 2050 году в процентах по сравнению с базовым периодом (1981–2000 гг.) (по: Schepaschenko et al., 2011b; Mukhortova et al., 2015).

ция *MR* со временем также растет. Таким образом, при увеличении суммы активных температур на 20% и осадков на 10% по сравнению с базовым периодом, дыхание почв, в среднем по стране, возрастает на 10%. Увеличение интенсивности *MR* и к 2020, и к 2050 году являются статистически значимыми. Пространственное распределение прогнозируемого изменения *MR* на территории страны представлено на рис. 4.5.5.

Географический анализ показывает, что, несмотря на общий тренд повышения дыхания, наблюдаются как зоны интенсивного роста, так и небольшие районы с понижением интенсивности дыхания. Такие понижения связаны с дефицитом осадков. Наиболее интенсивный рост почвенного дыхания наблюдается в зонах тундры и северной тайги, где температура является основным лимитирующим фактором и ее повышение дает существенный отклик.

4.5.4. Баланс углерода почв различных экосистем России

В настоящее время общий баланс углерода на территории России оценивается разными авторами по разному: в размере 0.83 Гт С/год в 2000–2004 г. (Ciais et al., 2010), 0.49 Гт С/год в 2005 г. (Shvidenko et al., 2009), 0.5–0.7 Гт С/год (Shvidenko et al., 2011) или 0.5–1.0 Гт С/год для 2000–2010 гг. (Курганова, 2010; Kurganova et al., 2010). Однако все эти данные свидетельствуют в пользу того, что экосистемы России выступают абсолютным стоком CO_2 атмосферы. Возможное распределение стока углерода на территории России с учетом типа экосистем (рис. 4.5.6) показало, что в среднем в 2000–2004 гг. около 70% накопленного С располагалось в лесных экосистемах, а на остальные типы биотопов (тундра+кустарники, степи+полупустыни, реки, ненарушенные торфяники) приходилось от 4 до 10% аккумулированного С (Ciais et al., 2010).

Современный глобальный сток углерода в наземные экосистемы планеты, в соответствии с различными оценками, варьирует от 2.0 до 2.7 Гт С/год (Steffen et al., 1998; Ito, 2003; Global Carbon Project, 2011), причем большая его часть (≈1.7 Гт С/год) приходится на экосистемы северных умеренных широт (Ciais et al., 1995). Наземные экосистемы России обеспечивают в настоя-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 516

щее время не менее 1/5 части глобального стока CO_2 атмосферы, главным образом за счет лесных территорий и зарастающих сельскохозяйственных угодий (Курганова, Кудеяров, 2012; Pan et al., 2011; Dolman et al., 2012). Значительная часть углерода поступает как в чистую продукцию экосистем, так и в его почвенный резервуар. Изменения этих составляющих углеродного стока в ответ на изменения климата неодинаковы в различных природно-климатических зонах. Ниже приводятся данные по распределению запасов и балансу углерода в почвах различных экосистем России.

4.5.4.1. Баланс углерода почв лесных экосистем

На долю лесных экосистем в России приходится около 3/4 площади, поэтому именно леса в значительной степени определяют баланс углерода на территории нашей страны. Основные компоненты углеродного баланса лесов России представлены в таблице 4.5.5.

Чистая первичная продукция (*NPP*) и гетеротрофное почвенное дыхание (*MR*) представляют собой наиболее существенные компоненты углеродного бюджета лесных экосистем. В среднем для страны *MR* составляет 65% от *NPP*, притом, что только 23% NPP аккумулируется лесами (Mukhortova et al., 2015). Расчеты полного баланса углерода, проведенные в IIASA, показали, что леса России являются безусловным стоком, который за период 2007–2009 гг. оценен величиной около 550 Мт С/год (Швиденко, Щепащенко, 2014). При этом сток в лесах ЕЧР составил 241 Мт С/год, что всего на 19% ниже накопления углерода в АЧР (304 Мт С/год), несмотря на разницу в чистой первичной продукции на этих территориях более 40% (760 и 1850 Мт С/год, соответственно). Это объясняется существенным различием в соотношении гетеротрофного дыхания почв к чистой первичной продукции (0.53 и 0.70 для ЕЧР и АЧР соответственно), а также значительными потерями углерода при лесных пожарах на АЧР, которые в среднем за рассматриваемый период составили около 4% от величины *NPP*, в то время как на Европейской части вклад пожаров не превышает 0.1% (табл. 4.5.5).

Общий запас углерода в лесных почвах, как правило, оценивается по накопленным базам данных (Замолодчиков и др., 2005; Честных, 1998; Честных и др., 1999), по картографической ин-

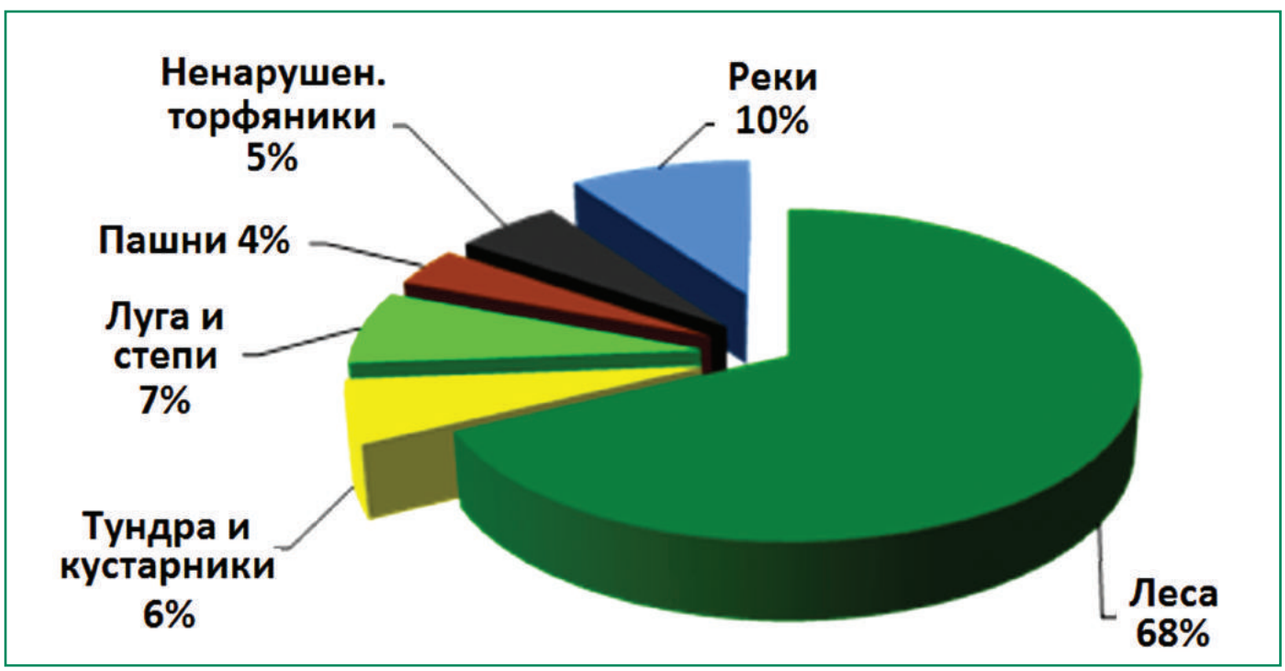


Рис. 4.5.6. Распределение стока углерода на территории России в 2000–2004 гг. в соответствии с типами экосистем (Ciais et al., 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 517

Таблица 4.5.5. Углеродный баланс лесов России (среднее за 2007–2009 гг), Мт С/год (Швиденко, Щепащенко, 2014)

Зоны	Потоки углерода, Мт С/год								
	NPP	*MR*	*CWD*	*FF*	*BEF*	*LF*	*FHL*	*NECB*	*NECB*, г С/м² год
				ЕЧР					
Тундра	12.0	7.4	0.5	0.0	0.1	0.1	0.0	3.9	96
ЛТ, РТ, СТ	105.0	56.6	5.6	0.1	2.9	0.7	1.0	38.1	111
Ср. Т	229.8	128.2	20.3	0.1	7.1	5.2	2.2	66.7	117
ЮТ	303.5	152.8	26.5	0.7	6.0	11.9	2.2	103.4	185
СШЛ	76.7	34.1	5.6	0.0	7.1	4.4	0.7	24.8	211
Степь	32.0	20.1	1.6	0.0	2.3	3.8	0.1	4.1	81
ППП	1.4	0.9	0.1	0.0	0.2	0.1	0.0	0.1	34
Итого	**760.4**	**400.1**	**60.2**	**0.9**	**25.7**	**26.2**	**6.2**	**241.1**	**143**
				АЧР					
Тундра	36.9	30.7	1.1	0.6	0.3	0.1	0.2	3.9	24
ЛТ, РТ, СТ	226.7	175.5	6.8	6.9	2.6	0.5	3.8	30.6	29
Ср. Т	1129.3	782.7	70.2	45.0	14.8	6.2	18.0	192.4	47
ЮТ	348.4	225.5	27.3	15.7	5.4	6.3	4.3	63.9	70
СШЛ	66.5	46.2	5.9	2.9	0.8	1.1	1.0	8.6	53
Степь	39.4	26.1	2.9	2.6	0.9	1.8	0.3	4.8	45
ППП	2.4	1.1	0.2	0.7	0.1	0.1	0.0	0.2	38
Итого	**1849.6**	**1287.8**	**114.4**	**74.4**	**24.9**	**16.1**	**27.6**	**304.4**	**47**
				Россия в целом					
Тундра	48.9	38.1	1.6	0.6	0.4	0.2	0.2	7.8	38
ЛТ, РТ, СТ	331.7	232.1	12.4	7.0	5.5	1.2	4.8	68.7	49
Ср. Т	1359.1	910.9	90.5	45.1	21.9	18.2	20.2	259.1	55
ЮТ	651.9	378.3	53.8	16.4	11.4	11.3	6.5	167.3	114
СШЛ	143.2	80.3	11.5	2.9	7.9	5.5	1.7	33.4	119
Степь	71.4	46.2	4.5	2.6	3.2	5.6	0.4	8.9	55
ППП	3.8	2.0	0.3	0.7	0.3	0.3	0.0	0.3	37
Всего	**2610.0**	**1687.9**	**174.6**	**75.3**	**50.6**	**42.3**	**33.8**	**545.5**	**66**

Сокращения: зоны: ЛТ, РТ, СТ – лесотундра, редкостойная и северная тайга; Ср. Т – средняя тайга; ЮТ – южная тайга, СШЛ – зона смешанных и широколиственных лесов умеренного пояса; ППП – зона полупустынь и пустынь. Потоки: *NPP* – чистая первичная продукция; *MR* – гетеротрофное почвенное дыхание; *CWD* – поток вследствие разложения древесного детрита; *FF* – эмиссии вследствие пожаров; *BEF* – эмиссии вследствие биогенных повреждений и неблагоприятных условий внешней среды; *LF* – эмиссии вследствие лесозаготовок и использования лесных древесных продуктов; *FHL* – потоки в гидросферу и литосферу; *NECB* (Net Ecosystem Carbon Budget) – чистый углеродный бюджет лесных экосистем.

формации (Stolbovoi, 2002; 2003), по их сочетанию с элементами моделирования (Щепащенко и др., 2013), а также по данным немногочисленных специализированных почвенных служб, которые могут дать оценки почвенного углерода в масштабах страны: Великобритания (Bellami et al., 2005), Бельгия (Lettens et al., 2005) и Швеция (Stehl et al., 2004). Оценку изменений в запасах SOM на региональном и национальном уровне проводят, как правило, с помощью математических моделей, использующих описания основных процессов и инициализирующий набор входных данных (Peltoniemi et al., 2007; Liski et al., 2006; Post et al., 2001; Lagergren et al., 2006). Обзоры некоторых моделей можно найти в работах (Комаров и др., 2007; Смагин и др., 2001; Чертов и др., 2007; Peltoniemi et al., 2007).

Для России разработано несколько математических моделей анализа древесной составляющей лесов с разной детализацией и разным уровнем применимости (Замолодчиков, 2011; 2012). Однако анализ динамики углерода лесных почв выпол-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 518

няется лишь с двумя моделями: CBM_CFS3, разработанной в Лесной службе Канады (Kurz et al., 2009) и системы моделей EFIMOD-ROMUL (Chertov et al., 2001; Komarov et al., 2003). Модель CBM_CFS3 применялась для оценки и прогноза углеродного бюджета лесов ряда российских регионов: Вологодской области, Северного Кавказа, Дальнего Востока (Бакаева и др., 2009; Замолодчиков и др., 2008; 2009). Система моделей EFIMOD-ROMUL (Комаров и др., 2007) разработана для анализа совместной динамики углерода почвы и растительности в лесных экосистемах России и ориентирована на структуры входных данных, которые могут быть получены из материалов российской лесной таксации и фрагментарных почвенных исследований в лесных экосистемах. В нее включены следующие составляющие: индивидуально-ориентированная модель древостоя, позволяющая моделировать динамику разновозрастных и смешанных древостоев; блок моделирования динамики органического вещества почвы ROMUL; статистический генератор температуры и влажности почвы SCLISS (Быховец, Комаров, 2002).

Одной из выходных переменных модели ROMUL является количество минерализованного гумуса, рассчитываемое как сумма всех потоков минерализации опада и SOM (Чертов и др., 2007). Значение этой выходной переменной может быть использовано для потенциальной оценки количества диоксида углерода, поступающего из почвы в атмосферу вследствие минерализации органического вещества почвы.

Система EFIMOD применялась для описания различных экологических процессов в лесных территориях локального или мелкорегионального масштаба: Данковского лесничества ОЛХ “Русский лес” (Комаров и др., 2006; Ханина и др., 2006), Мантуровского лесничества Костромской области (Шанин и др., 2010), Ленинградской области (Chertov et al., 2002), и ряда лесных территорий Голландии, Канады, Германии, Болгарии, Великобритании.

В качестве примера рассмотрим изменения компонентов почвы при изменениях климата для трех модельных территорий ЕЧР: 1 – Данковское лесничество (Московская область), 2 – Мантуровское лесничество (Костромская область), 3 – Железнодорожное лесничество (Республика Коми) (Шанин и др., 2010; Shanin et al., 2011; Komarov, Shanin, 2012). Авторами использовались два климатических сценария. Сценарий “стационарного климата” соответствует предположению, что в течение XXI века сохранятся климатические условия второй половины XX века. Для создания модельного сценария, учитывающего предполагаемые изменения климата на модельной территории, были использованы сценарии изменений глобального климата в XXI в., рассчитанные для сетки 0.5° × 0.5° (Mitchell et al., 2004). Был использован наиболее “экстремальный” вариант потепления, основанный на сценарии эмиссии парниковых газов A1FI (IPCC, 2000) и модели общей циркуляции атмосферы HadCM3 (Gordon et al., 2000). Данный сценарий предполагает для территории Мантуровского лесничества повышение среднегодовой температуры примерно на 7.2°C и количества осадков на 8% за последующие 100 лет. Для Железнодорожного лесничества среднегодовая температура повышается, согласно этому сценарию, на 7.5°C, а количество осадков – на 6%; для Данковского лесничества температура повышается на 7.5°C, а количество осадков падает на 1%. Такой экстремальный сценарий из рекомендованных для прогноза МГЭИК (2007) выбран не для конкретного прогноза, а для обнаружения тенденций изменений в динамике лесных экосистем при потеплении. При таком сценарии они выглядят наиболее определенно.

Для сравнения соотношения между чистой первичной продукцией (*NPP*) и эмиссией CO_2 из почвы (их разница демонстрирует закрепление углерода в экосистеме) была выбрана разница их средних годичных сумм за весь период моделирования. Мантуровское лесничество было выбрано как опорный модельный объект. Можно отметить, что изменения климата оказывают существенное влияние на продуктивность леса – разница по данному показателю между двумя климатическими сценариями составляет примерно 11–12% (рис. 4.5.7). При изменении климата уровень эмиссии углекислого газа возрастает примерно на 15%, поскольку повышение температуры и увеличение влажности ведет к ускорению процессов минерализации органического вещества в почве. Лесные пожары приводят к прямой эмиссии дио-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 519

ксида углерода вследствие сгорания органических соединений, а также к дополнительным послепожарным эмиссиям, вызванным разложением погибших деревьев. Как следствие, эмиссия углекислого газа в сценариях с пожарами существенно выше. Аналогичные показатели, рассчитанные для Данковского и Железнодорожного лесничеств, очень схожи с показателями для Мантуровского лесничества. В сценарии без рубок лесные экосистемы во всех трех районах функционируют как стоки, а во всех остальных сценариях являются источниками углерода (Шанин и др., 2010; Shanin et al., 2011; Komarov, Shanin, 2012).

При потеплении бюджет углерода во всех лесохозяйственных сценариях превышает по своему абсолютному значению аналогичный показатель для стационарного климата (Шанин и др., 2010). В первом сценарии это превышение идет в положительную сторону (повышение продуктивности древостоев за счет потепления перекрывает увеличение объемов эмиссии углекислого газа), а в трех других – в отрицательную (вследствие повышения продуктивности насаждений возрастает и количество древесины, изымаемой при рубках; также свою роль играет возросшая интенсивность лесных пожаров).

Следует учесть, что неопределенность модельных подходов значительна. Работы по применению различных ансамблей глобальных динамических моделей растительности (DGVM –

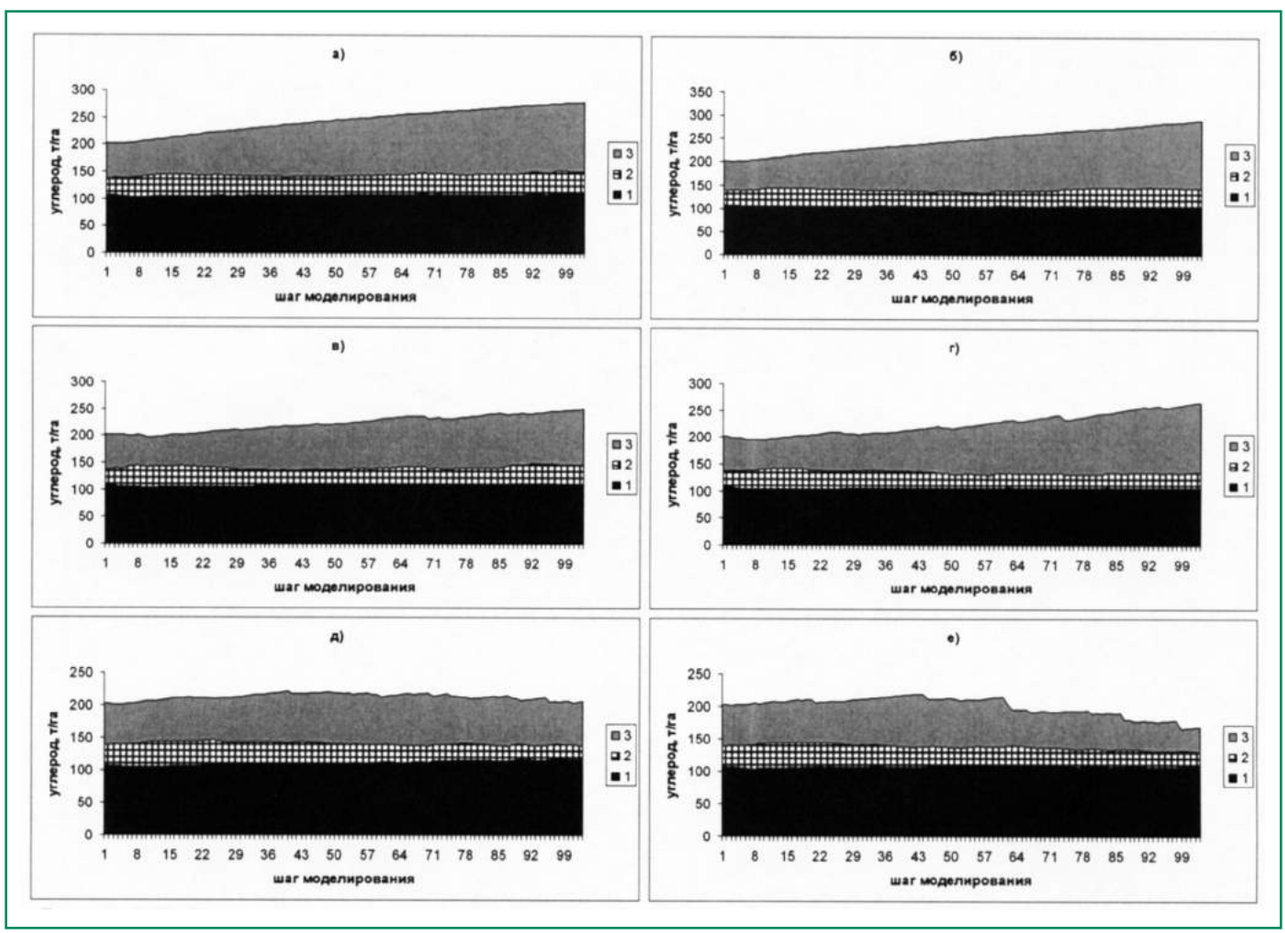


Рис. 4.5.7. Динамика запасов углерода в Мантуровском лесничестве на примере ельника черничного при различных сценариях лесопользования (Комаров и др., 2006): а) – без воздействий при стационарном климате, б) – без воздействий с изменением климата, в) – с пожарами при стационарном климате, г) – с пожарами при изменении климата, д) – с выборочными рубками при стационарном климате, е) – со сплошными рубками при стационарном климате. Временной шаг моделирования равен одному году. 1 – почва, 2 – сухостой и валеж, 3 – древостой.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 520

Dynamic Global Vegetation Models) – 19 моделей для лесов России (Shvidenko et al., 2010), 2 модели для растительности Центральной Сибири (Quegan et al., 2011) и 8 моделей для всей растительности России (Dolman et al., 2012) дали оценки чистой первичной продукции очень близкие к эмпирическим оценкам, но занизили *NEP* (чистый экосистемный углеродный бюджет) практически вдвое. Такое различие объясняется тем, что в DGVM заложен механизм определенной взаимоувязки *NPP* и *MR*, который "не срабатывает" в экосистемах северных территорий, где одним из существенных факторов регулирования баланса *NPP* и *MR* являются лесные пожары и прочие нарушения.

4.5.4.2. Баланс углерода пахотных почв

Согласно данным национальной статистики, динамика баланса гумуса пахотных земель Нечерноземной зоны в конце XX в. имела положительную тенденцию, прерванную неблагоприятными изменениями в сельском хозяйстве после 1990 г. (Динамика баланса…, 1998). Максимальные приросты гумуса в Северо-Западном районе (0.47 т С/га год) и минимальные его потери в Центральном экономическом районе (–0.19 т С/га год) пришлись на период с 1986 по 1990 г., когда средняя урожайность зерновых культур достигла наивысших величин (1.6 т С/га).

Последние научные данные частично подтверждают выводы, сделанные в ОД_РФ-1 для некоторых областей Нечерноземной зоны об увеличении приходной части углеродного баланса пахотных почв и уменьшению его расходной составляющей, однако уточненные прогнозы по ЕЧР в целом свидетельствуют о возможности потерь углерода пахотными почвами при неизменной практике землепользования. Ожидаемая аридизация климата в более южных районах приведет к увеличению потерь углерода пахотных почв и снижению продуктивности агроэкосистем в целом. В частности, это показано для наиболее продуктивного в настоящее время Северо-Кавказского региона. Если в целом по России при изменении климата и заданном росте CO_2 к 2099 г. ожидается падение продуктивности пашни на 2% и падение урожайности зерновых культур на 12%, то на Северном Кавказе это падение составит около 25% (Сиротенко, Грингоф, 2006).

Недавние изменения в системе землепользования в РФ, выразившиеся в практически полном распаде коллективной собственности на землю, повлекли за собой также и изменение баланса углерода в современных пахотных почвах. Так, после 1990 г. наряду с кардинальным уменьшением площадей пахотных угодий, значительно (более чем в 4 раза) сократилось применение минеральных и органических удобрений (Сельское хозяйство…, 2004; Росстат, 2005–2011). Это привело к снижению урожайности сельскохозяйственных культур, уменьшению количества пожнивных остатков, попадающих в почву, и как следствие вышеперечисленного – к ослаблению интенсивности общего почвенного дыхания *RS* вообще, и процессов минерализации $C_{орг}$ в частности. И если до 1990 г. микробное дыхание *MR* пахотных угодий практически во всех биоклиматических зонах превышало таковое из идентичных почв в естественных бигеоценозах (Курганова, 2010), то в условиях современного земледелия наблюдается обратная тенденция. Так, по данным Кургановой (2010) соотношение между *MR* современных пахотных угодий, и луговых ценозов, приуроченных к тому же типу почв, составляло от 0.54 (данные мониторинговых наблюдений) до 0.14–0.45 (лабораторные опыты). Другие исследователи также отмечают, что на современном этапе дыхание пахотных почв заметно ниже эмиссии CO_2 из почв естественных экосистем (Ларионова и др., 2002; Израэль, Сиротенко, 2003).

При сравнительной оценке потенциала сельского хозяйства различных регионов мира по смягчению последствий изменения климата, в том числе за счет увеличения запасов органического углерода почвами, потенциал России оценивается как шестой среди 22 рассмотренных регионов (Smith et al, 2007а, б), Тем не менее, биологически достижимый потенциал увеличения запасов углерода в почвах в несколько раз выше реально возможного, прежде всего из-за экономических ограничений.

В совместном докладе центра Хэдли и ГГИ "Climate impacts in Russia: changes in carbon storage and exchange" (2010), обсуждается возможное снижение запасов углерода пахотными почва-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 521

ми России при изменении климата. Основными факторами возможного длительного тренда снижения запасов углерода почвами, даже на фоне среднесрочного его повышения, являются возможное снижение урожайности при увеличении вероятности засух в 2020–2070 гг., прогнозируемых по модели HadCM3 (Alcamo et al., 2007; Falloon et al., 2009), а также увеличение потерь углерода почвы за счет интенсификации процессов выделения CO_2 из почв при потеплении. По расчетам Schwalm et al. (2012), последовательное повторение засух в течение нескольких лет снижает сток углерода в пахотные почвы за счет двух описанных выше процессов более чем вдвое. В докладе также приводятся оценки (Jones et al., 2005), полученные на основе глобальной климатической модели – HadCM3LC для России до 2100 г. в системе "погода–растения–почвенный углерод". Они показывают некоторое снижение запасов углерода для естественной растительности ЕЧР.

Основной проблемой является неопределенность региональных оценок возможного изменения запасов органического углерода из-за отсутствия информации о локальных почвенных свойствах, невозможности достижения равновесного состояния для пахотных почв, а также влияния агротехнологических и экономических факторов.

Для пахотных почв ЕЧР проведен совместный учет прогнозных климатических, агроэкологических и экономических данных при создании сценариев будущих региональных систем сельскохозяйственного производства (Романенков и др., 2009; Smith et al., 2007б, в). Система расчетов базировалась на одновременной оценке изменения биоклиматического потенциала территории, урожайности сельскохозяйственных культур, запасов органического вещества почвы, экономических показателей земледелия и позволила устанавливать взаимосвязи между рентабельным ведением сельского хозяйства и устойчивым функционированием агроландшафтов. Изменения климата рассчитаны по модели HadCM3, при реализации четырех наиболее контрастных эмиссионных сценариев – A1FI, A2, B1, B2, характеризующих аридный тип потепления для территории России. В качестве входных климатических параметров использована база ежемесячных климатических данных с разрешением 0.5° × 0.5°. Расчеты проведены для 200 контуров, имеющих единую экономическую базу и единые агрохимические характеристики при однородной сельскохозяйственной эксплуатации.

Учитывались возможные меры по адаптации к изменениям климата: изменения в специализации сельскохозяйственного производства при смене севооборотов и размещении культур, изменение сроков посева и уборки, изменение объемов внесения органических и минеральных удобрений, внедрение комплекса мер по созданию достаточной кормовой базы для животноводства.

Сравнительный анализ различных климатических сценариев до 2070 г. показывает, что при неизменном землепользовании большая часть почвенных контуров будет терять современные запасы органического углерода (Романенков и др, 2009). Наибольшие потери происходят при реализации климатического сценария МГЭИК A1FI, несколько меньшие – в условиях сценария A2. Возможные потери за 70 лет составляют от 9 до 12% от общего запаса углерода в пахотных почвах РФ в слое 0–20 см. Адаптационный сценарий позволяет снизить потери на 30–45% за этот же период, эффективность адаптации оказалась практически идентичной для климатических условий всех сценариев. Снижение потерь происходит как за счет уменьшения скорости потерь либо возрастания скорости накопления углерода, так и увеличения числа контуров, где прогнозируется увеличение запасов углерода. Такие контуры располагаются в Северо-Западном и Центральном ФО, а абсолютное накопление углерода в них максимально для сценария B2, минимально – при реализации сценария A1FI. Сценарий адаптации, который рассчитывался отдельно для Нечерноземной зоны ЕЧР, показывает возможность суммарного накопления до 2070 г. 13–122 млн т. углерода. Наиболее благоприятным оказывается для реализации адаптации климатический сценарий B2, прежде всего за счет абсолютного роста запасов углерода в Северо-Западном, Центральном и Приволжском ФО, наименее благоприятным – A1FI за счет увеличения более чем в 2.5 раза потерь С.

Абсолютная величина прироста показывает, что до 2050 г. происходит возрастание запасов углерода при реализации всех климатических сце-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:33 PM Page 522

нариев, но после 2050 г. – соответствующего увеличения запасов не происходит. Климатические сценарии A2 и B1 оказались достаточно близки между собой, при этом наиболее благоприятный период для накопления углерода наблюдался в 2020–2050 гг., впоследствии происходит снижение запасов – наиболее резкое для сценария A1FI. Таким образом, запасы углерода в 2070 г., характеризуют климатически зависимую обратимость процессов накопления углерода почвами. Реализация сценария адаптации в эти же сроки показывает, что до 2050 г. обеспечивается последовательное возрастание запасов С почвы, сменяющееся равновесием либо некоторой потерей ранее накопленного углерода (Романенков и др., 2009).

Возможность управления запасами органического углерода почв в сельскохозяйственном секторе производства географически зависима. При неизменной системе хозяйствования к 2070 г. слабое (до 2 т С/га за 70 лет) накопление органического углерода подзолистыми почвами прогнозируется только в Смоленской, Тверской, Псковской, Новгородской, Калининградской областях в условиях климатического сценария A1FI. Для остальных областей в тот же период прогнозируется потеря исходных запасов углерода, до 8 т С/га для Пермской и юга Московской области. Осуществление оптимального экономического сценария адаптации позволяет расширить площадь почв, депонирующих углерод, весьма существенно – за счет включения Московской, Ярославской, Владимирской и Ивановской областей. При этом для северо-запада Нечерноземной зоны накопление углерода может составить 14–16 т С/га за 70 лет. Юго-восточная, континентальная часть Нечерноземной зоны при этом остается источником эмиссии углерода. Прогнозируемое накопление углерода почвами происходит не однонаправлено, достигая состояния насыщения либо обнаруживая точку перегиба. Такой характер динамики углерода характерен для всех четырех сравниваемых климатических сценариев – после 2030 г. происходит замедление или снижение темпов накопления органического вещества. Частично это может быть связано как с неравномерностью роста биоклиматического потенциала (достигающего, например, максимальных значений около 2040 г. по сценарию A1FI), что влияет на объем поступления углерода в почву с растительными остатками, так и с изменением условий для минерализации органического вещества (Романенков и др., 2009).

На рис. 4.5.8 сравнивается разница запасов органического углерода пахотных почв ЕЧР при ведении сельского хозяйства без адаптации в условиях различных климатических сценариев. При сравнении климатических сценариев A1FI и A2 значимые различия обнаруживаются только для зоны черноземов, теряющих дополнительно 2–4 т С/га за 70-летний период при реализации сценария A1FI. Сценарий B1 предполагает для той же зоны меньшие потери углерода, а B2 – еще и дополнительное накопление углерода почвами северо-запада по сравнению со сценарием A1FI. Различия между климатическими сценариями A2, B2, B1 менее выражены, при сценарии B2 возможно некоторое возрастание потерь углерода (не более чем на 2 т С/га) в Волгоградской, Ростовской, Саратовской, Оренбургской областях, Ставропольском крае по сравнению со сценарием B1.

Рис. 4.5.9 иллюстрирует различие в запасах органического углерода пахотных почв ЕЧР к 2070 г. при реализации экономических сценариев неизменного землепользования и адаптации. Из сравнения рисунков видно, что влияние адаптационных мер сильнее сказывается на изменении запасов углерода, чем влияние климата, но территория влияния ограничивается главным образом Нечерноземной зоной. Так, при реализации климатического сценария A1F1 адаптация к изменению климата обеспечивает разницу в запасах С равную 12–14 т С/га в пахотных почвах Смоленской, Тверской, Московской, Орловской и Псковской областей и 10–12 т С/га в почвах Ярославской, Владимирской и Ивановской областей по сравнению с реализацией сценария без адаптации. На остальной территории, за исключением Ульяновской области, республики Татарстан и Мордовской республики различий при внедрении адаптационного сценария практически не наблюдается. При реализации адаптационных мер в условиях развития климатического сценария B2 в ряде почвенных контуров названных выше областей возможно накопление 8–12 т С/га, в условиях развития климатического сценария A2 эффективность адаптации несколько снижается.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:34 PM Page 523

При внедрении единой системы адаптационных мер в пределах одной области депонирование углерода эффективно обеспечивается только некоторыми контурами, в то время как в соседних контурах процесс потери С ослабляется, что связано как со степенью окультуренности почвы, так и с ее гранулометрическим составом. Эффективность управления запасами углерода при реализации адаптационных мероприятий гораздо выше для окультуренных почв тяжелого гранулометрического состава. В легких почвах рост запасов углерода происходит главным образом за счет накопления легкотрансформируемой фракции углерода, устойчивость которой во времени определяется погодными условиями и может возрастать при увеличении аридности климата.

Установлено, что многолетние травы играют существенную роль в снижении затрат при реализации эколого-экономического сценария адаптации по сравнению с оптимальным экономическим. В областях Нечерноземной зоны, относящихся к ЦФО, за исключением Брянской, Рязанской и Московской областей, доля трав в севооборотах достаточна для обеспечения расширен-

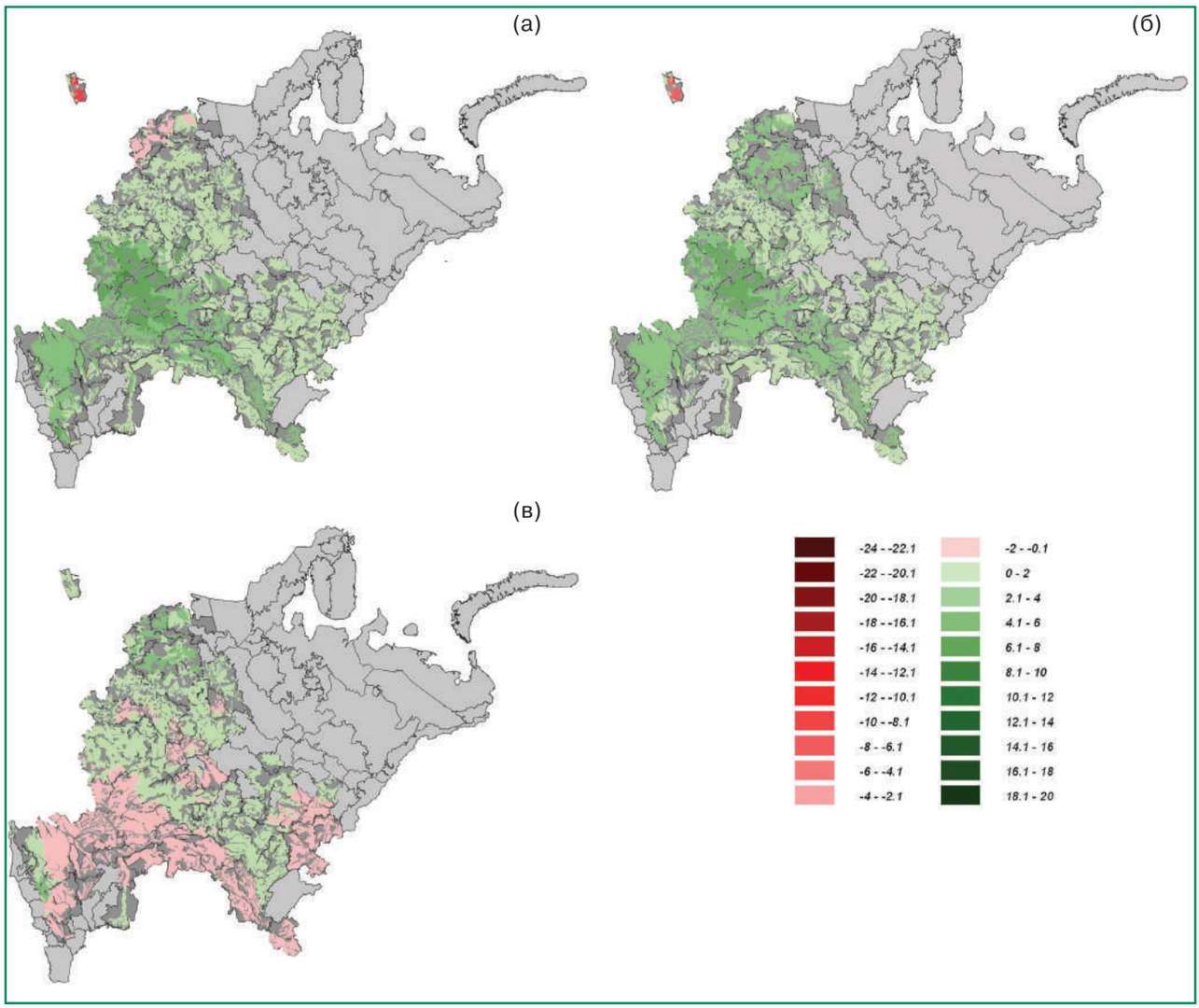


Рис. 4.5.8. Разница запасов органического углерода пахотных почв ЕЧР в 2069 г. при неизменном землепользовании (Романенков и др., 2009). (а) – при реализации климатического сценария B1 по сравнению со сценарием A1FI; (б) – сценария B2 по сравнению со сценарием A1FI и (в) – сценария B2 по сравнению со сценарием B1.Серым цветом обозначены территории, не включенные в расчеты, главным образом из-за их низкой распаханности.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:34 PM Page 524

ного воспроизводства почвенного плодородия и позволит поддерживать положительный баланс органического вещества в условиях 2050 г. В почвах Нечерноземной зоны ПФО доля трав в структуре севооборотов недостаточна для осуществления эколого-экономического устойчивого сценария, иногда значительно – дефицит доли трав в севооборотах может составлять 25–35%. Снижение затрат на поддержание запасов органического углерода почвы возможно за счет планируемых изменений в секторе животноводства, что требует более детального анализа на районном уровне, а также за счет снижения доли пропашных культур в севооборотах. Одним из факторов, обеспечивающих поддержание бездефицитного баланса органического вещества, являются дозы применяемых органических удобрений, но органические удобрения оказывают значительно меньшее влияние по сравнению со структурой севооборота. Адаптационный сценарий в ЦФО может компенсировать 45–75% относительных потерь запасов углерода за 70-летний период, обеспечивая одновременно прирост продуктивности основных сельскохозяйственных культур в 2 и более раз.

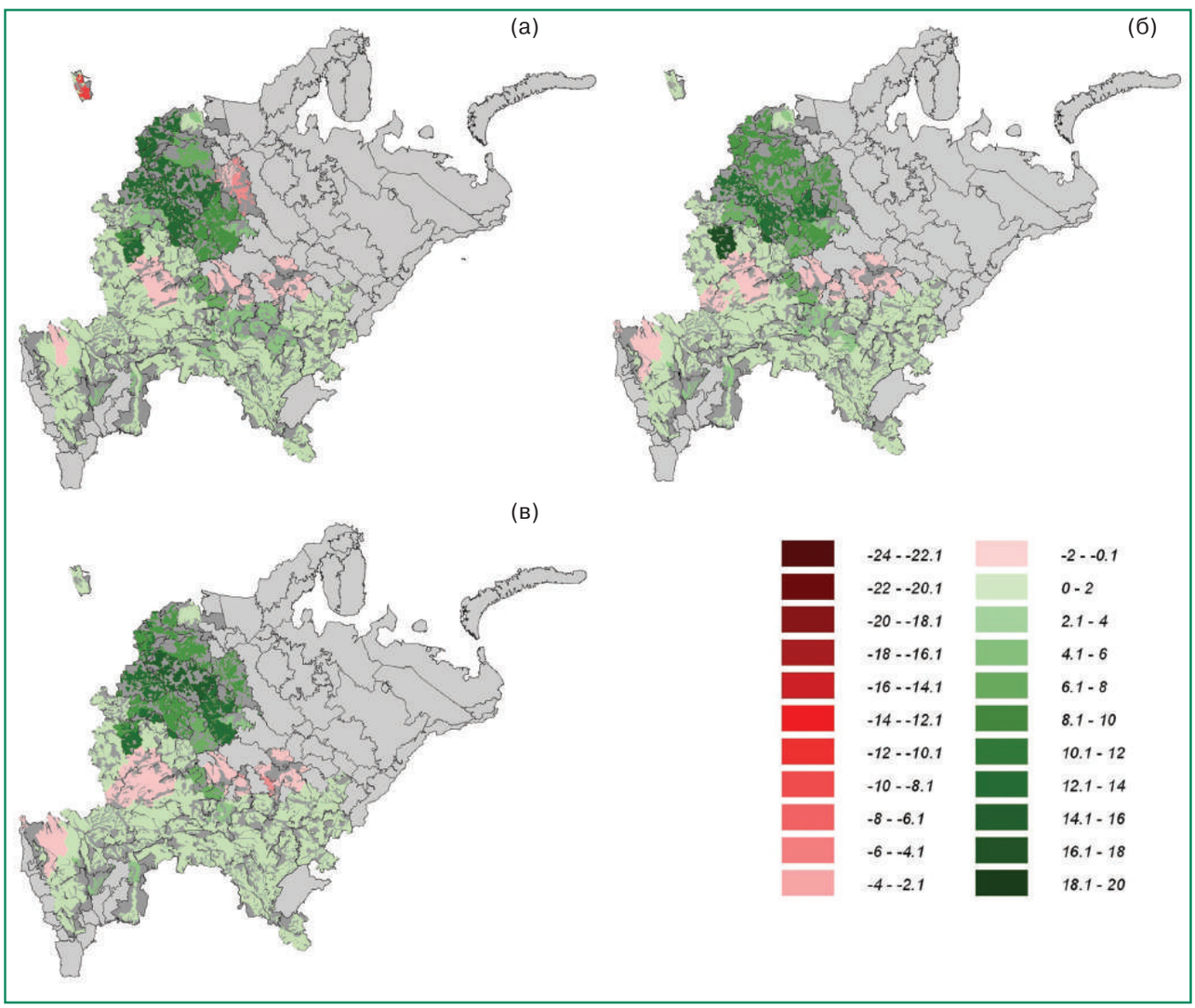


Рис. 4.5.9. Разница запасов органического углерода пахотных почв ЕЧР в 2069 г. при реализации экономических сценариев неизменного и оптимального экономического землепользования при климатических сценариях: (а) – A1FI, (б) – A2 и (в) – B2 (Романенков и др., 2009). Серым цветом обозначены территории, не включенные в расчеты, главным образом из-за их низкой распаханности.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:34 PM Page 525

Экономически и экологически устойчивый сценарий адаптации позволяет обеспечить последовательное увеличение запасов С в 2000–2070 гг. (Романенков и др., 2009).

Для ПФО и ЮФО традиционные агротехнологии оказываются слишком затратными, что не обеспечивает в 2000–2070 гг. простое воспроизводство плодородия на фоне устойчиво некомпенсируемой минерализации гумуса. Система мер, заложенных в сценарии адаптации к изменению климата, рассчитанном на получение максимальной прибыли, оказывается неадекватной для долговременной устойчивости земледелия. Необходима более серьезная модификация агротехнологий, нежели контроль за урожайностью, объемами внесения удобрений в экономически обоснованных дозах и удельного веса посевной площади многолетних трав.

Для ПФО на фоне возможного роста аридности, что снижает эффективность управления урожайностью при введении адаптационных сценариев за период 2010–2050 гг. примерно на 20–80%, должны быть предприняты дополнительные меры для повышения долговременной устойчивости земледелия.

Несмотря на то, что для ЮФО адаптационные технологии позволят до 2060 г. поддерживать стабильность производства зерна, данное обстоятельство не даст возможности обеспечить эффективное управление запасами органического углерода почвы. Снижение плодородия почвы и истощительное землепользование, которое происходит в настоящее время и прогнозируется на будущий период, требуют оптимизации структуры землепользования, изменения в секторах животноводства и кормопроизводства, внедрения ресурсосберегающих элементов агротехнологий: минимальной обработки почвы, сокращения числа технологических обработок, повышения эффективности использования соломы и растительных остатков (Романенков и др., 2009).

Таким образом, согласно оценке, выполненной большим международным коллективом авторов (Smith et al., 2007), при неизменном землепользовании следует ожидать уменьшения запасов углерода в пахотных почвах ЕЧР в XXI веке. Возможные потери за 70 лет могут составить от 9 до 12% от общего запаса С в пахотных почвах РФ в слое 0–20 см. При неизменной системе хозяйствования к 2070 г. слабое (до 2 т С/га за 70 лет) накопление органического углерода подзолистыми почвами прогнозируется только в Смоленской, Тверской, Псковской, Новгородской, Калининградской областях в условиях реализации климатического сценария A1FI. Для остальных областей в тот же период прогнозируется потеря исходных запасов углерода, до 8 т С/га для Пермской и юга Московской области. Внедрение комплекса адаптационных мер позволит за этот же период снизить потери на 30–45%.

4.5.4.3. Баланс углерода почв залежных экосистем

Резкое сокращение площадей обрабатываемых угодий в РФ в 90-х годах прошлого столетия обусловило появление дополнительного стока атмосферного CO_2 в результате аккумуляции углерода как в почвах залежных земель, так и в растениях, которые на них развиваются (Vesterdal et al., 2002; Poulton et al., 2003). В соответствии с оценками разных специалистов, общая площадь пахотных угодий, выведенных из сельскохозяйственного использования за последние 10–15 лет, сильно варьирует: от 9.3 млн га за период 1990–2003 гг. (ФАО, http://faostat.fao.org/site/418/default.aspx) до 34 млн га за 1990–1995 гг. (Панкова, Новикова, 2000). Согласно данным последней Всероссийской сельскохозяйственной переписи 2006 г. (Регионы России…, 2006), площадь всех сельскохозяйственных угодий после 1990 г. сократилась на 48.4 млн га, а площадь пашни – на 30.2 млн га (рис. 4.5.10). После 2006 г. площадь залежных земель существенно не увеличивалась, составляя на 2011 г. около 30 млн га. Значительные территории были выведены из пашни в ЦФО, СЗФО, в Поволжье, в УФО и ДФО. Наименьшая удельная площадь брошенных пахотных угодий наблюдается в Центрально-Черноземном и южных районах РФ с благоприятными для сельского хозяйства климатическими и почвенными условиями.

Содержание углерода в бывших пахотных почвах (пост-агрогенных экосистемах) постепенно восстанавливается за счет прекращения отчуждения растительного материала, возобновления многолетней растительности и возрастания коли-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:35 PM Page 526

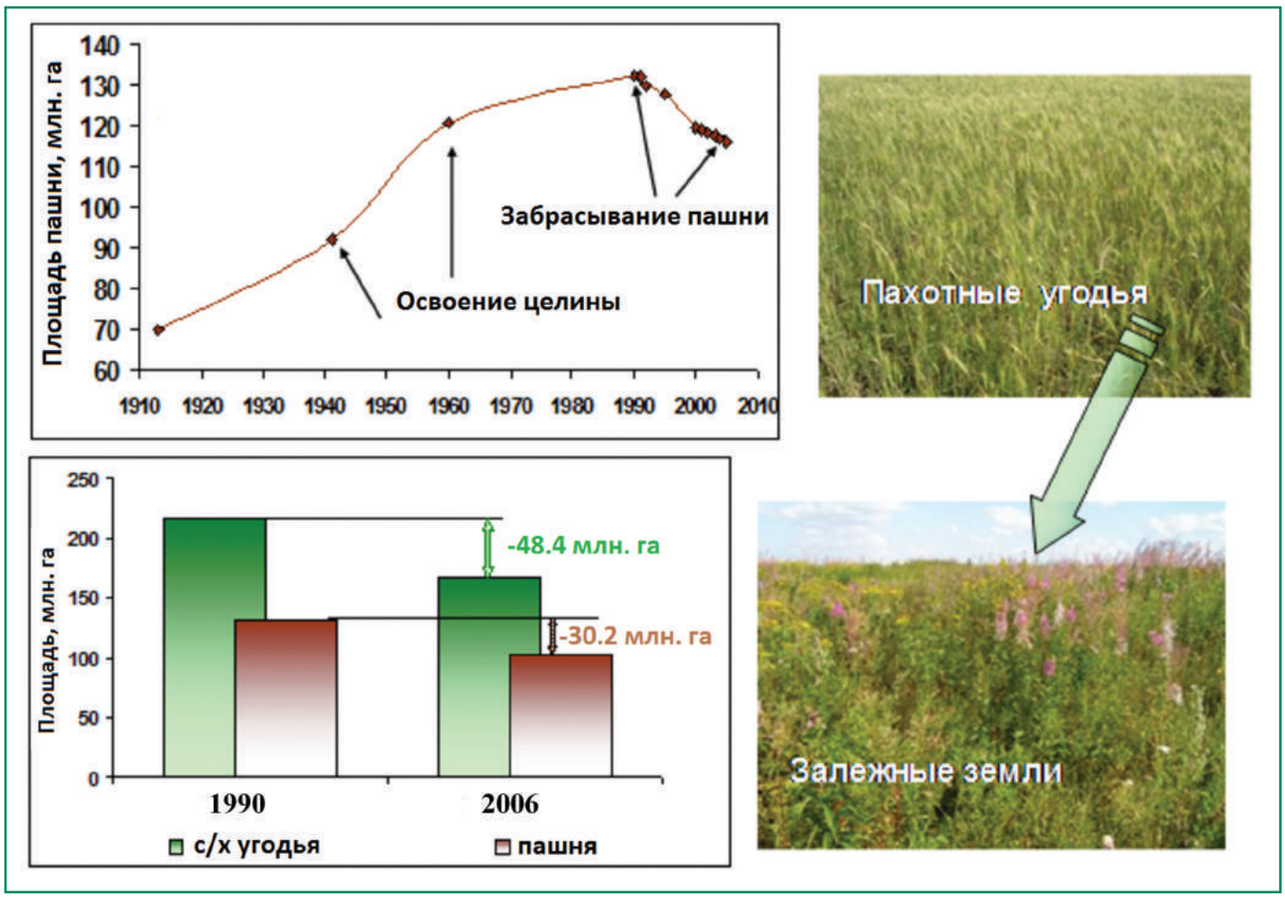


Рис. 4.5.10. Динамика площади пашни в России по данным (Регионы России..., 2006; Курганова, 2010).

чества поступающего в почву органического материала (Люри и др., 2008). При этом происходит также обогащение органическим материалом более глубоких слоев почвы вследствие увеличения подземной фитомассы и более активного перемешивания ее почвенной фауной. Особенности изменений свойств почв и растительности в постагрогенных экосистемах, образованных в течение последних двух десятилетий на месте стихийно заброшенных сельхозугодий на территории России или бывшего СССР, нашли детальное отражение в работах многих авторов.

Согласно оценкам (Larionova et al., 2003) общее накопление углерода в почвах РФ в результате изменения землепользования составляет 660 Мт С для площади 34 млн га за период с 1990 по 2002 год. Согласно расчетам, проведенным с использованием модели ORCHIDEE (Vuichard et al., 2008), величина аккумуляции С в почвах СССР оценивается величиной 64 Мт С за период с 1993 по 2000 год (площадь 21.5 млн га) и 214 Мт С за последующие 10 лет (площадь 22.8 млн га) (Vuichard et al., 2006, 2008). Оценки изменения запасов углерода в бывших пахотных почвах России, полученные при помощи модели RothC, показывают накопление в размере 248 Мт С за период с 1990 по 2005 год (Романовская, 2008б).

По данным полевых исследований, выполненных в Институте физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (Курганова, 2010), залежные экосистемы России, образованные на месте агроэкосистем 4–28 лет назад, в настоящее время служат устойчивым стоком углерода с величиной чистой экосистемной продукции *NEP* от +116 до +778 г С/(м^2 год). В этих экосистемах потери углерода на дыхание полностью покрываются за счет его ассимиляции растениями в процессе фотосинтеза. Парующие пахотные почвы представляют собой источник CO_2 в атмо-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:35 PM Page 527

сферу (*NEP* ≈ –175 г С/(м² год)), а однолетние залежи имеют углеродный баланс, близкий к нулю (*NEP* ≈ +32 г С/(м² год)), и в зависимости от погодных условий года могут выступать как источником, так и стоком CO_2. Баланс углерода на старосеяном лугу (залежи 25–28 лет) составлял от +116 до +181 г С/(м² год) и был в 2–2.5 раз ниже величины, полученной на том же луговом ценозе в 1992 году после 12-летнего залужения пахотной почвы (+387 г С/(м² год)) (Larionova et al., 1998).

Предварительные расчеты, сделанные на основе этих исследований и немногочисленных литературных данных (Belleli Marchezini, 2007), показали, что средняя величина стока углерода в залежных экосистемах России в первые 15 лет восстановления составляла 245 ± 73 г С/(м² год). В пересчете на всю территорию РФ дополнительное связывание углерода атмосферы в залежных экосистемах в 1990–2006 годах оценивается в 1093 ± 326 Мт С (для площади 30.2 млн га (Регионы России…, 2006)) или 74 ± 22 Мт С/год (Курганова, 2010). Таким образом, дополнительный сток углерода, обусловленный изменениями в сельском хозяйстве России после 1990 г., способен компенсировать около 70% современного уровня эмиссии CO_2 в сельскохозяйственном секторе нашей страны (108 Мт С/год) и около 20% – в индустриальном (409 Мт С/год).

Согласно временной динамике накопления почвами углерода, залежные земли после 10–15 лет зарастания постепенно снижают интенсивность накопления и к 30–50 годам могут приблизиться к новому стабильному состоянию SOM (Люри и др., 2010). Максимум ежегодного накопления, как правило, приходится на земли, оставленные от 3 до 7 лет назад, из чего можно заключить, что наиболее интенсивное поглощение углерода приходилось на 1995–1998 годы (рис. 4.5.11) (Романовская, 2008б). Учитывая, что в последнее время (после 2002–2003 гг.) значительного сокращения площадей пахотных земель не происходило, в будущем следует ожидать уменьшения ежегодного поглощения атмосферного углерода залежными землями на территории России.

С помощью откалиброванной версии модели RothC (Романовская, 2008а, б) были выполнены прогнозные оценки влияния дальнейших изменений климата на величину этого стока для отдельных областей России (Romanovskaya, 2014) (рис. 4.5.12). При этом использовали климатические данные, предоставленные ГГО им. А. И. Воейкова, для двух периодов: для базового периода (1981–2000 гг.) – по температуре (Rienecker et al., 2011) и осадкам (Xie, Arkin, 1998 updated) – и для периода, когда средняя глобальная температура воздуха превысит 2°С по сравнению с доиндустриальным уровнем согласно сценарию антропогенного воздействия на климат RCP4.5 (2034–2053 гг.) (Катцов, Говоркова, 2013). Ре-

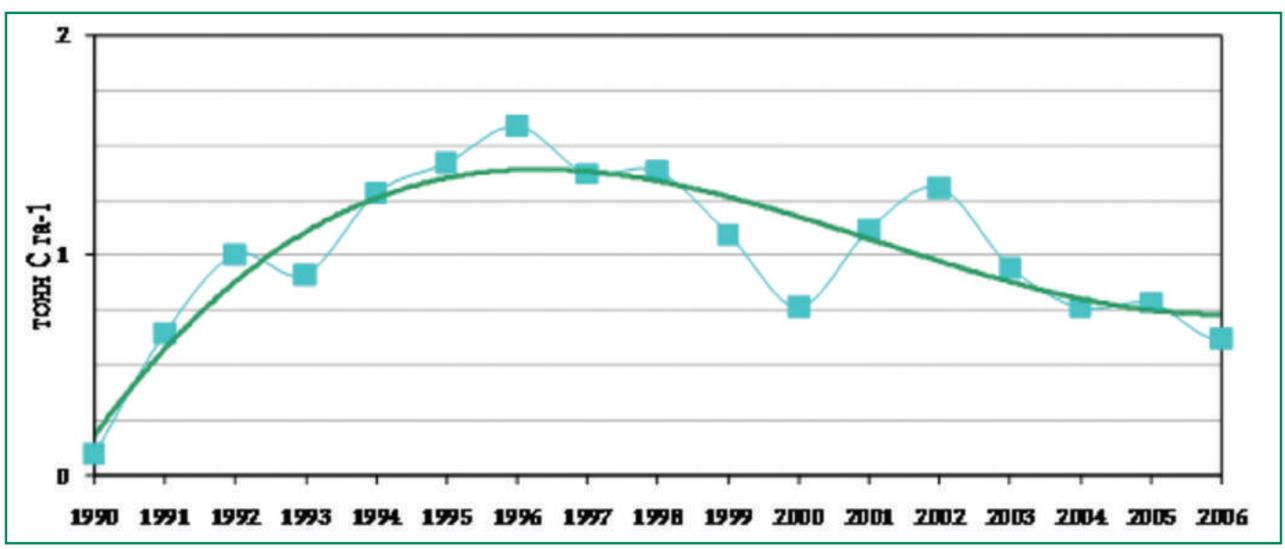


Рис. 4.5.11. Динамика накопления углерода почвами залежных земель РФ (Романовская, 2008б).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:35 PM Page 528

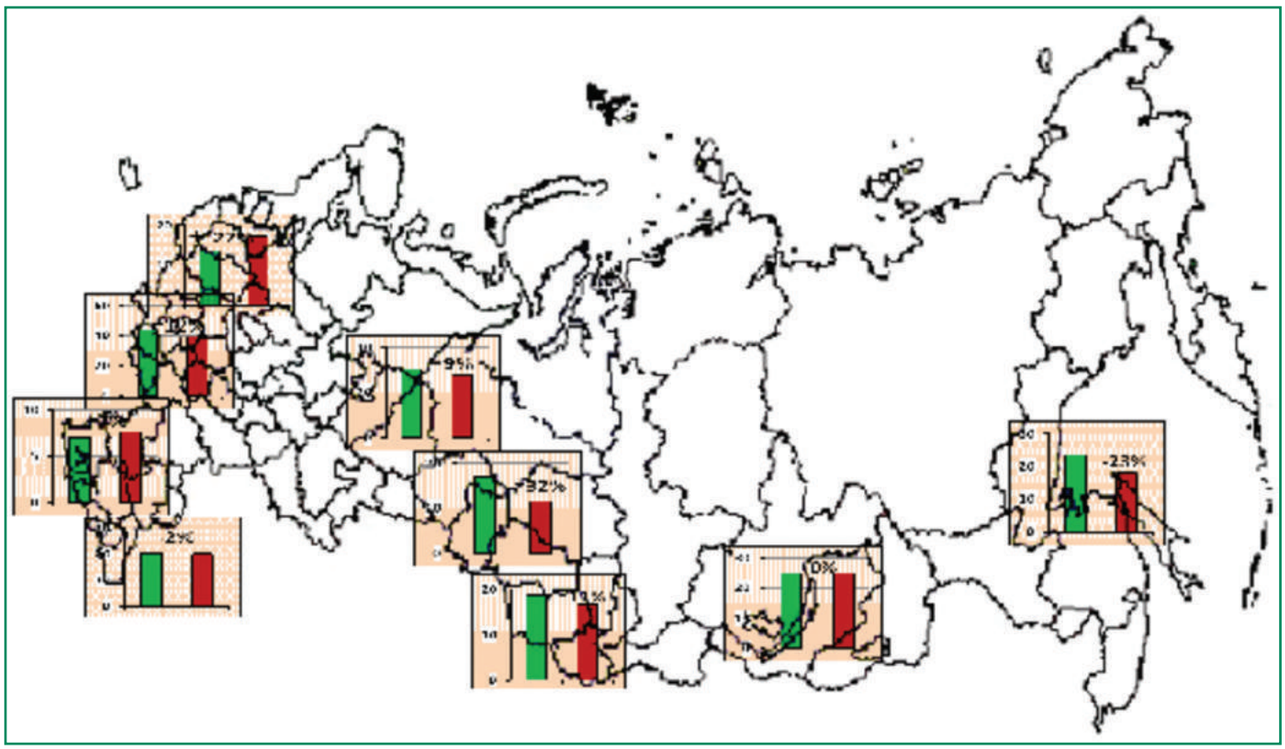


Рис. 4.5.12. Прогнозируемое накопление углерода почвами залежных земель (т С/га, разница в %) при современном климате (зеленый) и при увеличении средней глобальной температуры воздуха на 2˚С по сравнению с доиндустриальным уровнем в условиях потепления климата в соответствии со сценарием RCP4.5 (красный) (Romanovskaya, 2014).

зультаты расчетов показывают, что закономерности, выявленные для пахотных почв (см. раздел 4.5.4), в значительной мере справедливы для ожидаемых изменений запасов SOM и интенсивности накопления углерода в почвах залежных земель ЕЧР. В СЗФО и ЦФО зарастающие дерново-подзолистые почвы могут поглотить в среднем на 27% больше углерода в новых климатических условиях (на примере Московской области – рис. 4.5.12) (Romanovskaya, 2014). Залежи на типичных черноземах в зоне луговых степей Центрально-Черноземной области РФ будут характеризоваться меньшими темпами накопления углерода и более низким стационарным уровнем запасов SOM (–12%) по сравнению с условиями климата 1981–2000 гг. В ЮФО в зоне каштановых почв значимая разница в накоплении углерода не обнаружена, а в зоне черноземов (Ставропольский край) увеличение аккумуляции углерода незначительно и составляет не более 5–7% в целом за модельный период. АЧР характеризуется потерями в темпах и общей величине поглощенного углерода в связи с увеличением температур, продолжительностью биологической активности почв, а также усилением увлажненности при изменении климата. Так, на Урале накопление углерода подзолистыми суглинистыми почвами снизится на 9% (Свердловская обл.), в Алтайском крае подзолистыми супесчаными почвами – на 11%, в Сибири серыми оподзоленными почвами – на 32% (Новосибирская обл.) и на Дальнем Востоке подзолистыми суглинистыми почвами – на 23% (Хабаровский край). Исключение составляет южная часть Восточной Сибири, в которой не обнаружена разница в накоплении углерода залежными подзолистыми почвами (Иркутская обл.). По-видимому, наибольшие потенциальные потери наблюдаются в районах, где температура является лимитирующим фактором интенсивности дыхания почв (см. раздел 4.5.2). Следует отметить, что представленные результаты не включают оценку воздействия изменений климата на продуктивность луговой растительности.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:36 PM Page 529

4.5.4.4. Баланс углерода болотных почв

Торфяно-болотные почвы играют особую роль в накоплении и запасах углерода, благодаря наличию слоя торфа – продукта неполного разложения растительного опада в условиях избыточного увлажнения. Для всех природных зон России удельные запасы углерода в торфяно-болотных почвах многократно выше, чем в почвах с гумусовым горизонтом. В них сосредоточено более половины почвенного углерода России (Орлов и др., 1996), что в 3 раза превышает запас углерода фитомассы страны (Вомперский и др., 1999). Для конкретных условий средней тайги центра ЕЧР запас углерода почв с гумусовым горизонтом (дерново-подзолистой, подзолистой, бурозема) не превысил 60 т С/га, заболоченных оторфованных (торфяно-подзолистых и торфяно-глеевых) почв был выше на порядок, превышая более 500 т С/га, а для болотных торфяных почв мог достигать и даже превышать 1000 т С/га, возрастая в зависимости от мощности и уплотненности торфяной залежи (Минаева и др., 2008). При одинаковой мощности слоя торфа запас углерода в нем возрастает в ряду торфяных почв от верховых к переходным и далее к низинным: увеличение объемного веса перекрывает рост зольности.

Торфяно-болотные почвы – одни из наиболее распространенных почв на территории страны, занимающие ключевые позиции в таежной зоне, в тундре и лесотундре (рис. 4.5.13). Они доминируют в Западной Сибири, на севере и северо-западе ЕЧР, в ряде регионов Дальнего Востока. Болота и заболоченные (мелкооторфованные земли), разделяемые по мощности торфа в 30 см (Торфяные…, 2001), занимают, соответственно, 139 и 230 млн га, а в совокупности – 21.6% территории страны (Вомперский и др., 1999). Более половины заболоченных мелкооторфованных земель являются безлесными, остальные, соответственно, 23 и 24% – леса и редколесья (Вомперский и др., 2011). В целом 73% торфяно-болотных почв расположено в областях развития вечной мерзлоты (Вомперский и др., 1999). Углерод постоянно мерзлых горизонтов торфа практически выведен из круговорота.

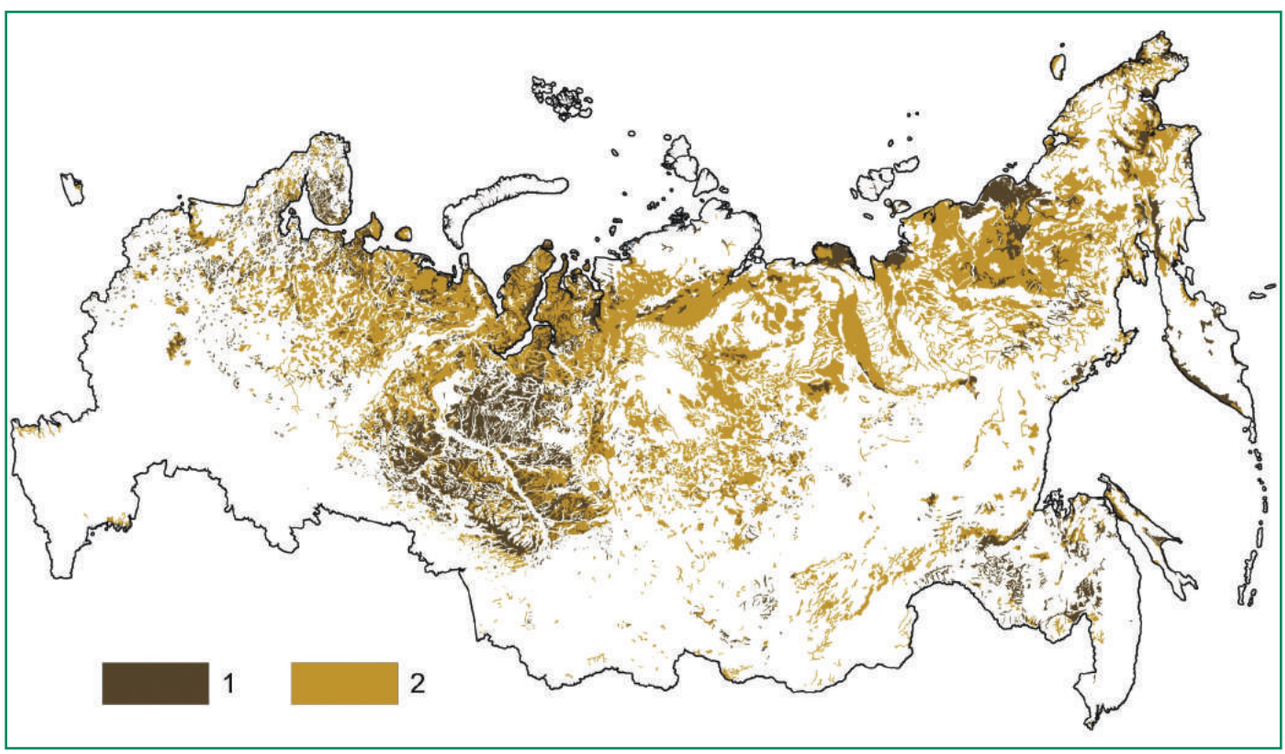


Рис. 4.5.13. Распределение торфяных почв болот (слой торфа > 30 см) (1) и заболоченных (мелкооторфованных) земель (слой торфа < 30 см) (2) на территории России (Вомперский и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:36 PM Page 530

В среднем для российских болот (слой торфа > 30 см) мощность торфяных отложений составляет 1.72 м (Вомперский и др., 1999), а в таежной и других зонах торфяная залежь часто достигает мощности 5 м и более. Все слои торфа в той или иной степени связаны процессами энерго-массообмена, поэтому для корректной оценки влияния на газообмен с атмосферой углерод торфа необходимо рассматривать в пределах всей его мощности до подстилающих минеральных отложений.

Оценки текущего накопления углерода торфяно-болотными почвами немногочисленны и неоднозначны, что объясняется разнообразием изучаемых объектов и крайней сложностью учета всех составляющих его баланса. Преобладают оценки долговременного накопления углерода болотами, основанные на датировках преимущественно донных, реже менее глубоких, слоев залежи. Для болот Северной Евразии выявлен более активный рост болот в холодные межвековые периоды последних трех тысячелетий и ослабление в более теплые (Климанов, Сирин, 1997). Измерения текущего углеродного баланса методом микровихревых пульсаций (eddy covariance) показали межгодичное изменение баланса обмена углерода торфяно-болотных с атмосферой. Даже участки сильно увлажненных центральных частей верховых болот могут становиться источником выделения диоксида углерода в атмосферу при повышении температуры и падении уровней болотных вод (Kurbatova et al. 2009). По интегральным (для всей залежи) оценкам накопления углерода, наиболее высокие значения его связывания отмечаются для мелкооторфованных земель и мелкозалежных болот. Так, для условий средней тайги скорость накопления углерода почвами с гумусовым горизонтом составила порядка 200–300 кг С/(га год). Для болот она редко достигала этих значений, находясь в диапазоне 100–200 кг С/(га год), и превышала их только в краевых – вероятно растущих, частях болотных массивов. Для торфяно-глеевых почв скорость накопления углерода составляла от 570 до 1620, а для торфяно-подзолистых достигала 3240 кг С/(га год). Можно предположить, что мелкооторфованные почвы наиболее подвержены изменению климата и, как следствие, водного режима, что, однако, в благоприятных условиях восполняется более интенсивным торфонакоплением (Минаева и др. 2008). Небольшие мелкозалежные болота и заболоченные местообитания наиболее уязвимы к засухам и к торфяным пожарам, в результате которых может выгорать значительная часть торфа с соответствующим выбросом CO_2 в атмосферу. Пожары – естественный фактор для многих торфяно-болотных почв от тундры до степей. В экстремально сухие годы могут гореть даже сильно увлажненные верховые болота. Огонь оставляет нетронутыми только мочажины и озерки (Минаева, Сирин, 2002; Сирин и др., 2011а).

Торфяно-болотные почвы отличаются от минеральных почв меньшей устойчивостью к внешним воздействиям. При нарушении растительного покрова происходит не только потеря источника материала для образования торфа, но и резко возрастает уязвимость последнего к водной и ветровой эрозии, деструкции и разложению, физическому воздействию техники, скота и пр. Это особенно опасно при изменении климата: увеличении температур и сокращении осадков, росте вероятности неблагоприятных погодных явлений (засух, ливневых осадков, сильных ветров и др.).

Изменение климата может оказать воздействие на торфяно-болотные почвы всех регионов (Assessment …, 2008; Экосистемы болот, 2004). Усиление таяния мерзлоты в северных широтах приведет к изменению гидрологического и термического режимов полигональных и бугристых болот, заболоченных тундр (Minayeva, Sirin, 2010). Это затронет и более южные районы АЧР, где реликтовые мерзлые торфяно-болотные почвы встречаются до южных границ страны. С увеличением частоты засух возрастет и опасность торфяных пожаров. Усилятся водная и ветровая эрозии, деградация торфяных почв в горах, в степных и лесостепных районах. Растущая засушливость климата и снижение продуктивности пастбищ может сместить скот на более влажные местообитания с менее устойчивыми к физическому воздействию торфяными почвами (Минаева, Сирин, 2011).

Воздействие изменений климата дополняется антропогенным фактором. Значительная часть торфяно-болотных почв в центре и на северо-западе ЕЧР, на юге Западной Сибири и Приморья была осушена для сельского (включая гидро-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:36 PM Page 531

морфные почвы до 5 млн га) и лесного (более 3 млн га) хозяйства, до 1.5 млн га болот были освоены для добычи торфа (Minayeva et al., 2009). В наибольшей степени от воздействия человека пострадали пойменные комплексы, а в зональном плане – болота лесостепной и степной зон. Для многих регионов осушенные и освоенные торфяно-болотные почвы стали характерным элементом ландшафтной структуры территории. С 1990-х годов многие из них перестали использоваться, что увеличило вероятность торфяных пожаров (Сирин и др., 2011а), способствовало усилению разложения торфа, водной и ветровой эрозии, эмиссии CO_2 в атмосферу. Осушенные торфяные почвы отличаются значительной эмиссией диоксида углерода в атмосферу (Peatlands …, 2008; Sirin, Laine, 2008; и др.), которая может дополнительно усилиться при изменении климата (Sirin et al., 2010; Сирин и др., 2011б). При этом осушение не прекращает полностью эмиссию метана из торфяных почв (Чистотин и др., 2006; Глаголев и др., 2008), которая, видимо, может происходить при их периодическом увлажнении, что подтверждают вегетационные опыты (Суворов и др., 2010). И конечно, большие потоки CH_4 в атмосферу наблюдаются для осушительных каналов (Сирин и др., 2012), где формируются особые микробные сообщества цикла метана (Кизилова и др., 2011). Эти потоки могут возрасти при изменении климата по аналогии с существующими прогнозами увеличения эмиссии метана из других болот (Shindell et al., 2004; Groenigen et al., 2011). Обводнение неиспользуемых осушенных торфяно-болотных почв будет способствовать появлению болотной растительности, началу торфообразования и восстановлению углероддепонирующей функции торфяно-болотных почв. Конечно, это может увеличить эмиссии метана, однако с учетом его выделения и до обводнения результирующий рост не всегда будет столь велик, как принято считать.

4.5.4.5. Баланс углерода и эмиссия метана многолетнемерзлых грунтов

Важной проблемой является возможное усиление поступления метана в атмосферу из арктического региона России при таянии многолетнемерзлых грунтов. Она имеет две составляющие – эмиссия метана с суши и шельфа арктических морей. Большое внимание привлекает шельф морей восточной Арктики (МВА), где в последнее время наблюдаются повышенные по сравнению со среднеширотными концентрации метана в атмосфере, что, очевидно, связано с локальными источниками (Shakhova et al., 2010). Независимо от того, рассматривается ли континентальная или субаквальная криолитозона, можно выделить три самостоятельные задачи: оценка имеющихся запасов углерода; расчет потоков в атмосферу за счет декомпозиции углеродосодержащего субстрата или высвобождения уже имеющихся парниковых газов; расчет изменения концентрации этих газов в атмосфере, их радиационного воздействия и влияния на глобальный климат.

В части накопления запасов углерода в осадках можно провести аналогию между шельфом и континентом, где они изучены более детально, приняв во внимание, что в периоды океанической регрессии шельф МВА был обнажен и составлял единое целое с Восточно-Сибирской низменностью. Обзор основных полученных для суши данных о запасах углерода дан в публикации Анисимова и Реневой (2011).

Обобщая результаты ряда исследований (Walter et al., 2006; Zimov et al., 2006а, б; Schuur et al., 2008), можно сказать, что около 1000 Гт С содержится в арктических почвах в слое до 25 метров вне болот, от 200 до 450 Гт С в болотах и от 200 до 400 Гт С в едоме (лессовые отложения) на территории Сибири. Таким образом, суммарное содержание углерода во всех арктических почвах до глубины 25 метров оценивается в 1400–1850 Гт. Распределение почвенного органического углерода на глубине от 0 до 100 см в северной приполярной области в зоне вечной мерзлоты приведено на рисунке 4.5.14 (Kuhry et al., 2013).

Переходя к шельфу МВА, необходимо отметить, что его изученность определяется главным образом основополагающими работами российских ученых из МГУ под руководством Н. Н. Романовского совместно с немецкими исследователями под руководством Г. Хубертена, а также группы исследователей из Тихоокеанского океанологического института Дальневосточного отделения РАН, в последнее десятилетие работав-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:36 PM Page 532

ших совместно с Международным центром арктических исследования США в Фэрбенксе, лидерами которых являются Н. Е. Шахова и И. П. Семилетов. В этих работах была изучена история шельфа МВА, построена концептуальная модель и проведены оценочные расчеты его эволюции в ходе регрессионно-трансгрессионных океанических изменений, охватывающих четыре крупных климатических цикла за последние 400 тыс. лет (Romanovskii, Hubberten, 2001; Romanovskii et al., 2005; Шахова и др., 2008). Однако для понимания сути возникших в последние годы различий точек зрения на ряд вопросов целесообразно обратиться к исходным публикациям.

В публикации Шаховой и др. (2008) проведена прямая аналогия между современными запасами углерода в многолетнемерзлых грунтах Восточно-Сибирской низменности и шельфа МВА. Авторы осуществили сильно упрощенный расчет, опираясь на качественные соображения. В этой работе, также как и в последующих публикациях, современная эмиссия метана с шельфа МВА оценивается равной приблизительно 8 млн т в год. В ряде недавних публикаций (Shakhova et al., 2010;

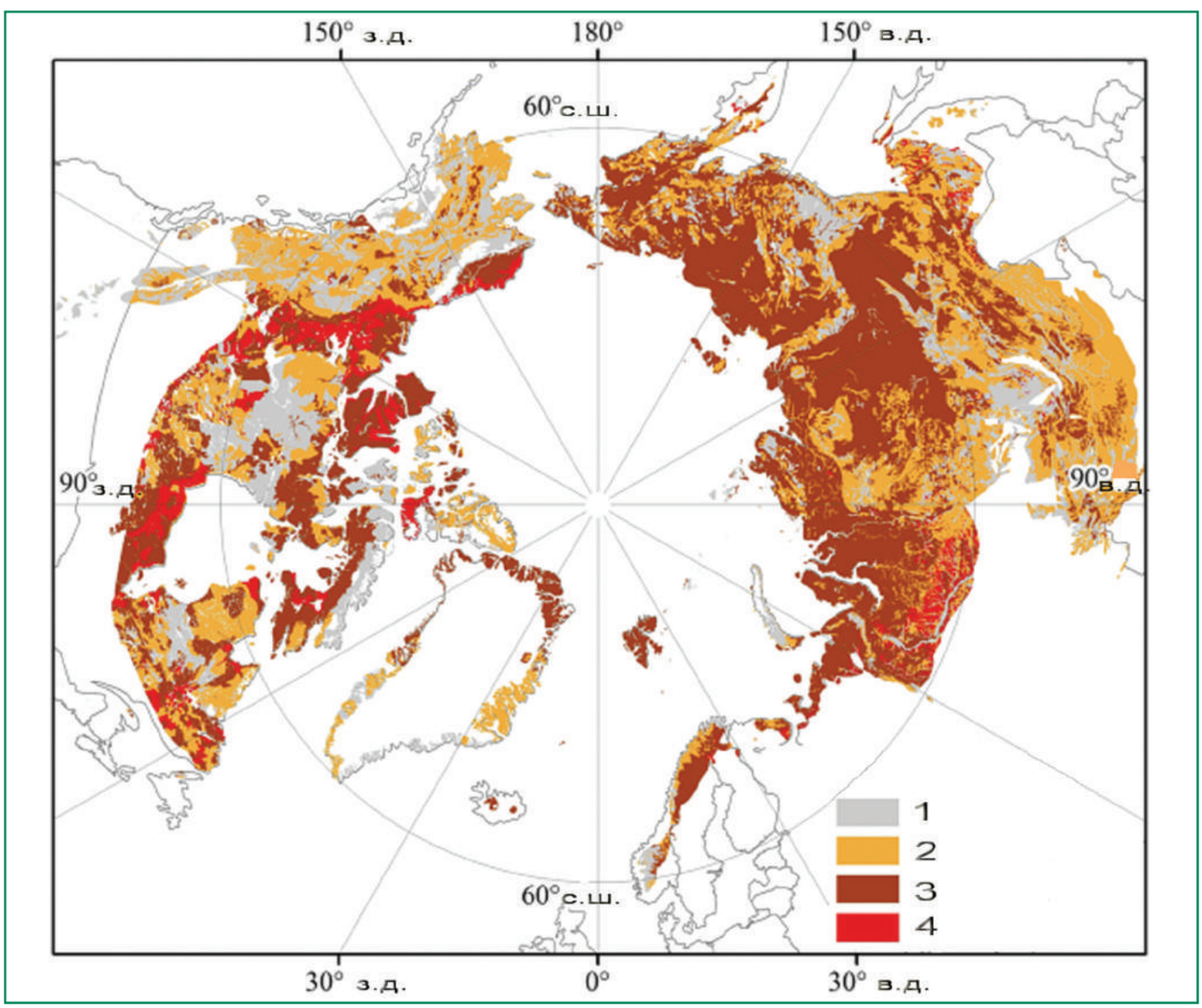


Рис. 4.5.14. Содержание почвенного органического углерода в северной приполярной области в зоне вечной мерзлоты на глубине от 0 до 100 см (по: Kuhry et al., 2013): 1 – 0–10 кг/м²; 2 – 10–25 кг/м²; 3 – 25–50 кг/м²; 4 – 50–100 кг/м².

OD-2-1-3n 12/15/14 4:37 PM Page 533

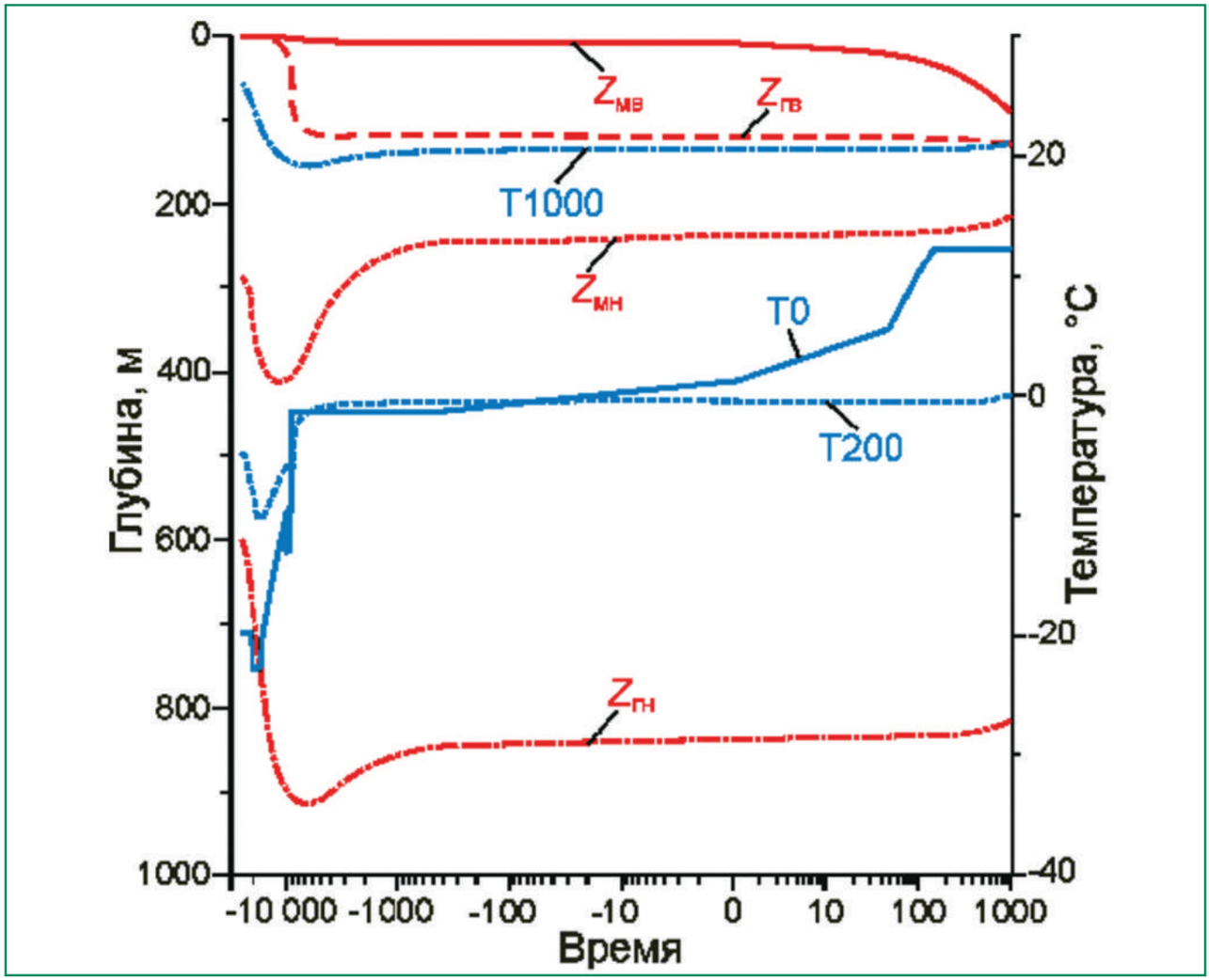


Рис. 4.5.15. Изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна (T0), на глубинах 200 м (T200) и 1000 м (T1000) под ней), положения границ мерзлоты верхней ($Z_{мв}$) и нижней ($Z_{мн}$) и зоны устойчивого состояния гидратов ($Z_{гв}$ и $Z_{гн}$). Время указано в годах, отмеченных по шкале в двойном логарифмическом масштабе, 0–2000 г. (Анисимов и др., 2012).

Шахова и др., 2009а, б), была выдвинута гипотеза об усилении транспорта в атмосферу высвобождающегося из шельфовых гидратов метана за счет увеличения газовой проницаемости многолетнемерзлых донных отложений и образования сквозных таликов, в том числе обусловленных современным потеплением.

Эта гипотеза вызывает большие споры у специалистов, многие из которых считают ее маловероятной. Так, в публикации (Анисимов и др., 2012), на основе синтеза данных наблюдений и результатов моделирования было показано, что современный вклад в среднегодовую глобальную температуру воздуха за счет повышенной эмиссии метана на шельфе МВА составляет около 0.01°С. Даже для климатического сценария, в котором завышается возможный диапазон увеличения температуры придонных вод, к концу 3000 г. мощность верхнего оттаявшего слоя донных отложений будет порядка 90 м и не достигнет верхней границы зоны распространения гидратов, находящейся на уровне 100–140 м под дном шельфа. Таким образом, моделирование не подтверждает высказанный в работах Шаховой и Семилетова тезис об увеличении газовой проницаемости шельфа за счет таяния многолетне-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:37 PM Page 534

мерзлых грунтов. Над глубинным слоем газовых гидратов на протяжении последующих нескольких столетий будет располагаться газонепроницаемая многолетняя мерзлота. Эти результаты иллюстрирует рисунок 4.5.15 (Анисимов и др., 2012), на котором показаны изменения во времени температуры донных отложений (у поверхности дна и на глубинах 200 м и 1000 м под ней) и положения границ мерзлоты и зоны устойчивого состояния гидратов. Выводы этой работы не подтверждают широко обсуждаемую гипотезу о возможности "метановой катастрофы" на шельфе МВА.

Отсутствие в настоящее время данных наблюдений, которые позволили бы надежно оценить возможность значительного усиления эмиссии метана при таянии субаквальной вечной мерзлоты на шельфе МВА, приводит к тому, что эта проблема становится объектом многочисленных спекуляций, в том числе имеющих геополитический аспект. Можно привести аналогию с недавним прошлым в отношении предполагаемого усиления эмиссии метана при таянии болот криолитозоны Сибири, которое в ряде публикаций также называли "метановой бомбой". Это совпало с пиком международных переговоров об учете и ограничении национальных выбросов парниковых газов и о торговле их квотами, в которых Россия занимала сильную позицию как страна, бореальные леса которой поглощают огромное количество атмосферного углерода, превосходящее национальный антропогенный выброс. Ряд государств попытались обыграть концепцию "метановой бомбы", сместив акценты на переговорах таким образом, чтобы Россия по итоговому балансу радиационного воздействия парниковых газов перешла в разряд стран, усиливающих глобальное потепление. Это послужило мотивацией детального исследования, результаты которого приведены в публикациях (Анисимов и др., 2005; Анисимов, Ренева, 2011; Anisimov, 2007). Авторами была построена пространственно-распределенная математическая модель, учтены расположение и площадь многолетнемерзлых болот на территории России, рассчитаны изменения интенсивности эмиссии метана в меняющихся мерзлотно-климатических условиях и дана оценка радиационного воздействия. Результаты позволили установить, что связанное с таянием многолетнемерзлых болот увеличение эмиссии метана к середине столетия составит дополнительно примерно 8–10 Тг в год, даже для наиболее радикального климатического сценария. Примечательно, что оценка современной эмиссии метана с шельфа МВА, по данным работы (Shakhova et al., 2010), составляет 7.9 Тг в год, т. е. практически совпадает с этой величиной. Такая эмиссия вызывает рост атмосферной концентрации метана примерно на 100 Тг или на 0.04 ppm, что увеличивает среднегодовую глобальную температуру приблизительно на 0.012°C. Эти результаты получили признание многих специалистов, что позволило снять сенсационный характер проблемы и создало условия для ее планомерного и глубокого научного изучения.

4.5.5. Последствия ожидаемых климатических изменений для баланса углерода почв России

Влияние ожидаемых климатических изменений на баланс углерода почв России было оценено с помощью различных модельных данных.

Анализ общей динамики запасов углерода всех почв России при изменении климата с учетом изменений в первичной продуктивности экосистем проводился только в контексте глобальных оценок. Так, в работе Елисеева (2011) показано, что средний глобальный запас углерода почв монотонно возрастает от доантропогенного значения 1849 ± 6 Гт С до 1916 ± 20 Гт С к 1961–1990 гг., далее до 1949 ± 31 Гт С к 2035–2065 гг. и до 1970 ± 65 Гт С к 2071–2100 гг. Однако изменение этой величины в XXI веке статистически незначимо. Основное накопление углерода отмечается в почвах тропиков и субтропиков, в то время как в более высоких широтах выявляются как регионы увеличения запасов углерода, так и его уменьшения, что характерно также для территории России (рис. 4.5.16).

При использовании сценариев выбросов парниковых газов A2, A1B и B1 (Nakicenovic et al., 2000), модельные расчеты показали, что общая пространственная структура изменений баланса углерода почв России при изменении климата в условиях различных сценариев будет достаточно

OD-2-1-3n 12/15/14 4:37 PM Page 535

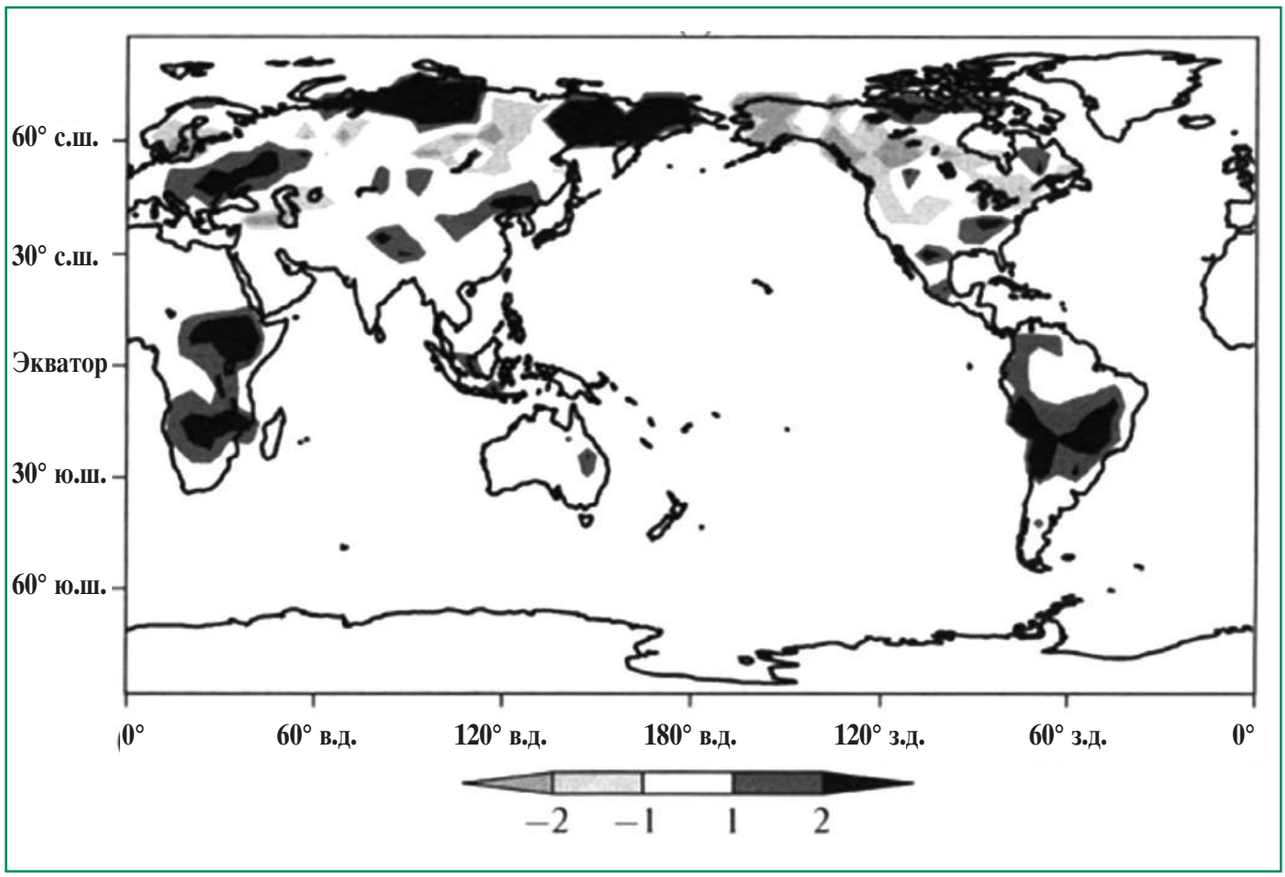


Рис. 4.5.16. Байесово среднее значение изменения запаса углерода в почве (кг С/м²) в ансамблевых численных экспериментах между периодами 1961–1990 гг. и 2071–2100 гг. при сценарии антропогенного воздействия A1B (Елисеев, 2011).

сходна. Однако наблюдается большая разница в абсолютных значениях этих изменений в регионах. Наибольшее уменьшение запасов углерода почв произойдет при развитии сценария A2 (от –1 до –5 кг С/(м² год)). В меньшей степени запасы углерода почв снизятся в условиях сценария A1B и, особенно, сценария B1 (Уменьшения запасов почвенного углерода для последних двух сценариев составят от –0.5 до 2 кг С/(м² год)) (Елисеев, 2011).

Применение ансамбля из 5 моделей для оценки изменений запасов углерода экосистем при изменении климата согласно сценарию A1B (Sitch et al., 2008) показало неоднозначность прогнозов изменений углерода почв (рис. 4.5.17). Так модели ORCHIDEE и TRIFFID (Cox et al., 2000) предсказывают значительное увеличение запасов почвенного углерода в высоких широтах северного полушария к 2099 г., в то время как Sheffield и HyLand модели дают незначительные величины накопления, а согласно расчетам по модели Lund-Potsdam-Jena запасы углерода почв северных широт сильно сократятся. При этом в прогнозе изменений углерода биомассы экосистем таких значимых расхождений между моделями не получено (Sitch et al., 2008). Следует учесть, что практически все модели этого типа или совсем не учитывают природных нарушений (в частности пожаров), или делают это очень приближенно, имеют ограниченное количество типов растительности и часто рассматривают “потенциальную растительность”.

Современный глобальный сток углерода в наземные экосистемы планеты, в соответствии с различными оценками, варьирует от 2.0 до 2.7 Гт С/год (Steffen et al., 1998; Ito, 2003; Global Carbon Project, 2011), причем практически весь он обусловлен лесами (Pan et al., 2011), а большая

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 536

В:

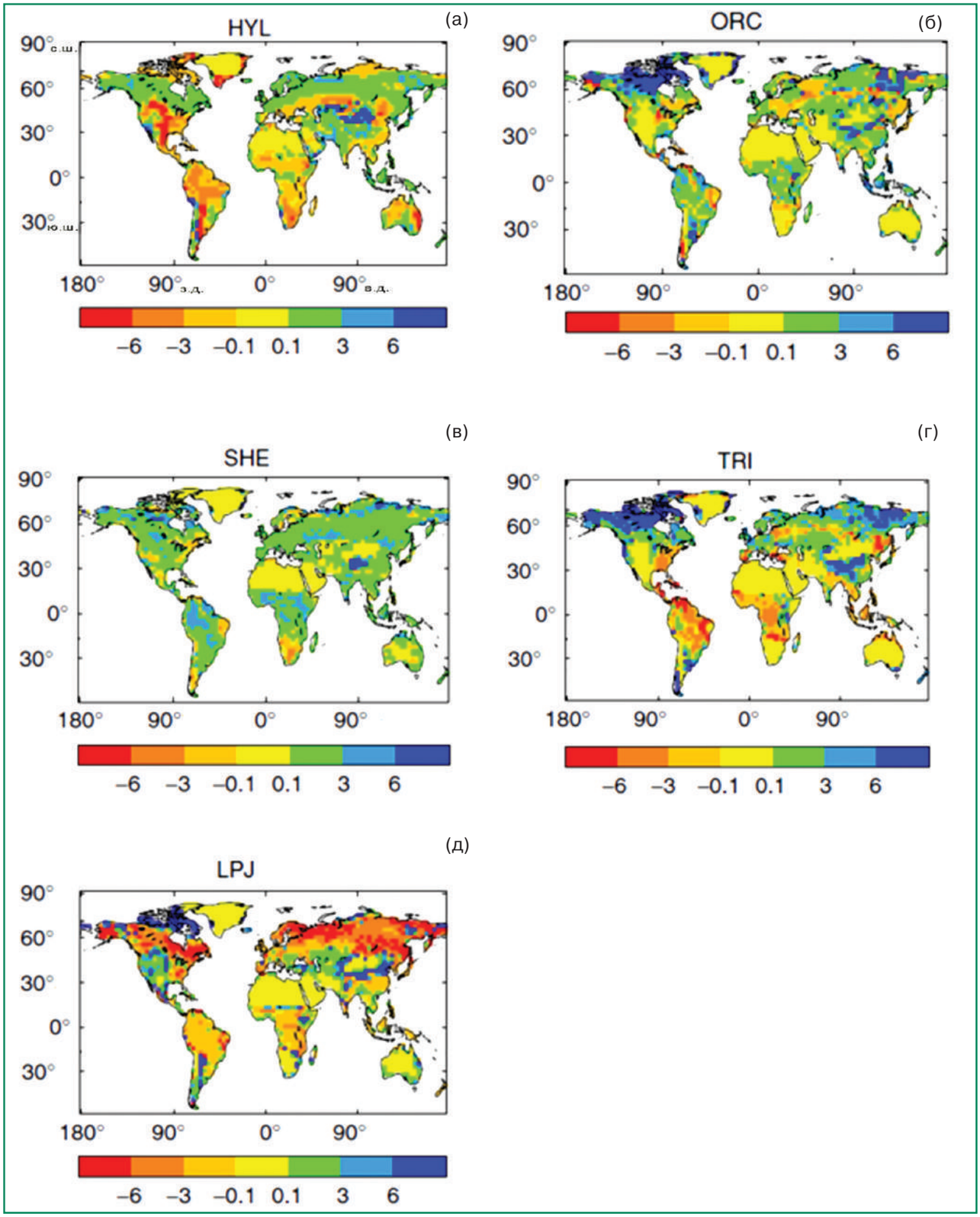


Рис. 4.5.17. Изменения запасов углерода почв, Гт С, между 1860 и 2099 гг. при сценарии антропогенного воздействия A1B по данным моделей: (а) HyLand (HYL), (б) ORCHIDEE (ORC), (в) Sheffield (SHE), (г) TRIFFID (TRI) и (д) Lund-Potsdam-Jena (LPJ) (по: Sitch et al., 2008).

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 537

его часть (≈1.7 Гт С/год) приходится на экосистемы северных умеренных широт (Ciais et al., 1995). Наземные экосистемы России обеспечивают в настоящее время не менее 1/5 части глобального стока CO_2 атмосферы (500–700 Тг С/год), главным образом за счет лесных территорий (90–95% общего стока), включая возобновившиеся лесом сельскохозяйственные угодья (Курганова, Кудеяров, 2012; Швиденко, Щепащенко, 2014). Значительная часть углерода поступает как в чистую продукцию экосистем, так и в его почвенный резервуар. Изменения этих составляющих углеродного стока в ответ на изменения климата неодинаковы в различных природно-климатических зонах России. Следует ожидать также перераспределения запасов углерода между резервуарами биомассы, почвы и подстилки в ответ на изменения климата. Согласно глобальным прогнозам (Елисеев, 2011; Sitch et al., 2008) общий бюджет углерода экосистем на территории России возрастет в первой половине XXI века, а затем начнет сокращаться. Расчеты трех моделей из пяти в работе (Sitch et al., 2008) свидетельствуют о вероятном сокращении стока углерода в наземные экосистемы России после 2050 г. (при сценарии A1B) по сравнению с доантропогенным уровнем. В XXI веке устойчивое поглощение CO_2 из атмосферы получено лишь для наземных экосистемам внетропических широт Евразии, в первую очередь – сибирской тайги (Елисеев, 2011). Однако существующие модели не рассматривают возможные критические ситуации, когда региональное потепление порядка +6–7°C вызывает риск превращения бореальных лесов в “элемент переключения» (typing element) с последующей гибелью древесных пород, обладающих меньшей буферной способностью.

4.5.6. Адаптационные мероприятия по снижению воздействия изменения климата на баланс углерода почв России

Возможные меры по адаптации к изменениям климата в сельском хозяйстве включают: изменения в специализации сельскохозяйственного производства при смене севооборотов и размещении культур, изменение сроков посева и уборки, изменение объемов внесения органических и минеральных удобрений, внедрение комплекса мер по созданию достаточной кормовой базы для животноводства. В этом случае есть возможность осуществления “лабильных” решений, позволяющих оперативно расширять, либо уменьшать площади земель под зерновыми, пропашными культурами и многолетними травами, вводить более скороспелые сорта, осуществлять замену культур, вводя более засухоустойчивые или теплолюбивые, промежуточные и подсевные культуры, оптимизировать сроки обработок почвы и внесения удобрений с учетом экономической целесообразности всех перечисленных выше мер. Применение адаптационных мер позволяет снизить эмиссию CO_2 пахотными почвами на 30–45% (Романенков и др., 2009).

Расчеты для Северо-Западного и Центрального ФО показывают, что в период до 2070 г. комплекс адаптационных мер обеспечивает рост урожайности при расширенном воспроизводстве плодородия почв, что позволяет получить максимальную прибыль региональной системы ведения хозяйства. Установлено, что для Нечерноземной зоны влияние климата проявляется в большей степени в растениеводческом секторе по сравнению с сектором животноводства. Данные регионы можно рассматривать как наиболее перспективные для осуществления адаптационных мер, которые могут иметь существенный выигрыш от изменения климата, но должна быть обеспечена адекватность во времени адаптационных программ, поскольку их реализация, включая дополнительное депонирование углерода, максимальна около 2015–2040 гг. Увеличение площади потенциальных потерь ранее накопленного углерода происходит в 2050–2060 гг., прежде всего за счет ожидаемой потери углерода на слабоокультуренных почвах (Романенков и др., 2009).

В лесных почвах доступный для растений азот является лимитирующим фактором, поэтому усиление азотного питания при повышении температуры в этих типах экосистем приведет к увеличению фотосинтетической активности и поглощения CO_2. Однако повышение доступности азота при глобальном потеплении может оказаться кратковременным, пока запасы лабильного органического вещества не будут ис-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 538

черпаны, и весь минерализованный азот не перейдет в биомассу высших растений (Luo et al., 2004). Кроме того, интенсивность фотосинтеза может лимитироваться недостатком иных элементов. Таким образом, для реализации эффекта стимулирования фотосинтеза, смягчающего глобальное потепление, необходимо увеличение применения удобрений, в особенности азотных (Langley, Megonigal, 2010).

Леса должны адаптироваться не только к трендовым климатическим изменениям, но также к увеличивающейся изменчивости климата, наряду с возрастанием рисков, связанных с экстремальными погодными явлениями и высоко вероятным критическим возрастанием частоты и интенсивности природных нарушений. Разработка стратегии и комплексной программы адаптации лесов России к глобальным изменениям, включающая систему генетических, лесоводственных, институциональных, социальных и прочих мероприятий, является срочной сегодняшней задачей (Швиденко, Щепащенко, 2013). Одной из важнейших задач такой стратегии является управление углеродным бюджетом лесных экосистем, где почва играет определяющую роль.

Адаптационные меры для торфяных почв, прежде всего, относятся к мероприятиям по обводнению и восстановлению ранее осушенных торфяных болот. Повышение уровня грунтовых вод приводит к значительному сокращению эмиссии CO_2 из торфяных почв, превращая их при оптимальных условиях в перспективе в поглотителя диоксида углерода. Прекращается, если имела место, эмиссия N_2O. В большинстве случаев увеличивается эмиссия CH_4. Однако результирующий баланс парниковых газов из торфяных почв после обводнения зависит от многих факторов, в том числе типа болотных угодий, практики управления, глубины грунтовых вод, типа растительности, количества осадков, температуры и др. (Fenner, Freeman, 2011). В среднем оценивается, что совокупный выброс CO_2 и N_2O (в эквиваленте CO_2) от осушенных торфяников, как правило, больше, чем совокупные выбросы CH_4, CO_2 и N_2O (в эквиваленте CO_2) от обводненных почв (Couwenberg et al., 2011). Таким образом, меры по восстановлению уровня грунтовых вод болотных экосистем не только уменьшают выбросы парниковых газов в атмосферу, но и сокращают суммарные потери почвенного углерода.

На эксплуатируемых осушенных торфяниках целесообразно проводить адаптационные мероприятия по поддержке увлажненности почв, культивации многолетних культур, устойчивых к повышенной влажности, минимизации вспашки (Jauhiainen et al., 2012), противопожарной защите, уменьшению доз вносимых удобрений (Assessment…, 2008).

В целом, общепринятые меры по защите почв от деградации следует также отнести к адаптационным при изменении климата, т. к. они позволят сократить потери и сохранить запасы почвенного органического вещества. Эти меры включают: защиту против ветровой и водной эрозии почв, противопожарные мероприятия, рекультивацию нарушенного почвенного покрова, целесообразное использование земель, защиту почв от загрязнения и др.

4.5.7. Заключение

Суммируя оценки баланса и запасов углерода, сделанные для почв различных типов экосистем России, можно заключить, что в долгосрочной перспективе при изменении климата на большей части территории страны будут складываться условия для увеличения эмиссии CO_2 почвами и сокращения запасов почвенного углерода. При этом географическое распределение изменений неоднородно: выделяются регионы, теряющие углерод, и также обнаруживаются области интенсивной аккумуляции углерода в почвах. Сделать однозначный вывод о величине ожидаемых изменений запасов почвенного углерода и даже о знаке результирующей по территории страны в настоящее время сложно. Необходимо учитывать также величину и продолжительность вероятного изменения величины первичной продукции различных экосистем. Предположения, представленные в тексте первого Оценочного доклада (2008а, б), по будущим благоприятным изменениям климатических условий, способствующих накоплению органического углерода в почвах на большей территории

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 539

ЕЧР, а также в АЧР южнее 60° с.ш. от Урала до побережья на Дальнем Востоке, могут оправдаться только частично и, по-видимому, только в краткосрочной перспективе.

Согласно полученным результатам по моделированию изменений дыхания почв России (эмиссия CO_2 в результате минерализации органического вещества), к 2020 году почвенное дыхание возрастет по сравнению с базовым периодом 1981–2000 гг. в среднем для страны на 6%, а к 2050 году на 17%, и может составить около 3.6 и 4.0 Гт С/год соответственно. При этом наблюдаются как зоны интенсивного роста, так и небольшие районы с понижением интенсивности дыхания. Такие понижения связаны с дефицитом осадков. Наиболее интенсивный рост почвенного дыхания наблюдается в зонах тундры и северной тайги, где температура является основным лимитирующим фактором и ее повышение дает существенный отклик.

Ожидаемое повышение влажности почв на преобладающей территории России может привести к усилению метаногенеза и интенсивности денитрификации, то есть, в конечном счете, к росту эмиссий CH_4 и N_2O.

В лесных экосистемах можно ожидать перераспределения запасов углерода и азота в системе почва–растение, т. е. уменьшению запасов в почве и дополнительному накоплению в биомассе. При изменении климата уровень эмиссии CO_2 почвами лесных экосистем возрастает примерно на 15%, однако повышение продуктивности древостоев перекрывает это увеличение. С учетом возрастающего количества древесины, изымаемого при рубках, и увеличения площадей и интенсивности лесных пожаров, следует ожидать, что общий бюджет углерода лесных экосистем будет уменьшаться (Комаров и др., 2006; FAO, 2012).

В почвах пахотных земель ЕЧР при неизменном землепользовании следует ожидать уменьшения запасов углерода в XXI веке. Возможные потери за 70 лет могут составить от 9 до 12% от общего запаса С в пахотных почвах РФ в слое 0–20 см. При неизменной системе хозяйствования к 2070 г. слабое (до 2 т С/га за 70 лет) накопление органического С подзолистыми почвами прогнозируется только в Смоленской, Тверской, Псковской, Новгородской, Калининградской областях для климатического сценария A1FI. Для остальных областей в тот же период прогнозируется потеря исходных запасов углерода до 8 т С/га для Пермской и юга Московской области. Внедрение комплекса адаптационных мер позволит за этот же период снизить потери на 30–45% (Романенков и др., 2009).

Резкое сокращение площадей обрабатываемых угодий в РФ в 1990-х гг. обусловило появление дополнительного стока атмосферного CO_2 в результате аккумуляции углерода почвами залежных земель, которое оценивается около 74 ± 22 Мт С/год (Курганова, 2010). В будущем следует ожидать уменьшения ежегодного поглощения атмосферного углерода залежными землями на территории России даже при стационарном климате (Романовская, 2008б). Воздействие прогнозируемых изменений температуры и влажности на аккумуляцию углерода почвами залежных земель неоднородно. Так, сокращение аккумуляции вероятно на большей территории АЧР и Центрально-Черноземной зоны (от –11 до –32%), увеличение – в СЗФО и ЦФО (до +27%). В южных районах ЕЧР и Восточной Сибири значимая разница в накоплении углерода залежными землями при стабильном климате и при его изменении не обнаружена.

Торфяно-болотные почвы могут увеличивать эмиссию CO_2 в атмосферу при повышении температуры и падении уровней болотных вод (Kurbatova et al., 2009). Изменение климата может оказать воздействие на торфяно-болотные почвы всех регионов, среди которых отмечаются наиболее уязвимые объекты (Assessment…, 2008; Экосистемы болот, 2004). Самые высокие значения связывания углерода отмечаются для мелкооторфованных земель и мелкозалежных болот, которые, однако, наиболее подвержены изменению климата. При увеличении температур и сокращении осадков, росте вероятности неблагоприятных погодных явлений (засух, ливневых осадков, сильных ветров и др.) может происходить нарушение растительного покрова, в результате прекращается образование торфа, резко возрастает его уязвимость к водной и ветровой эрозии, деструкции и разложению, механическо-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 540

му воздействию техники, скота и пр. Увеличение частоты засух повышает опасность торфяных пожаров в лесной и других природных зонах. Может усилиться водная и ветровая эрозия, деградация торфяных почв в горах, в степных и лесостепных районах. Растущая засушливость климата, как в ряде регионов Центральной Азии (Lu et al., 2009), и снижение продуктивности пастбищ может сместить скот на более влажные местообитания с менее устойчивыми к механическому воздействию торфяными почвами (Минаева, Сирин, 2011).

Усиление таяния мерзлоты в северных широтах приведет к изменению гидрологического и термического режимов полигональных и бугристых болот, заболоченных тундр (Minayeva, Sirin, 2010). Это затронет и более южные районы АЧР, где реликтовые мерзлые торфяно-болотные почвы встречаются до южных границ страны.

В зоне многолетнемерзлых болот на территории России, возможное таяние приведет к увеличению эмиссии CH_4 к середине XXI столетия дополнительно примерно на 8–10 Тг в год, даже для наиболее радикального климатического сценария. Такая эмиссия вызовет рост атмосферной концентрации CH_4 примерно на 100 Тг или на 0.04 ppm, что увеличивает среднегодовую глобальную температуру приблизительно на 0.012°С. Показано, что современный вклад в среднегодовую глобальную температуру воздуха за счет повышенной эмиссии CH_4 на шельфе морей восточной Арктики составляет около 0.01°С. Даже для климатического сценария, в котором завышается возможный диапазон увеличения температуры придонных вод, к концу 3000 г. мощность верхнего оттаявшего слоя донных отложений будет порядка 90 м и не достигнет верхней границы зоны распространения гидратов, находящейся на уровне 100–140 м под дном шельфа (Анисимов и др., 2012).

В результате изменения климата следует ожидать перераспределения запасов углерода между резервуарами биомассы, почвы и подстилки. Согласно глобальным прогнозам (Елисеев, 2011; Sitch et al., 2008) общий бюджет углерода экосистем на территории России возрастет в первой половине XXI века, а затем начнет сокращаться. В XXI веке устойчивое поглощение CO_2 из атмосферы получено лишь для наземных экосистем внетропических широт Евразии, в первую очередь – сибирской тайги (Елисеев, 2011).

4.5.8. Литература

Алексеев В. В., Киселева С. В., Чернова Н. И., 1999. Рост концентрации CO_2 в атмосфере — всеобщее благо?, Природа, № 9, с. 3–13.

Анисимов О. А., Борзенкова И. И., Лавров С. А., Стрельченко Ю. Г., 2012. Современная динамика подводной мерзлоты и эмиссия метана на шельфе морей Восточной Арктики в контексте прошлых и будущих изменений климата, Лед и Снег, т. 118, № 2, с. 97–105.

Анисимов О. А., Величко А. А., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Мохов И. И., Нечаев В. П., 2002. Влияние изменений климата на вечную мерзлоту в прошлом, настоящем и будущем, Известия РАН, Физика атмосферы и океана, т. 38, № 1, с. 25–39.

Анисимов О. А., Лавров С. А., Ренева С. А., 2005. Эмиссия метана из многолетнемерзлых болот России в условиях изменения климата, в кн.: Проблемы экологического моделирования и мониторинга экосистем, СПб, Гидрометеоиздат, т. XX, с. 124–142.

Анисимов О. А., Ренева, С. А., 2011. Углеродный баланс в криолитозоне России и глобальный климат: современное состояние и прогноз, основанный на моделировании, в кн.: Полярная криосфера и воды суши. Вклад России в Международный полярный год 2007/08, М., СПб., Paulsen Editions.

Базилевич Н. И., Родин Л. Е., 1971. Продуктивность и круговорот элементов в естественных и культурных фитоценозах, в кн.: Биологическая продуктивность и круговорот химических элементов в растительных сообществах, Л., Наука, с. 5–32.

Бакаева З. М., Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., 2009. Прогноз углеродного бюджета лесов Северного Кавказа по модели CBM_CFS, Проблемы региональной экологии, № 1, с. 51–56.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 541

Быховец С. С., Комаров А. С., 2002. Простой статистический имитатор климата почвы с месячным шагом, Почвоведение, № 4, с. 443–452.

Вомперский С. Э., Сирин А. А., Сальников А. А., Цыганова О. П., Валяева Н. А., 2011. Оценка площади болотных и заболоченных лесов России, Лесоведение, № 5, с. 1–9.

Вомперский С. Э., Цыганова О. П., Ковалев А. Г., Глухова Т. В., Валяева Н. А., 1999. Заболоченность территории России как фактор связывания атмосферного углерода, в кн.: Глобальная эволюция биосферы. Антропогенный вклад, М., Научный Совет НТП "Глобальные изменения природной среды и климата", с. 124–144.

Глаголев М. В., Чистотин М. В., Шнырев Н. А., Сирин А. А., 2008. Летне-осенняя эмиссия диоксида углерода и метана осушенными торфяниками, измененными при хозяйственном использовании, и естественными болотами (на примере участка Томской области), Агрохимия, № 5, с. 56–68.

Динамика баланса гумуса на пахотных землях Российской Федерации, 1998. Госкомзем России, М., РосНИИземпроект, 49 с.

Елисеев А. В., 2011. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учетом неопределенности значений параметров наземной биоты, Известия РАН, Физика атмосферы и океана, № 47 (2), с. 147–170.

Заварзин Г. А., 2004. Лекции по природоведческой биологии, М.: Наука, 348 с.

Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Коровин Г. Н., 2009. Управление бюджетом углерода лесов Дальнего Востока России: прогнозный анализ по модели CBM_CFS, Лесная таксация и лесоустройство, вып. 1 (41), с. 98–103.

Замолодчиков Д. Г., Грабовский В. И., Коровин Г. Н., Курц В., 2008. Оценка и прогноз углеродного бюджета лесов Вологодской области при помощи канадской модели CBM_CFS, Лесоведение, № 6, с. 3–14.

Замолодчиков Д. Г., 2011. Системы оценки и прогноза запасов углерода в лесных экосистемах. 1, Устойчивое лесопользование, № 4 (29), с. 15–22.

Замолодчиков Д. Г., 2012. Системы оценки и прогноза запасов углерода в лесных экосистемах. 2, Устойчивое лесопользование, № 1 (30), с. 41–49.

Замолодчиков Д. Г., Коровин Г. Н., Уткин А. И., Честных О. В., Сонген Б., 2005. Углерод в лесном фонде и сельскохозяйственных угодьях России, М., Товарищество научных изданий КМК, 200 с.

Израэль Ю. А., Сиротенко О. Д., 2003. Моделирование влияния изменений климата на продуктивность сельского хозяйства в России, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–17.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 569, с. 76–98.

Кизилова А. К., Сирин А. А., Кравченко И. К., 2011. Микроорганизмы цикла метана в естественных торфяных почвах и гидрологических элементах осушенных торфяников, Известия Самарского научного центра Российской академии наук, т. 13, № 1(5), с. 1204–1207.

Климанов В. А, Сирин А. А., 1997. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3 000 лет, Доклады Академии Наук, т. 354, № 5, с. 683–686.

Кобак К. И., 1988. Биотические компоненты углеродного цикла, Л., Гидрометеоиздат, 248 с.

Комаров А., Припутина И., Михайлов А., Чертов О., 2006. Биогеохимический цикл углерода в лесных экосистемах центра Европейской России и его техногенные изменения, в кн.: Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв, М., Наука, с. 362–377.

Комаров А. С., Чертов О. Г., Михайлов А. В., Надпорожская М. А., Припутина И. В., Быховец С. С., Ларионова А. А., Грабарник П. Я., Зудин С. Л., Зубкова Е. В., Зудина Е. В., Шанин В. Н., Андриенко Г., Андриенко Н., Мартынкин А. В., Морен Ф., Абакумов Е. В.,

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 542

Лукьянов А. М., Кубасова Т. С., Бхатти Дж., Шоу С., Аппс М., Бобровский М. В., Ханина Л. Г., Смирнов В. Э., Глухова Е. М., 2007. Моделирование динамики органического вещества в лесных экосистемах, М., Наука, 380 с.

Кудеяров В. Н., 1994. Выделение углекислого газа почвенным покровом России, Природа, № 7, с. 37–43.

Кудеяров В. Н., Курганова И. Н., 2005. Дыхание почв России: анализ базы данных, многолетний мониторинг, общие оценки, Почвоведение, № 9, с. 1112–1121.

Кудеяров В. Н., Хакимов Ф. И., Деева Н. Ф., Ильина А. А., Кузнецова Т. В., Тимченко А. В., 1995. Оценка дыхания почв России, Почвоведение, № 1, с. 33–42.

Курганова И. Н., 2010. Эмиссия и баланс диоксида углерода в наземных экосистемах России, Автореферат диссертации доктора биологических наук, М., 50 с.

Курганова И. Н., Кудеяров В. Н., 2012. Экосистемы России и глобальный бюджет углерода, Наука в России, № 5, с. 25–33.

Курганова И. Н., Лопес де Гереню В. О., Петров А. С., Мякшина Т. Н., Сапронов Д. В., Аблеева В. А., Кудеяров В. Н., 2011. Влияние наблюдаемых климатических изменений и экстремальных погодных явлений на эмиссионную составляющую углеродного цикла в различных экосистемах южно-таежной зоны, Доклады РАН, т. 441, № 6, с. 845–849.

Ларионова А. А., Розанова Л. Н., Евдокимов И. В., Ермолаев А. М., 2002. Баланс углерода в естественных и антропогенных экосистемах на серых лесных почвах, Почвоведение, № 2, с. 177–185.

Люри Д. И., Горячкин С. В., Караваева Н. А., Денисенко Е. А., Нефедова Т. Г., 2010. Динамика сельскохозяйственных земель в России в XX веке и постагрогенное восстановление растительности и почв, М., Геос, 416 с.

Люри Д. И., Горячкин С.В., Караваева Н. А., Денисенко Е. А., 2008. Закономерности вывода из оборота сельскохозяйственных земель в России и мире и процессы постагрогенного развития залежей, в кн.: Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного оборота, М., ФГНУ Росинформагротех, с. 45–71.

МГЭИК, 2007. Изменения климата, 2007 г.: Обобщающий доклад. Вклад рабочих групп I, II и III в Четвертый доклад об оценке Межправительственной группы экспертов по изменению климата, под ред. Пачаури Р. К., Райзингер А. и основной группы авторов, МГЭИК, Женева, Швейцария, 104 с.

Минаева Т. Ю., Сирин А. А., 2002. Торфяные пожары – причины и пути предотвращения, Наука и промышленность России, № 9, с. 3–8.

Минаева Т. Ю., Сирин А. А., 2011. Биологическое разнообразие болот и изменение климата, Успехи современной биологии, т. 131, № 4, с. 393–406.

Минаева Т. Ю., Трофимов С. Я., Чичагова О. А., Дорофеева Е. И., Сирин А. А., Глушков И. В., Михайлов Д. Н., Кромер Б., 2008. Накопление углерода в почвах лесных и болотных экосистем Южного Валдая в Голоцене, Изв. РАН, серия Биологическая, № 5, с. 607–616.

Орлов Д. С., Бирюкова О. Н., Суханова Н. И., 1996. Органическое вещество почв Российской Федерации, М., Наука, 256 с.

Орлов Д. С., 1999. Запасы, поступление и круговорот органического углерода в почвах России, в кн.: Глобальные изменения природной среды и климата, Круговорот углерода на территории России, М., Министерство общего и профессионального образования Российской Федерации, с. 271–299.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации., 2008а. т. I. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации., 2008б. т. II. Последствия изменений климата. М., Росгидромет, 288 с.

Панкова Е. И., Новикова А. Ф., 2000. Деградационные почвенные процессы на сельскохозяйственных землях России, Почвоведение, № 3, с. 366–379.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 543

Регионы России: социально-экономические показатели, 2006. М., Росстат, 984 с.

Романенков В. А, Сиротенко О. Д., Рухович Д. И., Романенко И. А, Шевцова Л. К., Королева П. В., 2009. Прогноз динамики запасов органического углерода пахотных земель Европейской территории России, М., ВНИИА, 96 с.

Романовская А. А., 2008а. Запасы почвенного органического углерода залежных земель, в кн.: Агроэкологическое состояние и перспективы использования земель России, выбывших из активного сельскохозяйственного оборота, М., ФГНУ Росинформагротех, с. 354–357.

Романовская А. А., 2008б. Основы мониторинга антропогенных эмиссий и стоков парниковых газов (CO_2, N_2O, CH_4) в животноводстве, при сельскохозяйственном землепользовании и изменении землепользования в России, Автореферат диссертации доктора биологических наук, М., 40 с.

Росстат, 2005–2011. Российский статистический ежегодник, Статистический сборник, М., Росстат РФ.

Сельское хозяйство, охота и лесоводство в России, 2004. Статистический сборник, М., Росстат, 478 с.

Сирин А., Минаева Т., Возбранная А., Барталев С., 2011а. Как избежать торфяных пожаров? Наука в России, № 2, с. 13–21.

Сирин А. А., Суворов Г. Г., Глаголев М. В., Чистотин М. В., Минаева Т. Ю., 2011б. Антропогенные изменения торфяных болот в России: возможные последствия для эмиссии и поглощения парниковых газов, материалы Третьего Международного полевого симпозиума (Ханты-Мансийск, 27.06–5.07.2011), акад. С. Э. Вомперский (ред.), Новосибирск, с. 200–201.

Сирин А. А., Суворов Г. Г., Чистотин М. В., Глаголев М. В., 2012. О значениях эмиссии метана из осушительных каналов, Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата, т. 3. № 2 (6), EDCCrar0005, с. 1–10.

Сиротенко О. Д., Абашина Е. В., 2008. Современные климатические изменения продуктивности биосферы России и сопредельных стран, Метеорология и гидрология, № 4, с. 101–107.

Сиротенко О. Д., Клещенко А. Д., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2004. Моделирование влияния изменений климата на агроклиматические ресурсы, биоклиматический потенциал и продуктивность региональных экосистем на примере Калужской области, в кн.: Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук, вып. 6, Калуга, Полиграф-Информ, с. 446–455.

Сиротенко О. Д., Грингоф И. Г., 2006. Оценки влияния ожидаемых изменений климата на сельское хозяйство Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 8, с. 92–101.

Сиротенко О. Д., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2007. Современные климатические изменения теплообеспеченности, увлажненности и продуктивности агросферы России, Метеорология и гидрология, № 8, с. 90–103.

Смагин А. В., Садовникова Н. Б., Смагина М. В., Глаголев М. В., Шевченко Е. М., Хайдапова Д. Д., Губер А. К., 2001. Моделирование динамики органического вещества почв, М., Изд-во МГУ, 120 с.

Суворов Г. Г., Чистотин М. В., Сирин А. А., 2010. Влияние растительности и режима увлажнения на эмиссию метана из осушенной торфяной почвы, Агрохимия, № 12, с. 37–45.

Торфяные болота России: к анализу отраслевой информации, 2001. Сирин А. А., Минаева Т. Ю. (ред.), М., Изд-во Геос, 190 с.

Фридланд, В. М. (ред.), 1988. Почвенная карта РСФСР масштаба 1:2500000, М., ГУГК.

Ханина Л. Г., Бобровский М. В., Комаров А. С., Михайлов А. В., Быховец С. С., Лукьянов А. М., 2006. Моделирование динамики разнообразия лесного напочвенного покрова, Лесоведение, № 1, с. 70–80.

Чертов О. Г., Комаров А. С., Надпорожская М. А., Михайлов А. В., Быховец С. С., Зудин С. Л., Зубкова Е. В., 2007. Динамическое моделирование процессов трансформации органического вещества почв. Имитационная модель ROMUL, СПб, Изд-во Санкт-Петербургского университета, 96 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 544

Честных О. В., 1998. Почвы Северной Евразии. Компьютерная база данных, М., ЦЭПЛ РАН, МГУ.

Честных О. В., Замолодчиков Д. Г., Уткин А. И., Коровин Г. Н., 1999. Распределение запасов органического углерода в почвах лесов России, Лесоведение, № 2, с. 13–21.

Чистотин М. В., Сирин А. А., Дулов Л. Е., 2006. Сезонная динамика эмиссии углекислого газа и метана при осушении болота в Московской области для добычи торфа и сельскохозяйственного использования, Агрохимия, № 6, с. 54–62.

Чудинова С. М., Быховец С. С., Сороковиков В. А., Барри Р., Жанг Т., Гиличинский Д. А. и др., 2003. Особенности изменения температуры почв России в период последнего потепления климата, Криосфера Земли, т. 7, № 3, с. 23–30.

Шанин В. Н., Михайлов А. В., Быховец С. С., Комаров А. С., 2010. Глобальные изменения климата и баланс углерода в лесных экосистемах бореальной зоны: имитационное моделирование как инструмент прогноза, Изв. РАН, серия биол., № 6, с. 719–730.

Шахова, Н. Е., Юсупов В. А., Салюк А. Н., Космач Д. А., Семилетов И. П., 2009а. Антропогенный фактор и эмиссия метана на Восточно-Сибирском шельфе, Доклады Академии Наук, № 3, с. 398–401.

Шахова, Н. Е., Сергиенко В. И., Семилетов И. П., 2009б. Вклад Восточно-Сибирского шельфа в современный цикл метана, Вестник РАН, № 6, с. 507–518.

Шахова, Н. Е., Семилетов И. П., Сергиенко В. И., Салюк А. Н., Бельчева Н. Н., Космач Д. А., 2008. Состояние вопроса о роли Восточно-Сибирского шельфа в современном цикле метана, в кн.; Изменение окружающей среды и климата: природные катастрофы, В. М. Котляков (ред.), М., с. 164–176.

Швиденко А. З., Щепащенко Д. Г., 2013. Климатические изменения и лесные пожары в России, Лесоведение, № 5, с. 50–61.

Швиденко А. З., Щепащенко Д. Г., 2014. Углеродный бюджет лесов России, Сибирский лесной журнал, № 1, с. 69–92.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н., 2012. Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине XXI века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–23.

Щепащенко Д. Г., Швиденко А. З., Мухортова Л. В., Щепащенко М. В., 2011. Почва в оценке биосферной роли наземных экосистем России, в сб.: Материалы Международной научной конференции “Ресурсный потенциал почв – основа продовольственной и экологической безопасности России”, Санкт-Петербург 1–4 Марта 2011 г., СПб., СПбГУ, ISBN 978-5-288-05155-5, с. 511–512.

Щепащенко Д. Г., Мухортова Л. В., Швиденко А. З., Ведрова Э. Ф., 2013. Запасы органического вещества в почвах России, Почвоведение, № 2, с. 123–132.

Экосистемы болот., 2004. В кн.: Состояние биоразнообразия природных экосистем России, Орлов В. А., Тишков А. А. (ред.), М., НИА-Природа, с. 103–113.

Alcamo J., Dronin N., Endejan M., Golubev G., Kirilenko A., 2007. A new assessment of climate change impacts on food production shortfalls and water availability in Russia, Global Environmental Change, vol. 17, pp. 429–444.

Anisimov O., 2007. Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission, Environmental Research Letters, vol. 2, no. 4, 045016, doi:10.1088/1748-9326/2/4/045016.

Assessment on Peatlands, Biodiversity and Climate Change: Main Report., 2008. Parish F., Sirin A., Charman D., Joosten H., Minayeva T., Silvius M., Stringer L. (eds.), Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, Wageningen, 179 p. http://www.imcg.net/media/download_gallery/books/assessment_peatland. pdf

Belelli Marchezini L., 2007. Analyses of the carbon cycle of steppe and old field ecosystems of Central Asia, PhD thesis, 227 pp. (available at http://www.unitus.it).

Bellamy P. H., Loveland P. J., Bradley R. I., Lark R. M., Kirk G. J. D., 2005. Carbon loss-

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 545

es from all soils across England and Wales 1978–2003, Nature, no. 437 (8), pp. 245–248.

Bond-Lamberty B., Thomson, A., 2010. Temperature-associated increases in the global soil respiration record, Nature, no. 464, pp. 579–583.

Chertov O. G., Komarov A. S., Nadporozhskaya M. A., Bykhovets S. S., Zudin S. L., 2001. ROMUL – a model of forest soil organic matter dynamics as a substantial tool for forest ecosystem modeling, Ecological Modelling, no. 138, pp. 289–308.

Chertov O. G., Komarov A. S., Bykhovets S. S., Kobak K. I., 2002. Simulated soil organic matter dynamics in forests of the Leningrad administrative area, North-western Russia, Forest Ecology and Management, vol. 169, pp. 29–34.

Ciais P., Canadell J., Luyssaert S., Chevallier F., Shvidenko A., Poussi Z., Jonas M., Peylin P., King A., Schulze E. D., Piao S., Rodenbeck C., Peters W., Breon F. M., 2010. Can we reconcile atmospheric estimates of the Northern terrestrial carbon sink with land-based accounting? Current Opinion in Environmental Sustainability, no. 2 , pp. 225–230.

Ciais P., Tans P. P., Trolier M., White J. W. C., Francey R. J., 1995. A large northern hemisphere terrestrial CO_2 sink indicated by the 13C/12C ratio of atmospheric CO_2, Science, vol. 269, pp. 1098–1102.

Climate impacts in Russia: changes in carbon storage and exchange., 2010. Report prepared by Rutger Dankers, Oleg Anisimov, Pete Falloon, Jemma Gornall, Svetlana Reneva, Andy Wiltshire, October 2010, met Office Hadley Centre, Exeter, United Kingdom, State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia, 118 p.

Conant R. T., Ryan M. G., Agren G. I., Birge H. E., Davidson E. A., Eliassong, Evans S. E., Frey S. D., Giardina C. P., Hopkins F. M., Hyvonen R., Kirschbaum M. F., Lavallee J. M., Leifeld J., Parton W. J., Steinweg L. M., Wallenstein M. D., Wetterstedt M., Bradford M. A., 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates– synthesis of current knowledge and a way forward, Global Change Biology, vol. 17, pp. 3392–3404, doi: 10.1111/j.1365-2486.2011.02496.x

Couwenberg J., Thiele A., Tanneberger F., Augustin J., Barisch S., Dubovik D., Liashchynskaya N., Michaelis D., Minke M., Skuratovich A., Joosten H., 2011. Assessing greenhouse gas emissions from peatlands using vegetation as a proxy, Hydrobiologia, no. 674, pp. 67–89.

Cox P. M., Betts R. A., Jones C. D., Spall S. A., Totterdel I. J., 2000. Acceleration of global warming due to carbon due to carbon cycle feedbacks in a coupled climate model, Nature, no. 408, pp. 184–187.

Davidson E. A., Janssens I. A., 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change, Nature, no. 440, pp. 165–173.

Dolman A. J., Shvidenko A., Schepaschenko D., Ciais P., Tchebakova N., Chen T., van der Molen M. K., Belelli Marchrsini L., Maximov T. C., Maksyutov S. and Schulze E.-D., 2012. An estimate of the terrestrial carbon budget of Russia using inventory based, eddy covariance and inversion methods, Biogeosciences, no. 9, pp. 5323–5340.

Dorrepaal E., Toet S., Logtestijn R. S. P., Swart E., van de Weg M. J., Callaghan T. V. Aerts R., 2009. Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic, Nature, no. 460, pp. 616–620.

ECMWF, 2011. Global atmospheric reanalysis. 2011, available from: http://mars.jrc.ec.europa.eu/mars/About-us/FOODSEC/Data-Distribution.

Falloon P., Jones C. D., Ades M., Paul K., 2011. Direct soil moisture controls of future global soil carbon changes: An important source of uncertainty, Global Biogeochemical Cycles, no. 25, GB3010, doi:10.1029/2010GB003938.

Falloon P., Smith P., Betts R., Jones C. D., Smith J., Hemming D., Challinor A., 2009. Carbon sequestration and greenhouse gas fluxes in cropland soils – climate opportunities and threats, in: Singh S.N.(Ed.): Climate Change and Crops, Berlin, Springer, Chapter 5, pp. 81–111.

FAO, 2012. The Russian Federation forest sector. Outlook study to 2030, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 78 pp.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 546

Fan Z., Neff J. C., Harden J. W., Wickland K. P., 2008. Boreal soil carbon dynamics under a changing climate: A model inversion approach, Journal of Geophysical Research, no. 113. G04016, doi:10.1029/2008JG000723.

Fang C., Smith P., Smith J. U., 2005. Is resistant soil organic matter more sensitive to temperature then the labile organic matter? Biogeosci. Discuss, no. 2, pp. 725–735.

Fenner T., Freeman C., 2011. Drought-induced carbon loss in peatlands, Nature Geoscience, no. 4, pp. 895–900. doi: 555 10.1038/ngeo1323.

Global Carbon Project., 2011. Carbon budget and trends 2010, available at http://www.globalcarbonproject.org/carbonbudget

Golubyatnikov L. L., 2011. Model estimation of carbon flux from soil: Russia case study, EGU 2011.

Golubyatnikov L. L., Svirezhev Yu. M., 2008. Life-cycle model of terrestrial carbon exchange. Ecological Modelling, vol. 213, no. 2, pp. 202–208.

Gordon C., Cooper C., Senior C. A., Banks H., Gregory J. M., Johns T. C., Mitchell J. F. B., Wood R. A., 2000. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, Climate Dynamics, no. 16, pp. 147–168.

Groenigen K. J., Osenberg C. W., Hungate B. A., 2011. Increased soil emissions of potent greenhouse gases under increased atmospheric CO_2, Nature, no. 475, pp. 214–218.

Houghton R. A., 2003. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850–2000, Tellus, no. 55B, pp. 378–390.

Houghton R. A., Woodwell G. M., 1989. Global climatic change, Scientific American, vol. 260, pp. 36–44.

Huntington T. G., 2006. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis, Journal of Hydrology, no. 319, pp. 83–95.

IPCC., 2000. Special Report on Emission Scenarios. CUP, Cambridge, UK.

Ito A., 2003. A global scale simulation of the CO_2 exchange between the atmosphere and the terrestrial biosphere with a mechanistic model including stable carbon isotopes, 1953–1999, Tellus B, vol. 55, pp. 596–612.

Jauhiainen J., Hooijer A., Page S. E., 2012. Carbon dioxide fluxes in an Acacia plantation on tropical peatland, Biogeosciences, no. 9, pp. 617–630.

Jones C., McConnell C., Coleman K., Cox P., Falloon P., Jenkinson D., Powlson D., 2005. Global climate change and soil carbon stocks; predictions from two contrasting models for the turnover of organic carbon in soil, Global Change Biology, vol. 11, pp. 154–166.

Knorr W., Prentice I. C., House J. I., Holland E. A., 2005. Long-term sensitivity of soil carbon turnover to warming, Nature, no. 433, pp. 298–301.

Komarov A. S., Chertov O. G., Zudin S. L., Nadporozhskaya M. A., Mikhailov A. V., Bykhovets S. S., Zudina E. V., Zoubkova E. V., 2003. EFIMOD 2 — a model of growth and cycling of elements in boreal forest ecosystems, Ecological Modelling, no. 2–3, vol. 170, pp. 373–392.

Komarov A. S., Shanin V. N., 2012. Comparative analysis of the influence of climate change and nitrogen deposition on carbon sequestration in forest ecosystems in European Russia: simulation modelling approach, Biogeosciences, no. 9, pp. 1–14.

Kudeyarov V. N., Kurganova I. N., 1998. Carbon dioxide emission and net primary production of Russian terrestrial ecosystems, Biology and Fertility of Soils, vol. 27, pp. 246–250.

Kuhry P., Grosse G., Harden J. W., Hugelius G., Koven C. D., Ping C-L., Schirrmeister L., Tarnocai C., 2013. Characterisation of the permafrost carbon pool, Permafrost and Periglacial Processes, vol. 24, pp. 146–155, doi: 10.1002/ppp.1782.

Kurbatova J., Li C., Tatarinov F., Varlagin A., Shalukhina N., Olchev A., 2009. Modeling of the carbon dioxide fluxes in European Russia peat bogs, Environmental Research Letters, no. 4, doi:10.1088/1748-9326/4/4/045022.

Kurganova I. N., 2003. Carbon dioxide emission from soils of Russian terrestrial ecosystems, Interim Report, IR-02-070, IIASA, Laxenburg, Austria, (www.iiasa.ac.at) 64 p.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 547

Kurganova I. N., Kudeyarov V. N., Lopes de Gerenyu V. O., 2010. Updated estimate of carbon balance on Russian Territory, Tellus, vol. 62B, pp. 497–505.

Kurz W. A., Dymond C. C., White T. M., Stinson G., Shaw C. H., Rampley G. J., Smyth C. E., Simpson B. N., Neilson E. T., Trofymow J. A., Metsaranta J. M., and Apps M. J., 2009. CBM_CFS3: a model of carbon dynamics in forestry and land use change implementing IPCC standards, Ecological Modelling, vol. 220, no. 4, pp. 480–504.

Lagergren F., Grelle A., Lankreijer H., Molder M., Lindroth A., 2006. Current carbon balance of the forested area in Sweden and its sensitivity to global change as simulated by Biome-BGC, Ecosystems, vol. 9, no. 6, pp. 894–908.

Langley J. A., Megonigal J. P., 2010. Ecosystem response to elevated CO_2 levels limited by nitrogen-induced plant species shift, Nature, no. 466, pp. 96–99.

Larionova A. A., Rozonova L. N., Yevdokimov I. V., Yermolayev A. M., Kurganova I. N., Blagodatsky S. A., 2003. Land-use change and management effects on carbon sequestration in soils of Russia's South Taiga zone, Tellus B, vol. 55, pp. 331–337.

Larionova A. A., Yermolaev A. M., Blagodatsky S. A., Rozanova L. N., Yevdokimov I. V., Orlinsky D. B., 1998. Soil respiration and carbon balance of gray forest soils as affected by land use, Biology and Fertility of Soils, vol. 27, pp. 251–257.

Lettens S., Van Orshoven J., Van Wesemael B., Muys B., Perrin D., 2005. Soil organic carbon changes in landscape units of Belgium between 1960 and 2000 with reference to 1990, Global Change Biology, no. 11 (12), pp. 2128–2140.

Liski J., Lehtonen A., Palosuo T., Peltoniemi M., Muukkonen P., Eggers T., Makipaa R., 2006. Carbon accumulation in Finland's forests 1922–2004 – an estimate obtained by combination of forest inventory data with modelling of biomass, litter and soil, Annales of Forest Science, vol. 63, no. 7, pp. 687–697.

Lu Y., Zhuang Q., Zhou G., Sirin A., Melillo J., Kicklighter D., 2009. Possible decline of the carbon sink in the Mongolian Plateau during the 21st century, Environmental Research Letters, no. 4, 045023, p. 8, doi:10.1088/1748-9326/4/4/045023.

Luo Y., Su B., Currie W. S., Dukes J. S., Finzi A., Hartwig U., Hungate B., McMurtrie R. E., Oren R., Parton W. J., Pataki D. E., Shaw M. R., Zak D. R., Field C. B., 2004. Progressive nitrogen limitation of ecosystem responses to rising atmospheric carbon dioxide, BioScience, vol. 54, no. 8, pp. 731–739.

Luo Y., Wan S., Hui D., Wallace L. L., 2001. Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie, Nature, no. 622, pp. 622–625.

Melillo J. M., Steudler P. A., Aber J. D., Newkirk K., Lux H., Bowles F. P., Catricala C., Magill A., Ahrens T., Morrisseau S., 2002. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system, Science, vol. 298, pp. 2173–2175.

Minayeva T., Sirin A., 2010. Arctic peatlands, in: Arctic biodiversity trends – selected indicators of change, CAFF Intern. Secretariat, Akureyri, Iceland, May 2010, pp. 71–74, available athttp://www.arcticbiodiversity.is/images/stories/report/pdf/Arctic_Biodiversity_Trends_Report_2010.pdf

Minayeva, T., Sirin, A., Bragg, O. (eds.), 2009. A Quick Scan of Peatlands in Central and Eastern Europe, Wageningen, The Netherlands, Wetlands International, 132 pp., available at http://www.wetlands.org/LinkClick.aspx?filetticket=Az8K7KVj%2bhk%3d&tabid=56

Mitchell T. D., Carter T. R., Jones P. D., Hulme M., New M., 2004. A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100), Tyndall Centre for Climate Change Research, working paper no. 55, Norwich, 25 p.

Mukhortova L., Schepaschenko D., Shvidenko A., McCallum I., 2011. A system for heterotrophic soil respiration assessment of Russian land, in: Boreal Forests in a Changing World: Challenges and Needs for Action, Proc. int. conf. IBFRA, August 15–21, 2011, Krasnoyarsk, Russia, pp. 86–90.

Mukhortova L., Schepaschenko D., Shvidenko A., McCallum I., Kraxner F., 2015. Soil contribution to carbon budget of Russian forest, Agricultural and Forest Meteorology, vol. 200, pp. 97–108. DOI: 10.1016/j.agrformet.2014.09.017. Available at http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0168192314002287

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 548

Nakicenovic N., Alcamo J., Davis G., de Vries B., Fenhann J., et al. (eds.), 2000. Emissions Scenarios: A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge, Cambridge University Press, 599 p.

Nilsson S., Shvidenko A., Stolbovoi V., Gluck M., Jonas M. Obersteiner M., 2000. Full carbon account for Russia, Interim report IR-00-021, Laxenburg, Austria, International Institute for Applied Systems Analysis, 180 p., available at: http://www.iiasa.ac.at/Publications/Documents/IR-00-021.pdf.

Pan Y., Birdsey R. A., Fang J., Houghton R., Kauppi P. E, Kurz W. A, Phillips O. L., Shvidenko A., Lewis S. l., Canadell J. P., Ciais P., Jackson R. B., Pacala S. W., McGuire A. D., Piao S., Rautiainen A., Sitch S., Hayes D., 2011. A large and persistent carbon sink in the world's forests, Science, vol. 333, pp. 988–993.

Peatlands and Climate Change, 2008. Strack M. (ed.), Finland, International Peat Society, Saarijarven Offset Oy, Saarijarvi, 223 p.

Peltoniemi M., Thurig E., Ogle S., Palosuo T., Shrumpf M., Wutzler T., Butterbach-Bahl K., Chertov O., Komarov A., Mikhailov A., Gardenas A., Perry C., Liski J., Smith P., Makkipaa R., 2007. Models in country scale carbon accounting of forest soils, Silva Fennica, vol. 41, no. 3, pp. 575–602.

Post W. M., Izaurralde R. C., Mann L. K., Bliss N., 2001. Monitoring and verifying changes of organic carbon in soil, Climatic Change, vol. 51, no. 1, pp. 73–99.

Poulton P. R., Pye E., Hargreaves P. R., Jenkinson D. S., 2003. Accumulation of carbon and nitrogen by old arable land reverting to woodland, Global Change Biology, vol. 9, pp. 942–955.

Quegan S., Beer C., Shvidenko A., McCallum I., Handoh I. C., Peylin P., Roedenbeck C., Lucht W., Schmullius C., 2011. Estimating the carbon balance of central Siberia using a landscape-ecosystem approach, atmospheric inversion and Dynamic Global Vegetation Models, Global Change Biology, vol. 17(1), pp. 351–365.

Raich J. W., Potter C. S., Bhagavatti D., 2002. Interannual variability in global soil respiration, 1980–94, Global Change Biology, vol. 8, pp. 800–812.

Raich J. W., Schlesinger W. H., 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate, Tellus, vol. 44B, pp. 81–89.

Rienecker, M. M., Suarez M. J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M. G., Schubert S. D., Takacs L., Kim G.-K., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A., Gu W., Joiner J., Koster R. D., Lucchesi R., Molod A., Owens T., Pawson S., Pegion P., Redder C. R., Reichle R., Robertson F. R., Ruddick A. G., Sienkiewicz M., Woollen J., 2011. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications, Journal of Climate, vol. 24, no. 14, pp. 3624–3648.

Robock A., Vinnikov K. Y., Srinivasan G., Entin J. K., Hollinger S. E., Speranskaya N. A., Liu S., Namkhai N., 2000. The global soil moisture data bank, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 81, no. 6, pp. 1281–1299.

Romanovskaya A. A., 2014. Projections of carbon accumulation intensity by abandoned lands in Russia under possible climate change, in: Abstracts of 4th iLEAPS science conference "Terrestrial ecosystems, atmosphere and people in Earth system", Nanjing, China, 12–16 May 2014.

Romanovskii N. N., Hubberten H.-W., 2001. Results of permafrost modeling of the lowlands and shelf of the Laptev Sea Region, Russia, Permafrost and Periglacial Processes, vol. 12, no. 2, pp. 191–202.

Romanovskii N. N., Hubberten H.-W., Gavrilov A. V., Eliseeva A. A., Tipenko G. S., 2005. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas, Geo-marine Letters, no. 25, pp. 167–182.

Rustad L. E., Campbell J. L., Marion G. M., Norby R. J., Mitchell M. J., Hartley A. E., Cornelissen J. H. C., Gurevitch J., 2001. A meta-analysis of the response of soil respiration, net nitrogen mineralization, and aboveground plant growth to experimental ecosystem warming, Oecologia, vol. 126, pp. 543–562.

Schepaschenko D., McCallum I., Shvidenko A., Fritz S., Kraxner F., Obersteiner M., 2011a.

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 549

A new hybrid land cover dataset for Russia: a methodology for integrating statistics, remote sensing and in-situ information, Journal of Land Use Science, vol. 6, no. 4, pp. 245–259.

Schepaschenko D., Mukhortova L., Shvidenko A., Mccallum I., 2011b. Heterotrophic soil respiration in Russia, in: Abstracts of 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 5–9 Dec., No. GC41C-0821.

Schindbache A. R., Wunderlich S., Borken W., Kitzler B., Zecgmeister-Boltenstern S., Jandl R., 2012. Soil respiration under climate change: prolonged summer drought offsets soil warming effects, Global Change Biology, vol. 18, pp. 2270–2279. doi: 10.1111/j.1365-2486.2012.02696.x

Schlesinger W. H., 1977. Carbon balance in terrestrial detritus, Annual Review of Ecological and Systematics, vol. 8, pp. 51–81.

Schlesinger W. H., 1999. Carbon sequestration in soils, Science, vol. 284, p. 2095.

Schuur E. A. G., Bockenheim J., Canadell J. P., Euskirchen E., Field C. B., Goryachkin S. V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P. M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F. E., Rinke A., Romanovsky V. E., Shiklomanov N., Tarnocai C., Venevsky S., Vogel J. G., Zimov S. A., 2008. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle, Bioscience, no. 58, pp. 701–714, doi: 10.1641/B580807.

Schwalm C. R., Williams C. A., Schaefer K., Baldocchi D., Black N. A., Goldstein A. H., Law B. E., Oechel W. C., Paw K. T., Scott R. L., 2012. Reduction in carbon uptake during turn of the century drought in western North America, Nature Geoscience, vol. 5, pp. 551–556.

Shakhova N., Semiletov I., Salyuk A., Yusupov, V. Kosmach, D., Gustafsson O., 2010. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf, Science, vol. 327, pp. 1246–1250.

Shanin V. N., Komarov A. S., Mikhailov A. V., Bykhovets S. S., 2011. Modelling carbon and nitrogen dynamics in forest ecosystems of Central Russia under different climate change scenarios and forest management regimes, Ecological Modelling, vol. 222, pp. 2262–2275.

Shindell D. T., Walter B. P., Faluvegi G., 2004. Impacts of climate change on methane emissions from wetlands, Geophysical Research Letters, vol. 31, L21202.

Shvidenko A., Schepachenko D., Dolman H., 2011. Full carbon account for Russia, in: Abstract booklet of GEO-Carbon Conference "Carbon in a changing world", Rome, Italy, 24–26 October 2011, p. 17.

Shvidenko A., Schepachenko D., McCallum I., Kraxner F., Nilsson S., Maksyutov S., 2009. Terrestrial ecosystems full carbon account for Russia: a reanalysis, in: Abstracts of 8-th International CO_2 Conference, Jena, Germany.

Shvidenko A., Schepaschenko D., McCallum I., Nilsson S., 2010. Can the uncertainty of full carbon accounting of forest ecosystems be made acceptable to policy makers? Climatic Change, vol. 103, pp. 137–157.

Sirin A., Chistotin M., Suvorov G., Glagolev M., Kravchenko I., Minaeva T., 2010. Drained peatlands used for extraction and agriculture: biogeochemical status with special attention to greenhouse gas fluxes and rewetting, Geophysical Research Abstracts, vol. 12, EGU General Assembly 2010 (Vienna, Austria), p. 11623.

Sirin A., Laine J., 2008. Peatlands and greenhouse gases, in: Assessment on peatlands, biodiversity and climate change, main report, Parish F., Sirin A., Charman D., et al. (eds.), Wageningen, Global Environment Centre, Kuala Lumpur and Wetlands International, pp. 118–138.

Sitch S., Huntingford C., Gedney N., Levy P. E., Lomas M., Piao S.L., Betts R., Ciais P., Cox P., Friedlingstein P., Jones C. D., Prentice I. C., Woodward F. I., 2008. Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs), Global Change Biology, vol. 14, no. 9, pp. 2015–2039.

Smith J. U., Smith P., Wattenbach M., Gottschalk P., Romanenkov V. A., Shevtsova L. K., Sirotenko O. D., Rukhovich D. I., Koroleva P. V., Romanenko I. A., Lisovoi N. V., 2007. Projected changes in cropland soil organic carbon stocks in

OD-2-1-3n 12/15/14 4:38 PM Page 550

European Russia and the Ukraine, 1990–2070, Global Change Biology, vol. 13, pp. 342–356.

Smith P., Martino D., Cai Z., Gwary D., Janzen H. H., Kumar P., McCarl B., Ogle S., O'Mara F., Rice C., Scholes R. J., Sirotenko O., Howden M., McAllister T., Pan G., Romanenkov V., Schneider U., Towprayoon S., Wattenbach M., Smith J.U., 2007a. Greenhouse gas mitigation in agriculture, Philosophical Transactions of the Royal Society, B, vol. 363, pp. 789–813.

Smith P., Martino D., Cai Z., Gwary D., Janzen H. H., Kumar P., McCarl B., Ogle S., O'Mara F., Rice C., Scholes R. J., Sirotenko O., 2007б. Agriculture. In: Metz B., Davidson O. R., Bosch P. R., Dave R., Meyer L. A. (eds): Climate Change 2007: Mitigation, Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, chapter 8. Cambridge, Cambridge University Press.

Smith P., Smith J. U., Franko U., Kuka K., Romanenkov V. A., Shevtsova L. K., Wattenbach M.,Gottschalk P., Sirotenko O. D., Rukhovich D. I., Koroleva P. V., Romanenko I. A., Lisovoi, N. V., 2007в. Changes in soil organic carbon stocks in the croplands of European Russia and the Ukraine, 1990–2070; comparison of three models and implications for climate mitigation, Regional Environmental Change, vol. 7, pp. 105–119.

Steffen W., Noble J., Canadell J., Apps M., Schulze E-D., Jarvis P.G., Baldocchi D., Ciais P., Cramer W., Ehleringer J., Farguhar G., Field C. B., Ghazi A., Gifford R., Heimann M., Houghton R., Kabat P., Korner C., Lambin E., Linder S., Mooney H.A., Murdiyarso D., Post W. M., Prentice I.C., Raupach M. R., Schimel D. S., Shvidenko A., Valentini R., 1998. The terrestrial carbon cycle; implication for the Kyoto protocol, Science, vol. 280, pp. 1393–1394.

Stolbovoi V., 2002. Carbon in Russia soils, Climatic Change, vol. 55, no. 1–2, pp. 131–156.

Stolbovoi V., 2003. Soil respiration and its role in Russia's terrestrial C flux balance for the Kyoto baseline year, Tellus, series B, Chemical and Physical Meteorology, no. 55 (2), pp. 258–269.

Stehl G., Bostrum B., Lindqvist H., Lindroth A., Nilsson J., Olsson M., 2004. Methodological options for quantifying changes in carbon pools in Swedish forests, Studia Forestalia Suecica, vol. 214, pp. 1–46.

Vesterdal L., Ritter E., Gundersen P., 2002. Change in soil organic carbon following afforestation of former arable land, Forest Ecology and Management, vol. 169, pp. 137–147.

Vuichard N., Belleli Marchesini L., Phillipe C., Valentini R., 2006. Carbon sequestration due to the abandonment of croplands in the former USSR since 1990, in: Abstracts of Open Science Conference on The GHG cycle in Northern Hemisphere, November 14–18, Sissi-Lassithi, Crete, pp. 228.

Vuichard N., Ciais P., Belelli L., Smith P., Valentini R., 2008. Carbon sequestration due to the abandonment of agriculture in the former USSR since 1990, Global Biogeochemical Cycles, vol. 22, no. 4, GB4018, doi:10.1029/2008GB003212.

Walter K. M., Zimov S. A., Chanton J. P., Verbyla D., Chapin F. S., 2006. Methane bubbling from Siberian thaw lakes as a positive feedback to climate warming, Nature, no. 443, pp. 71–75.

Xie P., Arkin P. A., 1998. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation, Journal of Climate, no. 11, pp. 137–164.

Yu Z., Beilman D. W., Frolking S., MacDonald G. M., Roulet N. T., Camill P., Charman D. J., 2011. Peatlands and their role in the global carbon cycle, Eos, Transactions, American Geophysical Union, vol. 92, no. 12, pp. 97–108.

Zhou T., Shi P., Hui D., Luo Y., 2009. Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q10) and its implications for carbon-climate feedback, Journal of Geophysical Research, vol. 114, G02016, doi:10.1029/2008JG000850.

Zimov S. A., Schuur E. A. G., Chapin F. S., 2006a. Permafrost and the global carbon budget, Science, vol.312, no. 5780, pp. 1612–1613.

Zimov S. A., Davydov S. P., Zimova G. M., Davydova A. I., Schuur E. A. G., Dutta K., Chapin F.S., 2006b. Permafrost carbon: Stock and decomposability of a globally significant carbon pool, Geophysical Research Letters, vol. 33, no. 20, L 20502, doi:10.1029/2006GL027484.

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 551

ГЛАВА 4.6. ЗАСУХИ И ОПУСТЫНИВАНИЕ

А. Н. Золотокрылин

В. В. Виноградова, А. В. Мещерская,
А. И. Страшная, Е. А. Черенкова

4.6.1. Введение

Засухи и опустынивание – природные бедствия, наносящие огромный ущерб человеку. Засуху можно считать результатом взаимодействия между природными процессами, вызывающими дефицит влаги вследствие климатической изменчивости разных временных масштабов, и потребностью воды для систем жизнеобеспечения. Засухи могут наблюдаться в природных зонах как с высоким, так и низким уровнем осадков. На территориях с низким уровнем осадков и высокой испаряемостью (засушливые земли, drylands) длительные засухи становятся одним из факторов их аридизации – комплекса процессов в приповерхностных слоях, ведущего к увеличению сухости климата и последующей деградации земель. Таким образом, аридизация представляет собой естественный обратимый процесс расширения пустынных территорий вблизи существующих пустынь и является начальной стадией опустынивания. Чаще всего аридизацию отождествляют с климатической составляющей опустынивания. Другая составляющая опустынивания – антропогенная, обусловлена деградацией засушливых земель в результате деятельности человека. В этом случае возрастает чувствительность антропогенно деградированных земель к *засухам*. Если эти составляющие действуют одновременно, последствия опустынивания становятся катастрофическими. Борьба с опустыниванием эффективна там, где возможно устранение основных причин, вызывающих антропогенную деградацию земель.

4.6.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

Наблюдаемые изменения климата на южной половине ЕЧР за последние 30 лет более соответствовали гумидному (сопровождаемому увеличением увлажнения) типу потепления, чем аридному (сопровождаемому уменьшением увлажнения). Увеличение увлажнения отмечалось в западных зернопроизводящих районах Западной Сибири, а уменьшение – на территории Алтайского края. В земледельческих районах Восточной Сибири и Дальнего Востока наблюдалось слабое уменьшение увлажнения.

Четкой выраженной периодичности засух или определенной однонаправленной тенденции в повторяемости и интенсивности засух на территории России в XX в. не было выявлено. Тенденция к увеличению повторяемости засух проявилась лишь в некоторых регионах.

К середине XXI в. на юге России возможно местами как аридное, так и гумидное потепление.

Дальнейшее ослабление аридности следует ожидать только в восточной части степных и лесостепных районов ЕЧР. На остальной территории ЕЧР изменения аридности будут незначительными за исключением степных районов Краснодарского края, где усиление аридности наиболее вероятно.

На территории России засушливые земли, затронутые опустыниванием, оказались в этом состоянии по антропогенным причинам. Это – чрезмерный перевыпас на юго-востоке ЕЧР и потеря плодородия почвы в результате распашки целинных и залежных земель в Сибири.

На ранее находившихся в состоянии опустынивания засушливых землях России, с конца 1980-х годов наблюдалось восстановление растительного покрова. Оно было вызвано вначале увеличением увлажнения, а затем поддержано ослаблением антропогенной нагрузки на землю.

Засушливые земли России подвержены преимущественно антропогенному опустыниванию. Так как они не входят в область климатического опустынивания, их аридизация лишь эпизодически усиливается в годы опасных засух. Процесс восстановления растительного покрова на деградированных засушливых землях ЕЧР в результате благоприятных изменений климата может быть нарушен наметившимся увеличением хозяйственной нагрузки в начале XXI в.

Площадь опасной атмосферной засухи несколько сократится к середине XXI в. Изменение повто-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 552

ряемости опасных засух будет носить локальный характер. Изменения ареала и повторяемости опасной почвенной засухи будут минимальными к середине XXI в. Чрезмерное усиление хозяйственной нагрузки на засушливые земли в условиях меняющегося климата может создать предпосылки для катастрофического локального опустынивания.

4.6.3. Засухи

4.6.3.1. Общая характеристика

Засуха – комплексное природное явление с сильнейшими региональными аномалиями температуры и влажности (осадков, влагосодержания почвы) (Гидрометеорологические опасности, 2001). В общих чертах засуха означает временное понижение влажности окружающей среды по отношению к ее среднему состоянию. Ввиду сложной природы засухи обычно ограничиваются изучением одной из ее сторон, проявляющейся или в атмосфере, или в почве.

Засуха возникает, если количество осадков за некоторый период уменьшается по отношению к среднему уровню. Она относится к периоду времени, когда баланс между осадками и эвапотранспирацией на территориях становится меньше доступной для жизни воды, чем количество, отмечаемое как норма. Значение засухи заключается в ее последствиях, которые часто осложняются расширяющейся деятельностью человека, требующей увеличения на местах локальных и региональных запасов воды и других природных ресурсов. История засух показывает, что население и экономика во всех регионах мира остаются уязвимыми к ним. Особенно страдает сельское хозяйство. Засуха 2010 г. на ЕЧР привела к падению производства сельхозпродукции (по данным Росстата урожай зерна в РФ в 2010 году упал на 37%, до 60.9 млн т), росту цен и инфляции в стране. Засухи в России, США и других регионах в 2012 г. привели к значительной корректировке мировых цен на зерно.

В российской классификации выделяют следующие типы засух: атмосферная, почвенная, атмосферно-почвенная. Этим российская классификация, учитывающая среду проявления засухи, отличается от американской, ориентированной более на ее последствия (Wilhite, 2004), поэтому российская классификация более полезна в понимании физической природы засух. Например, по данным исследования (Садоков и др., 2002) атмосферно-почвенная засуха чаще образуется вследствие длительной атмосферной засухи и усиливается почвенной. Наблюдались годы, когда почвенная засуха усиливалась атмосферной, а атмосферно-почвенная засуха характеризуется сочетанием почвенной и атмосферной засух.

4.6.3.2. Причины возникновения засух

Обширные засухи ассоциируются с крупномасштабными стационарными антициклонами. В начале 1980-х годов была разработана концепция атмосферных блокирующих образований (блокингов), объясняющая корреляцию явлений блокирования и засух в средних широтах, в частности в зерновом поясе России (Обухов и др., 1984). Концепция подчеркивала, что адекватное изучение генезиса засух невозможно без понимания условий формирования и эволюции атмосферных блокингов (Агаян, Мохов, 1989; Груза, Коровкина, 1991а, б; Мохов, Петухов, 1989; 1997; Mokhov, Tikhonova, 2000; Мохов, 2006; 2011; Оценочный доклад…, 2008а; Рочева, 2012; Barriopedro et al., 2006; 2011; Climate Change 2007; 2007a, b; Tyrlis, Hoskins, 2008; Schneidereit et al., 2012; Wiedemann et al., 2002). Проблема атмосферного блокирования еще далеко не может считаться решенной, хотя наметился прогресс в климатологии блокирующих антициклонов.

Основные результаты разных работ по атмосферным блокингам согласуются в качественном отношении. Так, в Северном полушарии максимум повторяемости блокирования был получен над Восточной Атлантикой и Европой, вторичный максимум – над центральной и восточной частями Тихого океана. Годовой ход характеристик блокирования сложен, межгодовая изменчивость высока. Максимум интенсивности над Европой отмечен зимой и осенью. В Северном полушарии обнаружены долговременные тренды блокингов, мониторинг которых ведется с 1948 г. (Неушкин и др., 2012). В Европейско-Азиатском секторе Северного полушария (20–140° в.д.) линейный тренд числа блокингов за период май–август 1948–2010 гг. достоверно от-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 553

рицательный, хотя количество блоков возрастало в интервалы 1950–1960-х и 1979–1986-х годов.

Получены результаты, указывающие на связь интенсивности и локализации блокирующих антициклонов с такими режимами общей циркуляции атмосферы, как квазидвухлетнее Северо-Атлантические колебания и событие Эль-Ниньо (Мохов, 2006; Wiedemann et al., 2002).

Отмечена повышенная повторяемость блокингов в годы Ла-Нинья в сравнении с Эль-Ниньо в Северном полушарии. В Атлантико-Европейском секторе проявляется увеличение общей длительности блокингов (блоко-дней) и в годы Эль-Ниньо, и в годы Ла-Нинья относительно обычных лет. Особенно заметное увеличение общей длительности блокингов отмечено в годы Эль-Ниньо, в которые повышена и средняя продолжительность отдельных блокингов (Mokhov, Tikhonova, 2000; Мохов, 2006). Риск формирования засух в мае–июле на европейской территории России в год формирования достаточно сильного Ла-Нинья с максимальным индексом засушливости (в частности, в 2010 г.) значительно возрастает, а в последующем году (в частности, в 2011 г.) существенно понижается (Мохов, 2006; 2011).

Различные моды изменений индексов засух, от циклов с периодом несколько десятков лет до квазидвухлетней цикличности, выявлены с помощью спектрального и вейвлетного анализов. При этом отмечены существенные различия между европейскими и азиатскими регионами России (Mokhov et al., 2004). Значительные внутри- и междесятилетние региональные вариации климата связаны, в частности с квазидвухлетней цикличностью, явлениями Эль-Ниньо/Ла-Нинья, Северо-Атлантическим и Арктическим колебаниями (Mokhov, Smirnov, 2006). В связи с этими явлениями изменяется зональный перенос с соответствующими изменениями влагопереноса с Атлантики вглубь Евразии и осадков, в частности в ЕЧР. При этом выявлены нелинейные эффекты влияния событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья.

4.6.3.3. Индексы засух

Подходы к идентификации засухи развивались от простых индексов, рассматривающих этот феномен как следствие недостатка осадков и дефицита почвенной влаги, к сложным, учитывающим составляющие водного баланса, влагоперенос в почве и, в итоге, количественно оценивающим влажность окружающей среды и ее отклонение от нормы (Steila, 2008). В России в качестве индексов засух чаще всего используются индикаторы увлажнения (Золотокрылин, 2013; Дроздов, 1980; Логинов и др., 1976; Раунер, 1981). Например, в системе агрометеорологического мониторинга засух применяются гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова и запасы продуктивной влаги в пахотном и метровом слое почвы (Зоидзе, 2004; Зоидзе и др., 2012; Мещерская и др., 1978; 1982; Страшная, Богомолова, 2004; Страшная и др., 2011; Уланова, Страшная, 2000). В последнее десятилетие наряду с абсолютным значением ГТК оценивается его отрицательная аномалия, нормированная на среднеквадратическое отклонение (Золотокрылин и др., 2007, Золотокрылин, Черенкова, 2012). Сохраняет свое значение подход к мониторингу условий увлажнения (в частности засух), основанный на анализе аномалий месячных значений температуры воздуха и осадков и оценке площади их распространения (Мещерская, Блажевич, 1977; Мещерская и др., 2000; 2011). Часто при оценке и мониторинге засух обращаются к индексу Педя (Мещерская и др., 2011; Оганесян, 2011; Педь, 1975; Страшная, 1993; Садоков и др., 2008; Черенкова, 2013а). Эти индексы обладают заметным недостатком, так как с их помощью можно определить начало и конец засухи только с точностью до месяца (декады). Но они полезны в оценке повторяемости, интенсивности и площади распространения засух и оценке их влияния на урожайность сельскохозяйственных культур (Оценочный доклад…, 2008б).

Список перечисленных выше индексов дополняется опасной атмосферной засухой (Гидрометеорологические опасности, 2001). Известны два способа для ее оценки: как число суток с суточной суммой осадков менее 5 мм при максимальной температуре воздуха: а) более 25°С в районах умеренных и северных широт и б) более 30°С – в южных (Семенов и др., 2012а) или как период в сутках, в течение которого не менее 30 дней подряд при максимальной температуре воздуха 25°С (в южных районах РФ – выше 30 °С) осадки не превышают 5 мм в сутки (Черенкова, 2007; 2012).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 554

Доступность глобальных данных индекса суровости засухи Палмера (Palmer Drought Severity Index, PDSI) с разрешением 2.5 × 2.5° (Palmer, 1965) открыла возможность его использования в России (Золотокрылин, Черенкова, 2012; Черенкова, 2013а; Хлебникова и др., 2012;). Другие известные индексы, как например, стандартизованный индекс осадков (Standardized Precipitation Index, SPI) (Heim, 2002) и индекс SPEI (Standardized Precipitation Evapotranspiration Index) (Vicente-Serrano et al., 2010) пока не анализировались в России.

Важен вопрос сравнимости между собой различных индексов засух. Между средними областными индексами Педя и ГТК коэффициент корреляции достаточно высокий (r = –0.92) (Мещерская и др., 1981). В то же время индекс Педя теснее связан с аномалиями средней областной урожайности, чем ГТК. В работах (Страшная, 1991; 1993) показано, что их влияние на формирование урожайности зерновых и зернобобовых культур почти одинаково, но противоположно по знаку. В работе (Черенкова, 2013а) наибольшая теснота связи установлена между рядами индекса нормированной аномалии ГТК и индексом Палмера (коэффициенты корреляции 0.81 для слабой, 0.83 умеренной и 0.76 сильной засухи). Годы с атмосферными засухами, выявленными с мая по август в период 1936–2010 гг. на основе анализа значений нормированной аномалии ГТК и индекса Педя, согласуются уже хуже (коэффициенты корреляции 0.69 для слабой, 0.76 умеренной и 0.77 сильной засухи). Наименьшее соответствие за аналогичный период обнаружено между значениями индекса Педя и индексом Палмера (коэффициенты корреляции: 0.57 – для слабой, 0.70 – умеренной и 0.62 – сильной засух).

Со второй половины 1980-х годов в мировой практике мониторинга засух стали использоваться индексы, рассчитанные на основе спутниковой информации. Опыт применения спутниковых биофизических параметров накапливался в основном для идентификации засух в региональном и глобальном масштабах: это индекс вегетационных условий (Vegetation Condition Index, VCI), как функция вегетационного индекса (Normalized Differences Vegetation Index, NDVI); индекс температурных условий (Temperature Condition Index, TCI), как функция температуры поверхности; и, наконец, комбинация VCI и TCI – индекс состояния (здоровья) вегетации (Vegetation Health Index, VHI) (Kogan, 1990; 1995; Remote…, 2012).

Позднее были предложены другие индексы засухи, построенные на комбинации: температуры поверхности и NDVI (Щербенко, 2007а, б; Karnieli, Dall'Olmo, 2003; Karnieli et al., 2010; Prihodko, Goward, 1997); альбедо и NDVI (Vegetation Condition Albedo Drought Index, VCADI) (Ghulam et al., 2004; 2007); альбедо, NDVI, температуры поверхности, названный как n-размерный индекс сухости (n-Dimensional Dryness Index, NDDI) (Ghulam et al., 2011). Кроме того, по соотношению отражения в ближней инфракрасной области спектра и отражения в красной (MODIS-данные) разработан еще один индекс засухи (Perpendicular Drought Index, PDI) (Qin et al., 2008).

Применительно к изучению экстремумов увлажнения засушливых земель известен спутниковый индекс климатических экстремумов (Satellite Climatic Extremes Index, SCEI) (Золотокрылин, Титкова, 2012; Золотокрылин и др., 2012). Он вычисляется как алгебраическая сумма нормированных на среднеквадратическое отклонение аномалий альбедо, температуры поверхности, NDVI и влажности почвы (SWI, Soil Water Index). Отрицательное значение SCEI определяет засуху, а положительное – переувлажнение. Показатель *MD* (Moisture-Drought), представляющий собой разность площадей с положительным (*M*) и отрицательным значениями (*D*) SCEI, полезен для оценки тенденции увлажнения засушливых земель. Верификация SCEI проводится по данным альбедо, температуры поверхности, NDVI спектральной камеры MODIS (the MODerate Resolution Imaging Spectroradiometer) спутников Terra (Aqua) и влажности почвы по данным SWI из архива Технологического университета Вены. Данные MODIS накапливаются с 2000 г. При отсутствии данных о почве SCEI вычисляется только по MODIS-данным.

В последние годы изучение распространения засух на засушливых землях России проводились с помощью VCI (Золотокрылин, Виноградова, 2010). Эффективным показал себя метод изуче-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 555

ния последствия засухи 2010 г. для культурной и естественной растительности ЕЧР по отклонениям NDVI MODIS от их среднего сезонного хода за период 2000–2010 гг. (Савин и др., 2011).

4.6.3.4. Наблюдаемые климатические изменения увлажнения, индексов засух на территории России

Климатические изменения индексов засух необходимо сопоставить с меняющимся увлажнением территории в годовом и сезонном масштабах. Применительно к территории СНГ и, в частности к зерновому поясу России, оценки изменений годового увлажнения представлены в нескольких работах (Золотокрылин, Черенкова, 2011; 2013; Титкина и др., 2011; Черенкова, Золотокрылин, 2010). В одной из них (Титкина и др., 2011) сравнивалось изменение увлажнения территории России и сопредельных государств в период 1976–2005 гг. по сравнению с 1946–1975 гг. Годовое увлажнение оценивалось с помощью упрощенного индекса сухости Будыко (Будыко, 1948). Авторы констатировали увеличение годового увлажнения во второй период во всех зерносеющих районах России, кроме Алтайского края, где оно уменьшилось.

В работах (Черенкова, Золотокрылин, 2010; Золотокрылин, Черенкова, 2011) детально анализировалось изменение коэффициента годового увлажнения зернового пояса России и примыкающих к нему с юга засушливых земель за период 1936–2006 гг., а в работе (Золотокрылин, Черенкова, 2013) – за период 1936–2011 гг. В них коэффициент увлажнения определялся как отношение годовой суммы осадков к годовой испаряемости, рассчитанной по методу К. Торнтвейта (Thornthwaite, 1948). Выявленный положительный коэффициент линейного тренда увлажнения почти на всей территории в 1936–2006 гг., за исключением Алтайского края, можно рассматривать как независимое подтверждение результата выше цитированной работы (Титкина и др., 2011). Наибольшая скорость изменения увлажнения была в северной части зернового пояса Европейской России. Кластеризация территории на районы с однородными колебаниями коэффициента увлажнения (рис. 4.6.1) показала,

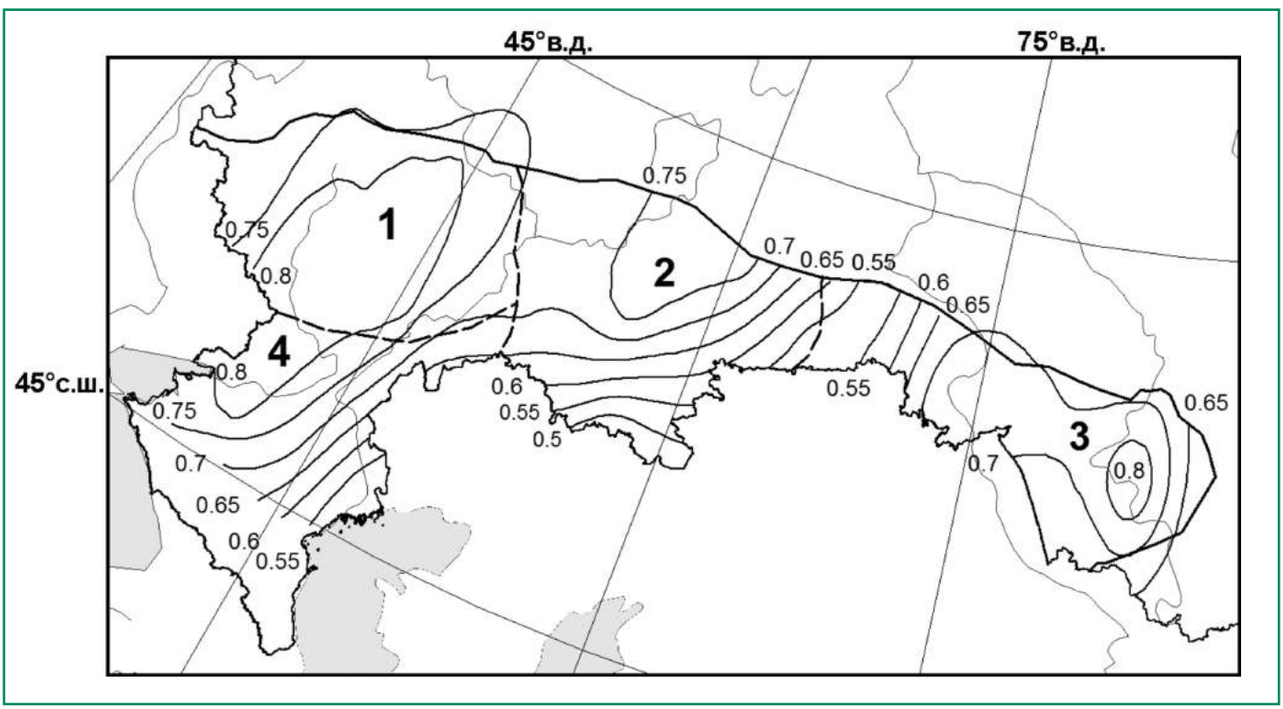


Рис. 4.6.1. Границы районов 1, 2, 3, 4 с однородными изменениями коэффициента увлажнения в период 1936–2011 гг. (пунктирная линия). Сплошными линиями показано затухание коэффициентов корреляции увлажнения от центра районов к периферии (Золотокрылин, Черенкова, 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 556

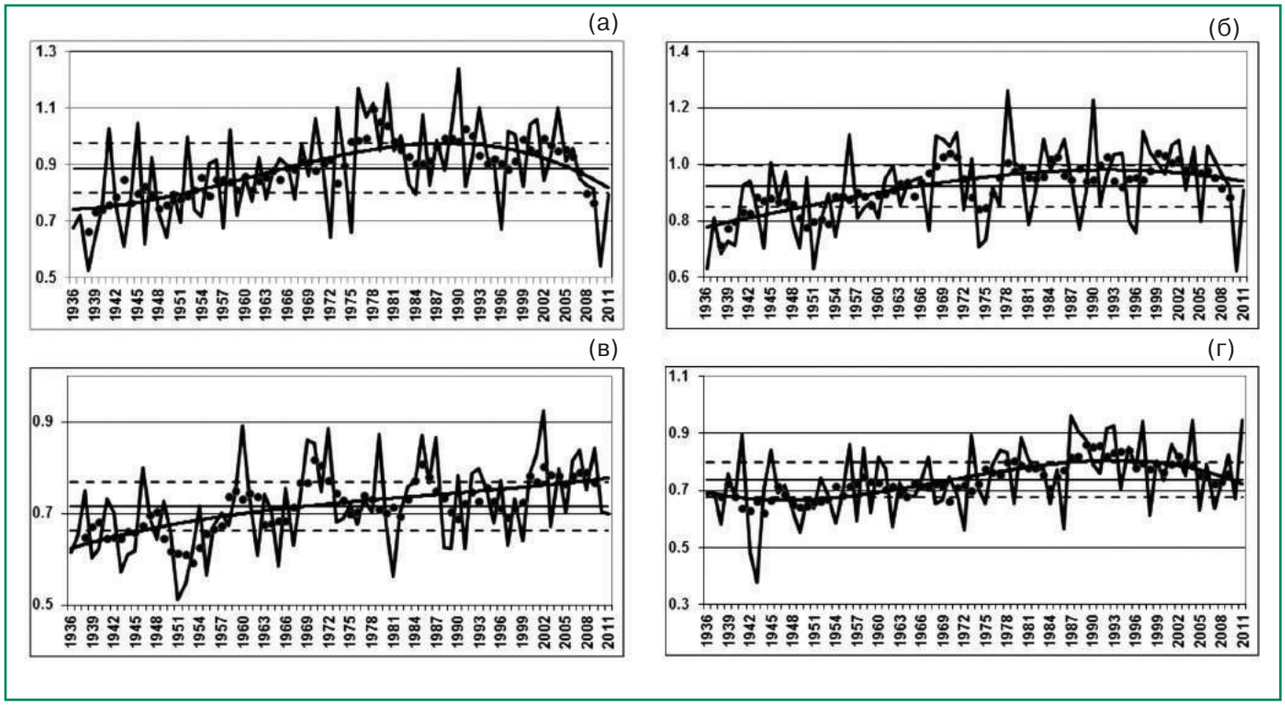


Рис. 4.6.2. Изменения коэффициента увлажнения, осредненного по районам однородных колебаний: (а) 1-му, (б) 2-му, (в) 3-му и (г) 4-му в период 1936–2011 гг. и нелинейные тренды в районах. Точками показаны средние за 5 лет значения коэффициента увлажнения, сплошной прямой линией и пунктирными линиями отмечены среднее значение и диапазон среднеквадратического отклонения, вычисленные по средним коэффициентам увлажнения за пятилетие (Золотокрылин, Черенкова, 2013).

что гумидная составляющая доминировала в период 1936–1990 гг.

Расчеты коэффициента увлажнения по данным нескольких длиннорядных станций свидетельствуют о минимальных значениях увлажнения в декаду 1930–1940-х годов в течение всего XX в. Это подтверждается экстремальным многолетним маловодьем в бассейне Волги в эти годы (Георгиади и др., 2013; Зайцева, 1990). Например, в лесостепи и степи Поволжья средний коэффициент годового увлажнения возрос с 0.7 в 1930-х годах до 1.0 в 1990-х, т. е. от слабозасушливого к оптимальному значению. Затем в начале 1990-х годов в северо-западной части зернового пояса возникли признаки смены положительной тенденции на отрицательную (рис. 4.6.2). Эти признаки (снижение годовых осадков, рост повторяемости засух, волны тепла, падение вегетационного индекса) со сдвигом 5–10 лет смещались по направлению к востоку (восточная часть Центрального Черноземья, Поволжье, Заволжье, Предуралье). В конце первого десятилетия XXI в. признаки смены тенденции еще не наблюдались в Западной Сибири и Алтайском крае.

Независимым доводом в пользу выдвинутой авторами (Золотокрылин, Черенкова, 2013) гипотезы о смене тенденции увлажнения, могут служить результаты комбинированного анализа изменения сельскохозяйственных угодий и трендов нормированного разностного вегетационного индекса (NDVI) (Wright et al., 2012). Результаты получены по данным радиометра MODIS на территории всего зернового пояса СНГ за период 2001–2008 гг. Авторы установили доминирование статистически значимых отрицательных трендов NDVI как для сельскохозяйственных, так и для естественных угодий в европейской и азиатской частях зернового пояса, одной из причин которых авторы считают климатический фактор. Последующие засухи 2010 и 2012 гг. несомненно усугубили эту ситуацию.

Повышение увлажнения происходило на фоне увеличения общего количества осадков в Европе и роста интенсивности экстремальных осадков за

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 557

последние 60 лет с изменением их структуры: они перегруппировались из преимущественно однодвухсуточных в многосуточные (Золина, 2011). Также было отмечено общее повышение водности рек почти во все сезоны за последние 30 лет (Оценочный доклад…, 2008б) и изменение гидрометеорологических условий в бассейне Волги (Переведенцев и др., 2000). Увеличение увлажнения нашло отражение в росте климатообусловленной урожайности (Павлова, Сиротенко, 2012) и восстановлении естественной степной растительности (Новикова и др., 2011; Сажин и др., 2006).

Изменения увлажнения в зерновом поясе в сезон активной вегетации были более неоднородными, чем годового увлажнения (Золотокрылин, Черенкова, 2006; 2011; 2013). Увлажнение вегетационного сезона (также как и годовое) увеличилось по данным ГТК в период 1961–1990 гг. по сравнению с периодом 1936–1960 гг. Значимое повышение отмечалось в центрально-нечерноземных областях и Омской области. Но позднее, в период 1991–2001 гг., увлажнение вегетационного сезона в большинстве зерносеющих районах стабилизировалось. Одновременно стало суше на востоке Западной Сибири (Новосибирская область) и в Алтайском крае. В работе (Страшная и др., 2009) показано разнонаправленное изменение условий увлажнения в осенний период (сентябрь) в ЦФО за период 1980–2008 гг. В Центральных Черноземных областях наблюдалось значимое увеличение ГТК от начала к концу периода, в то время как на севере округа – некоторое его уменьшение, что в целом благоприятно для вегетации озимых зерновых культур осенью в этом регионе. По данным работы (Титкина и др., 2011) во всех зерносеющих районах в период 1976–2005 гг. по сравнению с 1946–1975 гг. стало влажнее в сезон активной вегетации, за исключением Новосибирской области. В то же время авторы другой работы (Хлебникова и др., 2012), в которой сравнивались изменения среднего многолетнего ГТК (июль) в период 1972–2001 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг., считают изменения июльского ГТК в последней трети XX в. не существенными.

Таким образом, во второй половине 30-х гг. XX в. увлажнение южной половины ЕЧР было наименьшим за весь период инструментальных наблюдений. С этого времени началось его медленное повышение (гумидизация климата), которое остановилось в 1990-х годах вначале в западной части европейского зернового пояса, а затем через примерно 5–10 лет – в его восточной части. Тенденция повышения увлажнения пока еще сохраняется на западе азиатской части зернового пояса. Предложена гипотеза (Золотокрылин, Черенкова, 2013) о возможной смене тенденции увлажнения, по крайней мере, в европейской части пояса в первом десятилетии XXI в. Признаки этой смены уже устойчивы в западной части европейского пояса и все чаще отмечаются в его восточной части.

Изменение увлажнения зернового пояса в сезон активной вегетации в общем соответствовало положительной тенденции годового увлажнения, но оно было более неоднородным на территории. Отрицательная тенденция сезонного увлажнения на востоке Западной Сибири проявилась ярче, чем годового.

Ответ на вопрос о тенденции изменения годового увлажнения зернового пояса в период современного интенсивного глобального потепления неоднозначен и зависит от датирования его начала. Если началом потепления считать середину 1970-х годов, то, как следует из работ (Оценочный доклад…, 2008б, Титкина и др., 2011) в период интенсивного глобального потепления происходило увеличение увлажнения большей части зернового пояса. Сдвиг начала на более поздний срок, например на середину 1980-х годов, может привести согласно работам (Золотокрылин, Черенкова, 2011; 2013; Черенкова, Золотокрылин, 2010) к другому заключению: возникновению отрицательной тенденции увлажнения в зерновом поясе.

Из приведенных оценок увлажнения следует, что выводы о тенденциях изменения засушливости в основных зерносеющих районах России существенно зависят от рассматриваемого периода. В работах Мещерской с соавторами (Мещерская, Блажевич, 1977; Мещерская и др., 2000; 2011; Meshcherskaya, Blazhevich, 1997) для расчета индексов засух использованы самые длинные ряды осредненных по площади осадков и температуры воздуха на станциях за период с 1891 г. по настоящее время. При этом в явном виде оценивается

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 558

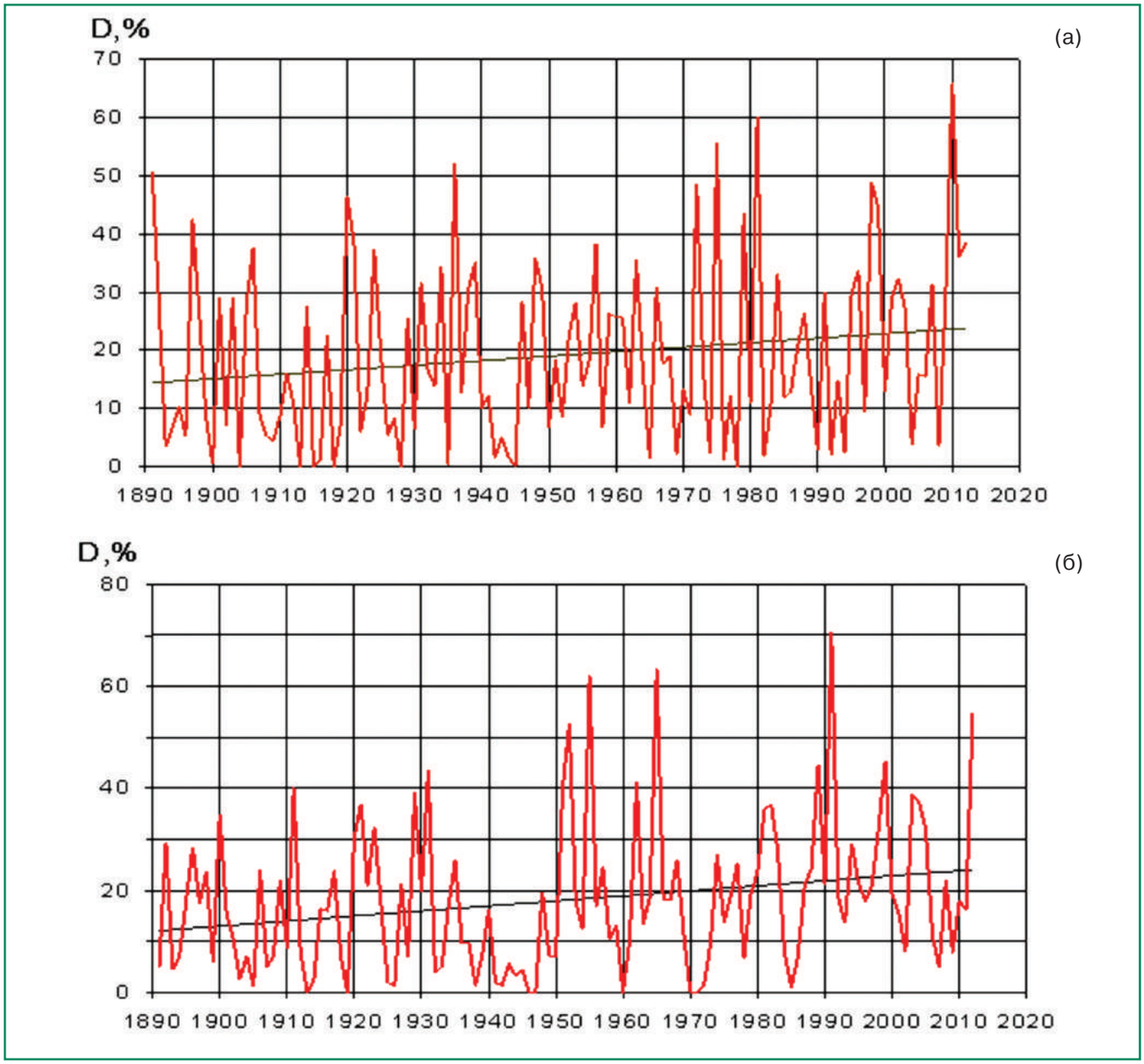


Рис. 4.6.3. Временные ряды индекса засушливости *D*, характеризующие площадь засушливых условий в процентах от общей площади основных зерносеющих районов на ЕЧР (а) и АЧР (б) (Мещерская и др., 2011).

площадь распространения засушливых условий на больших площадях с учетом площади административных областей. На рис. 4.6.3 для основных зерносеющих районов ЕЧР и АЧР приведены 122-летние ряды индекса засушливости "*D*".

Линейные тренды этих рядов четко свидетельствуют, что на обеих территориях площади засушливых условий за 1891–2012 гг. возросли на 9.5% на ЕЧР и на 12.1% на АЧР.

Важно отметить, что слабое возрастание интенсивности и площади распространения засух (по индексу Педя) было характерно и в период гумидизации климата зернового пояса 1936–1990 гг. Например, параболический тренд временных рядов засух свидетельствует о слабой тенденции усиления их интенсивности во всех федеральных округах России с 1930–1940–х гг. прошлого века до 2010 г. (Мещерская и др., 2011). Также по коэффициенту линейного тренда, вычисленного за период 1980–2010 гг. можно судить о возрастании интенсивности засух во всех округах, за исключением Сибирского.

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 559

Вытекающее из анализа длинного ряда индекса засушливости *D* положение о тенденции роста распространения засух с конца XIX в. вследствие глобального потепления пока можно рассматривать как дискуссионное. Привлечение к анализу других индексов, например, сводки сильных засух продолжительностью не менее двух месяцев и с охватом трех и более зерносеющих районов в период 1891–2010 гг. (Страшная и др., 2011) не показывает систематического увеличения их площади. Распространение засух в значительной мере регулируется случайной последовательностью их группировок (Раунер, 1981). В итоге, по четыре сильных засух отмечались в 1931–1940, 1951–1960 и 1991–2000 гг., а в остальных девяти десятилетиях наблюдались по 2–3 сильных засухи (Страшная и др., 2011).

Опубликованные отдельные свидетельства изменения средней продолжительности и повторяемости экстремальных засух по другим индексам в XX в. не вносят ясность в обсуждаемый выше вопрос. Сравнение аномалий значений стандартизованного индекса осадков SPI и индекса суровости засухи Палмера на территории Европы в XX-ом веке показало, что средняя продолжительность экстремальной засухи увеличилась на северо-западе Европейской России (Lloyd-Hughes, Saunders, 2002). В работе (van der Schrier et al., 2006) методом разложения по естественным ортогональным функциям индекса Палмера на территории Северного Прикаспия в период 1901–2002 гг. установлено увеличение до 5% повторяемости экстремальных засух. Исключительно сухим в Северном Прикаспии был 1939 г., а наиболее длительные группировки засушливых лет отмечались в этом регионе в 1935–1940 гг.

С включением в рассмотрение коротких рядов индексов засух связано возрастание неопределенности в оценках тенденции изменения их характеристик. Например, анализ площадей засух по разным индексам (Педя, нормированного ГТК, Палмера) за каждый месяц с мая по август периода 1936–2010 гг. по европейским федеральным округам свидетельствует о разнонаправленных их изменениях (Золотокрылин, Черенкова, 2012; Черенкова, 2013а). Слабый тренд увеличения площадей засух продемонстрировал только индекс Педя. В то же время остальные индексы показали максимальное распространение многолетних обширных засух (длительностью 5–6 лет) в 1936–1940–х годах. Позднее обширные засухи, включая и засуху 2010 г., отмечались лишь в отдельные годы. Их площади были меньше или сравнимыми с распространением засух в 1930-х годах. Следует отметить увеличение повторяемости и площади распространения засух в эпизод интенсивного глобального потепления 1930-х годов, совпавшего с периодом наименьшего годового увлажнения зернового пояса.

Интересен вопрос поведения засух в период современного интенсивного глобального потепления, начало которого рекомендовано датировать 1981 г. Анализ площадей очень сильных (экстремальных) засух по индексам Педя, нормированной аномалии ГТК, Палмера в целом на Европейской территории России указывает, что их средняя площадь возросла в период 1981–2010 гг. по отношению к периоду 1951–1980 гг. только по данным индексов Педя и Палмера (Золотокрылин, Черенкова, 2012). Неопределенность сохраняется и в результате анализа повторяемости экстремальных засух с помощью этих же индексов. Например, индекс Педя и индекс нормированной аномалии ГТК не свидетельствуют о росте их повторяемости в 1981–2010 гг. по сравнению с 1950–1980 гг., в то время как индекс Палмера фиксирует рост повторяемости экстремальных засух (Золотокрылин, Черенкова, 2012). Но все рассмотренные индексы свидетельствуют о повышенной повторяемости экстремальных засух в период 1936–1960 гг. Также эти индексы фиксируют повышение повторяемости продолжительных (более трех месяцев) экстремальных засух в последние десятилетия и максимальную их повторяемость в 1936–1960 гг.

Из анализа данных, приведенных в работе (Страшная и др., 2011) вытекает, что изменения повторяемости сильных и обширных засух (с охватом 3-х районов и более) на рассматриваемой территории имели разные тенденции. Увеличение повторяемости сильных и обширных засух в 1981–2010 гг. по отношению к 1950–1980 гг. на 4–10% произошло в северной части зернового пояса Европейской России: Центральном и Волго-Вятском районах. Повторяемость таких засух за этот же период сократилась более чем на 20%

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 560

на юге зернового пояса (Северо-Кавказский район). В Поволжском и Западно-Сибирском районах отмечалось незначительное уменьшение повторяемости засух в последние десятилетия, а в Центрально-Черноземном и Уральском районах она практически не изменилась.

Включение в анализ индекса опасной атмосферной засухи показывает, что ее повторяемость в последние десятилетия достоверно возросла по отношению к периоду 1961–1990 гг. в европейской России только в юго-западной части зернового пояса (Ростовская и Воронежская области, Краснодарский край и западная часть Ставропольского края) и в Поволжье, включая Волгоградскую, Саратовскую, Пензенскую, Самарскую области (Черенкова, Кононова, 2012).

Результаты анализа числа дней с опасной атмосферной засухой в июле 1989–2008 гг. по сравнения с периодом 1950–1980 гг. не уменьшают неопределенность в вопросе предполагаемого повышения повторяемости засух в период интенсивного глобального потепления (Семенов и др., 2012а); Shmakin et al., 2013). Значимый рост числа дней с засухой в июле отмечался на Западном Кавказе, в Прииртышье, в среднем течении р. Енисей, в верховьях р. Лены, на юге Забайкалья, в полосе от низовьев р. Алдан до бассейна р. Колыма. В зерносеющих районах ЕЧР и в западной части Западной Сибири изменения были статистически незначимыми. В то же время изменения июльского индекса Палмера в период 1972–2001 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. явно свидетельствуют об ослаблении засушливости на территории ЕЧР (западные и юго-западные районы, Центральное Предуралье) в июле, тогда как на остальной территории России отмечалось усиление засушливости (Хлебникова и др., 2012). Расхождение выводов частично может быть связано с использованием данных только одного месяца.

Значительный интерес представляют сезонные засухи, относящиеся к летнему и летнее-осеннему периоду. Наибольшие коэффициенты корреляции между температурно-влажностными условиями и аномалиями урожайности зерновых относятся к периоду май–июнь на ЕЧР (Вильфанд, Страшная, 2011) и периоду май–июль на АЧР (Мещерская и др., 1978: 1982). Сезонные особенности засух (по индексу Педя) на европейской территории России в период 1940–2000 гг. рассмотрены в работе (Лаврова, Угрюмов, 2008). Они заключаются в следующем: если в мае–июне повторяемость засух существенно увеличилась в 1960–2000 гг. по сравнению с 1940–1979 гг., то в июле–августе повторяемость менялась мало.

Межгодовые изменения рассмотренных выше индексов засух в последние десятилетия уже можно сопоставить со спутниковыми индексами VCI и SCEI применительно к засушливым землям Европейской России, включающим южные районы Ростовской, Волгоградской, Саратовской, Оренбургской областей, восточных районов Ставропольского края, Республику Калмыкия, Астраханскую область, Дагестан. По данным VCI в периоды 1982–1986 и 2000–2006 гг. доминировали кратковременные засухи в мае, а в остальные месяцы вегетационного сезона – средние и длительные засухи. В более влажный период 1987–1999 гг. наблюдались в основном кратковременные засухи в мае–июле и средние по продолжительности засухи в августе–сентябре (Золотокрылин, Виноградова, 2010). По данным SCEI в период июль–сентябрь 2000–2012 гг. наблюдался незначимый линейный тренд иссушения. Он охарактеризован превышением площадей, затрагиваемых засухами, по отношению к площадям с увлажнением выше нормы. Причем, скорость тренда была больше в восточных районах, чем в западных. Увлажнение засушливых земель в конце весны – начале лета слабо повышалось в западных районах и имело тенденцию к уменьшению в восточных районах (Золотокрылин и др., 2012, Золотокрылин, Титкова, 2012).

Таким образом, несмотря на существующие неопределенности оценок засух можно заключить, что в период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. повторяемость сильных засух возрастала в большей степени в северной части зернового пояса (Центральном и Волго-Вятском районах). Она почти не изменилась в центральной и восточной частях зернового пояса (Центрально-Черноземный и Уральский районы). Повторяемость засух существенно уменьшилась на юге зернового пояса (Северо-Кавказский район) и мало изменилась в Поволжском и Западно-Сибирском районах. Наметившаяся отрицательная тенденция годового увлажнения зернового по-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 561

яса в конце первого десятилетия XXI в. может привести к расширению площадей засух, увеличению их интенсивности, повторяемости и продолжительности. Аналогом может служить эпизод глобального потепления 1930-х годов.

В заключение отметим, что глобальный анализ крупномасштабных засух на всех континентах за последние 60 лет свидетельствует об изменениях общей площади с засухами от года к году, но многолетний тренд площадей с засухами почти не выражен (Sheffield et al., 2009).

4.6.3.5. Экстремальная засуха летом 2010 г. в России по сравнению с засухами прошлых лет

Засуха 2010 г. на европейской территории России, классифицируемая как атмосферная, возникла в начале мая в юго-восточной части ПФО (рис. 4.6.4). В третьей декаде мая она охватила почти все Поволжье и Республику Башкортостан. Одновременно стала развиваться сильная почвенная засуха в Саратовской, Оренбургской областях и Республике Башкортостан. Особенность засухи состояла в том, что она почти до августа не распространялась в южном направлении и не проявлялась в традиционно сухих районах Калмыкии и Астраханской области. Сильная засуха пришла в ЮФО только в августе. В июне засуха охватила юго-восток ЦФО (Воронежскую, Тамбовскую, Липецкую области), северо-восток Южного и юг Уральского округов. Атмосферная засуха была оценена здесь по значениям ГТК как сильная и очень сильная (Страшная и др., 2011; Фролов, Страшная, 2011). В третьей декаде июня на всей этой территории распространилась сильная почвенная засуха. В июле очень сильная и сильная атмосферная засуха в сочетании с почвенной уже полностью охватила Приволжский и Центральный округа и вышла в южные районы Северо-Западного округа. В июне–июле атмосферно-почвенная засуха почти не прерывалась. Она охватила значительную часть территории Европейской России (рис. 4.6.4) и продолжалась до 18–19 августа. Положительная аномалия средней температуры воздуха при этом была самой большой за все рассмотренные годы сильных засух.

Погодные условия лета 2010 г. обусловлены формированием над европейской частью СНГ стационарного антициклона большой интенсивности и длительности существования, заблокировавшего эту территорию от атлантических циклонов (Бережная и др., 2010а, б; Иванова и др., 2011; Шакина и др., 2011; Dole et al., 2011). Анализу блокирующего антициклонического режима, установившегося летом 2010 г. над ЕЧР посвящено множество публикаций (Варгин и др., 2012; Володин, 2011; Иванова и др., 2011; Семенов и др., 2012б; Шакина, Иванова, 2010; Шакина и др., 2011). В статьях (Dole et al., 2011; Matsueda, 2011) на основании результатов численного моделирования делается вывод о том, что блокирующий антициклон в Восточной Европе в 2010 г. сформировался под влиянием исключительно внутренней динамики климатической системы, и возможностей предсказать его заранее (с заблаговременностью свыше недели) практически не было. Блокирующий антициклон сформировался в конце июня и сохранялся до середины августа в течение 55 дней с аномалиями давления в центре до 6 гПа. В его области отмечались положительные аномалии температуры воздуха, а осадков было значительно меньше нормы.

Сверхэкстремальная аномалия температуры 2010 г. не объясняется только аномальной динамикой атмосферы, приводящей к переносу в район аномалии теплого воздуха (Володин, 2011). Согласно гипотезе Е. М. Володина (2011), для ее возникновения необходимо образование заранее (по крайней мере, за месяц) отрицательной аномалии влажности почвы (почвенная засуха), смещенной навстречу ветровому потоку на десятки сотен километров. Подобная аномалия была обнаружена на территории Казахстана в мае по данным спутниковых индексов климатических экстремумов увлажнения (SCEI) (Золотокрылин и др., 2012) и влажности почвы (SWI) (Cherenkova et al., 2013) (рис. 4.6.5).

Аномалия динамики атмосферы и аномалия влагозапасов почвы – события практически независимые (Володин, 2011). Их случайное совпадение обеспечивает сверхэкстремальную температуру. События, подобные засухе 2010 г., могут происходить значительно чаще, чем это следует из нормального распределения. Результаты моделирова-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 562

ния не показывают сколько-нибудь существенного влияния влажности почвы на собственно блокинги как явление динамики атмосферы, т. е. на их интенсивность или продолжительность. Влажность почвы влияет только на температуру воздуха у поверхности во время блокинга (Володин, 2011).

Рассмотрены случаи блокирования, имевшие место над Европейской Россией в летние месяцы 2002, 2007 и 2010 гг. (Иванова и др., 2011). В 2002 и 2007 гг. периоды основного блокирования, подтвержденные аномалиями геопотенциала, были гораздо короче, причем в отличие от 2010 г. не охватывали всю область ЕЧР. Предшествующий основному процессу блокирования летом 2010 г. кратковременный майский блокинг внес существенный вклад в последующую летнюю засуху,

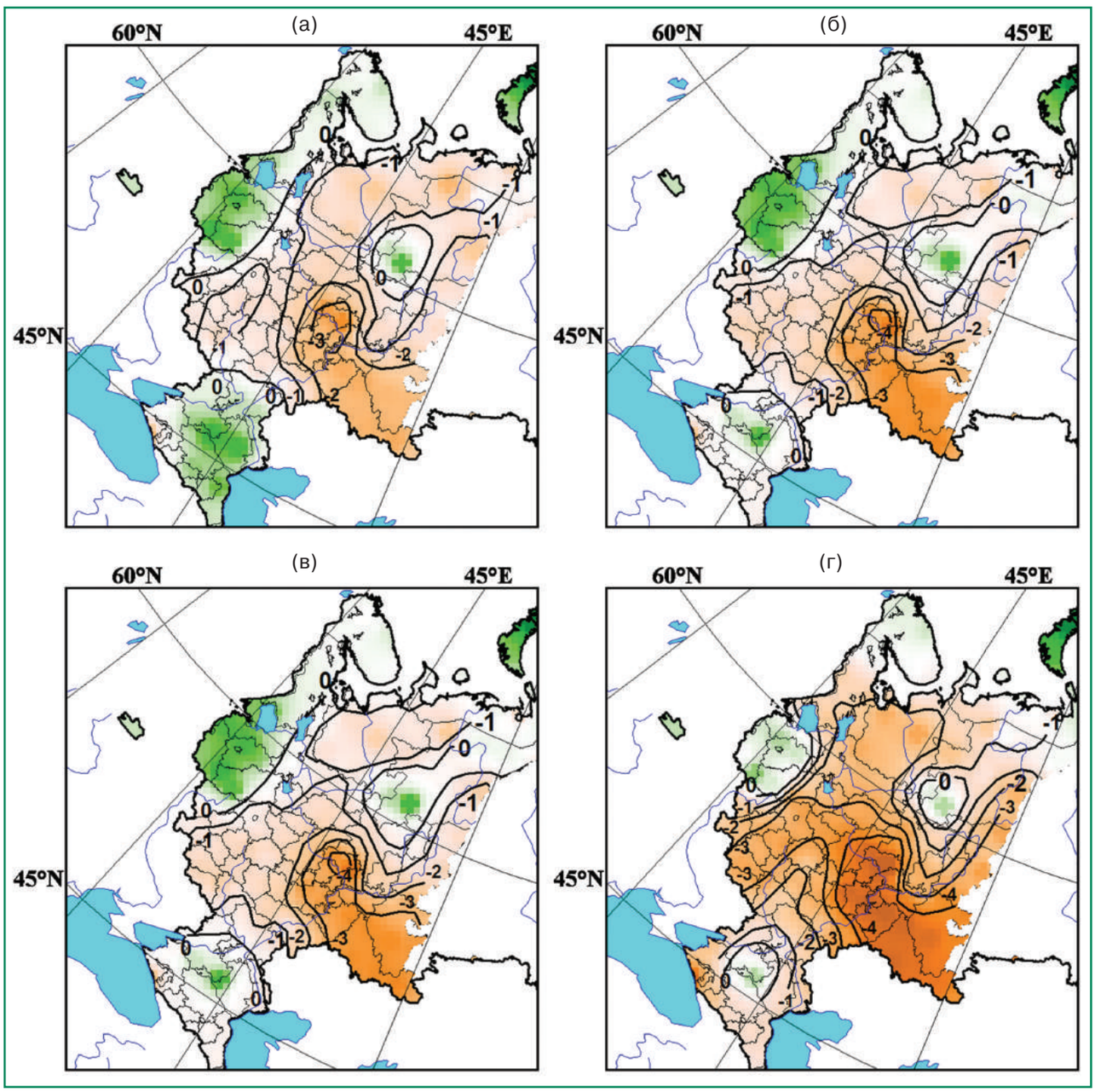


Рис. 4.6.4. Атмосферная засуха на Европейской части России в: (а) мае, (б) июне, (в) июле и (г) августе 2010 г. по данным индекса суровости засухи Палмера. Изолиниями показана интенсивность засух (Черенкова, 2013а).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 563

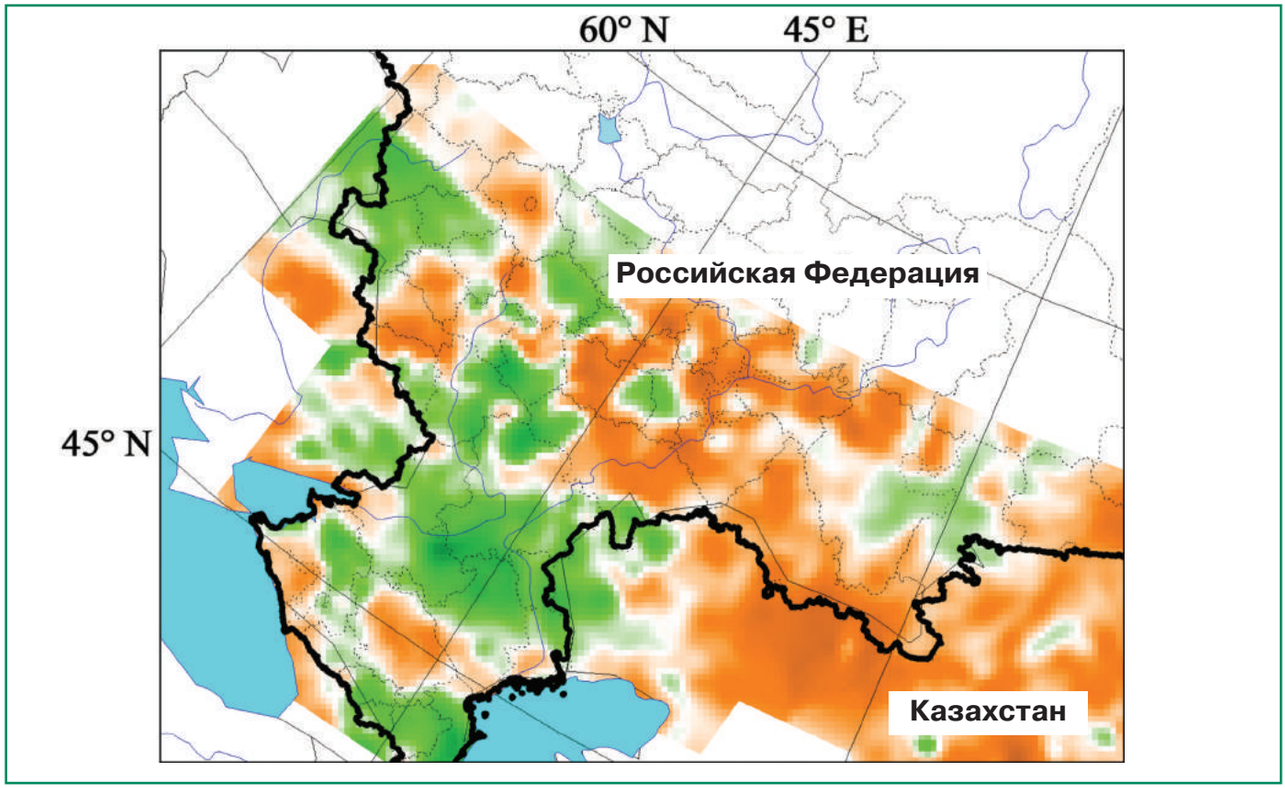


Рис. 4.6.5. Аномалия влажности почвы по спутниковым данным SWI в мае 2010 г. Зеленый цвет – положительная аномалия, темно-желтый – отрицательная (Cherenkova et al., 2013).

ибо из-за него уже к началу лета значительно уменьшилось влагосодержание почвы (Иванова и др., 2011). Случай блокирования летом 2010 г. оказался самым продолжительным и мощным по вертикали (до уровня 100 гПа), а обрушение волн Россби здесь происходило чаще, чем в других эпизодах. В 2010, как и в 2002 г., основная летняя волна тепла предварялась хорошо выраженным случаем блокирования и обрушения волн Россби в мае, что усугубило последующую засуху.

В статье (Schneiderreit et al., 2012) анализируется возможное влияние явлений Эль-Ниньо/Ла Нинья и других циркуляционных механизмов на развитие блокирующих антициклонов над Восточной Европой, однако вопрос об их влиянии оставлен открытым. Возможная связь блокирующих антициклонов с муссонной циркуляцией и очагами тепла в океане и Средиземном море обсуждается в статье (Trenberth, Fasullo, 2012). В работе (Шмакин и др., 2013) выявлена значительная роль в формировании блокирующих антициклонов в Восточной Европе механизма WP (Западно-Тихоокеанского), проявляющегося особенно заметно в период после 1980-х годов.

О месте крупнейшей засухи 2010 г. в ряду засушливых лет с конца XIX столетия можно судить по ранжированным рядам индекса D (рис. 4.6.6) в основных зерносеющих районах ЕЧР и АЧР (к засушливым годам относилась первая треть ранжированного ряда индекса D).

На ЕЧР засуха 2010 г. за период 1891–2012 гг. занимает первое место по площади засушливых условий (D = 65.9% площади ЕЧР). Особенно она проявилась в Приволжском и Центральном округах (в Приволжском округе D = 87%) (Мещерская и др., 2011). На втором месте стоит засуха 1981 г. (D = 60.1% площади), на третьем – засуха 1975 г. (Уланова, 1988). На АЧР самым засушливым был 1991 г. (D = 70.6% площади) и 1965 г. (D = 63.3%). Также засуха 2010 г. не имела себе равных за последние 120 лет метеорологических наблюдений по напряженности термического режима в сочетании с крайне неблагоприятным режимом увлажнения (атмосферно-почвен-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 564

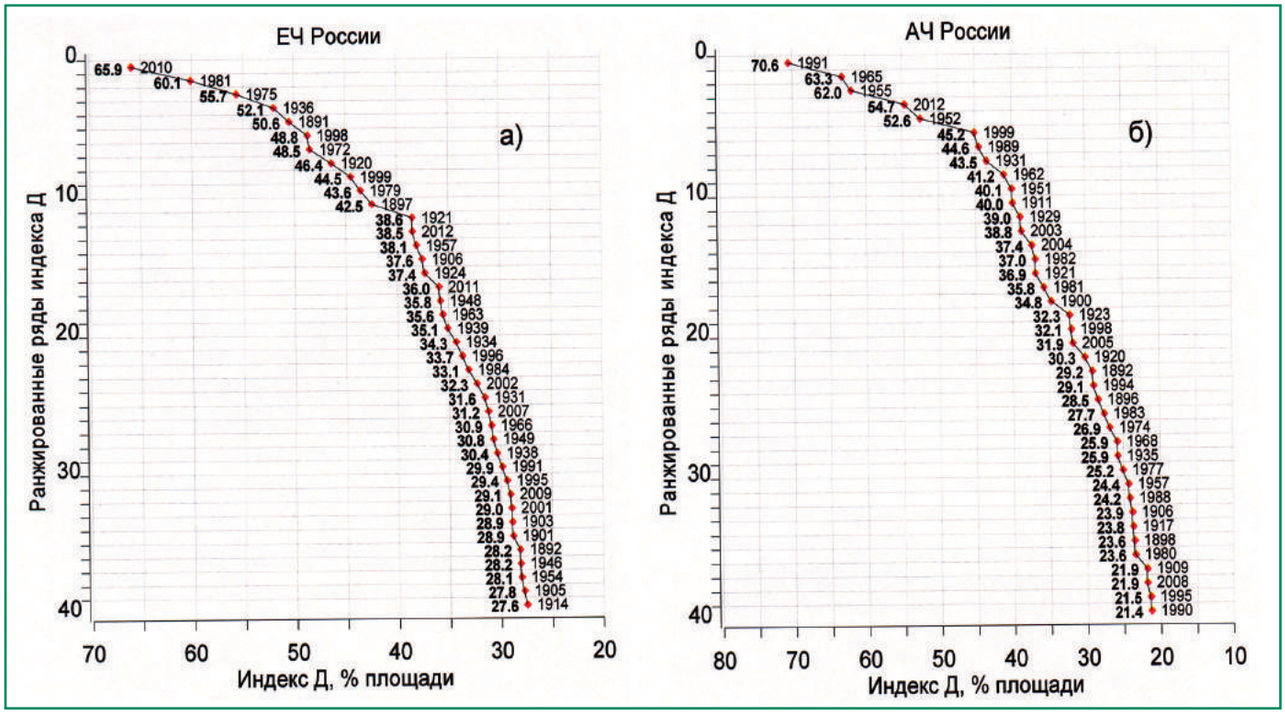


Рис. 4.6.6. Ранжированные ряды индекса *D*, характеризующие площади распространения засушливых условий (Δt > 1°C, количество осадков менее 80% нормы) в процентах от общей площади основных зерносеющих районов ЕЧР (а) и АЧР (б) (Мещерская и др., 2000).

ной засухой) и сопровождалась суховеями, пожарами в лесах и на торфяниках на больших площадях (Мещерская и др., 2011; Страшная и др., 2011; Фролов, Страшная, 2011).

По индексу Педя статистически значимые значения, превышающие двойное среднеквадратическое отклонение, отмечены в 19 субъектах РФ. Однако по охвату количества экономических районов (пяти) засуха 2010 г. занимает всего 3 место (первое и второе места у засух 1998 и 1963 гг.) (Страшная и др., 2011). По абсолютному отклонению урожайности зерновых культур в целом по РФ (от тренда за 1946–2010 гг.) засуха 2010 г. занимает второе место, по относительному отклонению (в % тренда) – лишь пятое. Заметим, что наибольшее абсолютное отклонение урожайности зерновых культур в России от тренда, рассчитанного за указанный период наблюдалось в 1998 г., что связано, по-видимому, не только с засухой, но и с ухудшением культуры земледелия в условиях продолжавшейся в 90-е годы структурной перестройки в сельском хозяйстве (Чуб, Страшная, 2012).

Существует точка зрения, что засуха 2010 г. вызвана долговременным (с масштабами несколько десятилетий) колебанием центров действия атмосферы, на смене фазы которого мы сейчас находимся (Астафьева, 2011).

Во многих статьях зарубежных авторов отмечается, что летом 2010 г. было два рекордных экстремальных явления: длительная жара, приведшая к пожарам в Европейской России и сильное наводнение в Пакистане. Установлено, что волна тепла была связана с развитием события чрезвычайно сильного и длительного внетропического атмосферного блокирования из-за активации крупномасштабных атмосферных волн Россби, охвативших ЕЧР, Казахстан, северо-западную территорию Китая и регион Тибетского нагорья. Проникновение на юг верхнего уровня возмущений завихренности в ведущей впадине волны Россби способствовало выпадению аномальных ливневых дождей на севере Пакистана и в его окрестностях в середине–конце июля (Dole et al., 2011; Galarneau et al., 2012; Hong et al., 2011; Lau, Kim, 2012). Отмечено, что волны тепла на ЕЧР усиливались из-за эффекта положительной обратной связи через изменения в поверхностных энергетических потоках между атмосферным

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 565

блокированием и земной поверхностью с пониженной влажностью почвы. Подчеркивается, что волны Россби, простирающиеся по всей северной Евразии, являются доминирующим фактором изменчивости месячной температуры воздуха и осадков, и играют важную роль в формировании аномальной жары: в 2003 г. на территории Европы и в 2010 г. на ЕЧР (Schubert et al., 2011).

Также в статьях зарубежных авторов анализируются возможности прогноза подобных экстремальных явлений в будущем (Dole et al., 2011). Отмечается, что динамический отклик на отрицательный тренд концентрации морского льда и положительный тренд температуры поверхности моря (Sea Surface Temperature – SST) в Баренцевом море может повлиять на увеличение вероятности повторяемости волн тепла в России и Европе (Sedlacek et al., 2011). В работе (Matsueda, 2011) исследуется предсказуемость блокирующего антициклона над ЕЧР летом 2010 г. и связанных с ним аномально высоких температур поверхности с помощью среднесрочных ансамблевых прогнозов. Большинство анализируемых в работе прогнозов предсказывало ослабление этого явления раньше, чем это было в действительности.

Вопрос о том, в какой степени это событие связано с антропогенным изменением климата, является спорным. С одной стороны, указывается, что причиной этого события, в основном, была естественная изменчивость климата (Dole et al., 2011). С другой стороны, говорится о связи теплового рекорда лета 2010 г. с крупномасштабным потеплением климата с 1980-х гг. (Груза, Ранькова, 2011; Rahmstorf, Coumou, 2011). В ряде работ учитываются одновременно две эти причины возникновения засухи (как случайное событие за счет внутренней динамики и как следствие глобального потепления) (Вильфанд, Страшная, 2011; Otto et al., 2012).

В 2012 г. сильная атмосферная засуха в ряде районов, в сочетании с продолжительной (четыре декады и более) почвенной засухой, вновь повторилась в основных зерносеющих районах ЕЧР, а

Рис. 4.6.7. Количество декад с сильной почвенной засухой в период вегетации зерновых колосовых культур в 2012 г. (Страшная и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:04 PM Page 566

затем в АЧР (юг Урала, Западная Сибирь) (рис. 4.6.7). Засуха 2012 г. на ЕЧР занимает 13 место в ряду засушливых условий и 4 место – на АЧР (рис. 4.6.6). Однако ее последствием стало резкое снижение урожайности и валовых сборов зерна, а в ряде субъектов Российской Федерации, где атмосферная засуха сочеталась с почвенной засухой и частыми суховейными явлениями – гибель зерновых и других сельскохозяйственных культур на площади около 5.5 млн га, что почти в 2.5 раза меньше, чем в засуху 2010 г. (Страшная и др., 2013).

Исследовано влияние сильной летней засухи 2010 г. в европейской части России на колебание уровня Каспийского моря. Для этого по наземным и спутниковым наблюдениям определены последствия изменения водных запасов Волжского бассейна и Каспийского моря в 2010 г., а также динамика компонентов водного баланса за период с 1993 по 2010 год. Водный дефицит с июня по сентябрь 2010 г., рассчитанный на основе значений аномалий осадков Волжского бассейна, приведет к понижению уровня Каспийского моря от 27 до 28 см (Arpe et al., 2012).

4.6.3.6. Прогнозируемые климатические изменения увлажнения, индексов засух на территории России

Результаты численных экспериментов с помощью МОЦАО (программы CMIP3 и CMIP5) могут быть основанием для получения прогнозных оценок изменения увлажнения России, в частности зернового пояса и примыкающей к нему пастбищной зоны, к середине XXI в. Так, результаты расчетов по ансамблю из шести МОЦАО (CCC_T47, CCSR_me, CNRM, ECHAM, ECHO, IPS), относящимся к международному проекту CMIP3: Coupled Model Intercomparison Project – Phase 3, использовались для расчета радиационного индекса сухости Будыко для периода 2046–2065 гг. по отношению к базовому периоду 1980–1999 гг. (Черенкова, Золотокрылин, 2012). В исследовании был использован сценарий антропогенных выбросов A2, соответствующий одному из наиболее экстремальных вариантов потепления климата. Изменения радиационного индекса сухости к середине текущего века свидетельствуют о возможности некоторого иссушения западной части ЕЧР. Одновременно можно ожидать слабое увеличение увлажнения Предуралья и Западной Сибири. Четыре модели из шести прогнозируют изменение увлажнения к середине XXI века по смешанному аридно-гумидному типу. Две остальные модели прогнозируют изменение увлажнения территории по аридному типу.

Данные о будущем климате России (температура и осадки), полученные в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) осреднением результатов расчетов, выполненных с помощью 31 МОЦАО (АН_31), которые участвуют в международном проекте CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5) (Катцов, Говоркова, 2013), стали основой для оценки ожидаемого изменения годового и сезонного коэффициентов увлажнения в период 2011–2030 гг. по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг. (Черенкова, 2013б). Для базового периода данные по температуре были взяты из работы (Rienecker et al., 2011), а данные по осадкам из (Xie, Arkin, 1998 updated). Расчеты с помощью группы моделей АН_31 проводились в условиях “жесткого” сценария антропогенного воздействия на климат – RCP8.5.

На рис. 4.6.8 изолиниями показаны положительные и отрицательные изменения в процентах коэффициентов годового (рис. 4.6.8а) и сезонного (рис. 4.6.8б) увлажнения по отношению к значениям коэффициента за базовый период. Порядок изменений годового коэффициента увлажнения составляет первые проценты. Он ниже верхнего предела коэффициента вариации (8–10%), определенного независимо по данным наблюдений за базовый период. Заслуживает обсуждения только знак изменений коэффициента на территории: разнонаправленные изменения характерны для коэффициента годового увлажнения (рис. 4.6.8а), в то время как летом ожидается преимущественная аридизация территории, особенно Северного Кавказа (рис. 4.6.8б).

Расчеты для периода 2041–2060 гг. показывают, что аридизация территории будет возрастать повсеместно (сильнее в южной половине территории) как в годовом, так и сезонном масштабах.

Вывод о разнонаправленности ожидаемого изменения годового увлажнения в период

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 567

2011–2030 гг. по сравнению с 1981–2000 гг. подтверждают расчеты коэффициентов увлажнения по результатам численных экспериментов на региональной климатической модели – РКМ ГГО (Черенкова, 2013б) (рис. 4.6.9). Как видно на рис. 4.6.9а, значимое повышение годового увлажнения вероятно в северной части зернового пояса ЕЧР. Одновременно годовое увлажнение может повыситься в основных земледельческих районах Западной Сибири и Алтайского края, за исключением Томской области. Другой регион со значимым ростом увлажнения локализуется в юго-западной части зернового пояса (южная часть Ростовской области, весь Краснодарский край и восточная часть Ставропольского края). Напротив, в степных районах Белгородской, Воронежской, Ростовской, Тамбовской, Волгоградской, Саратовской, Оренбургской областей местами возможно значимое снижение увлажнения (рис. 4.6.9а).

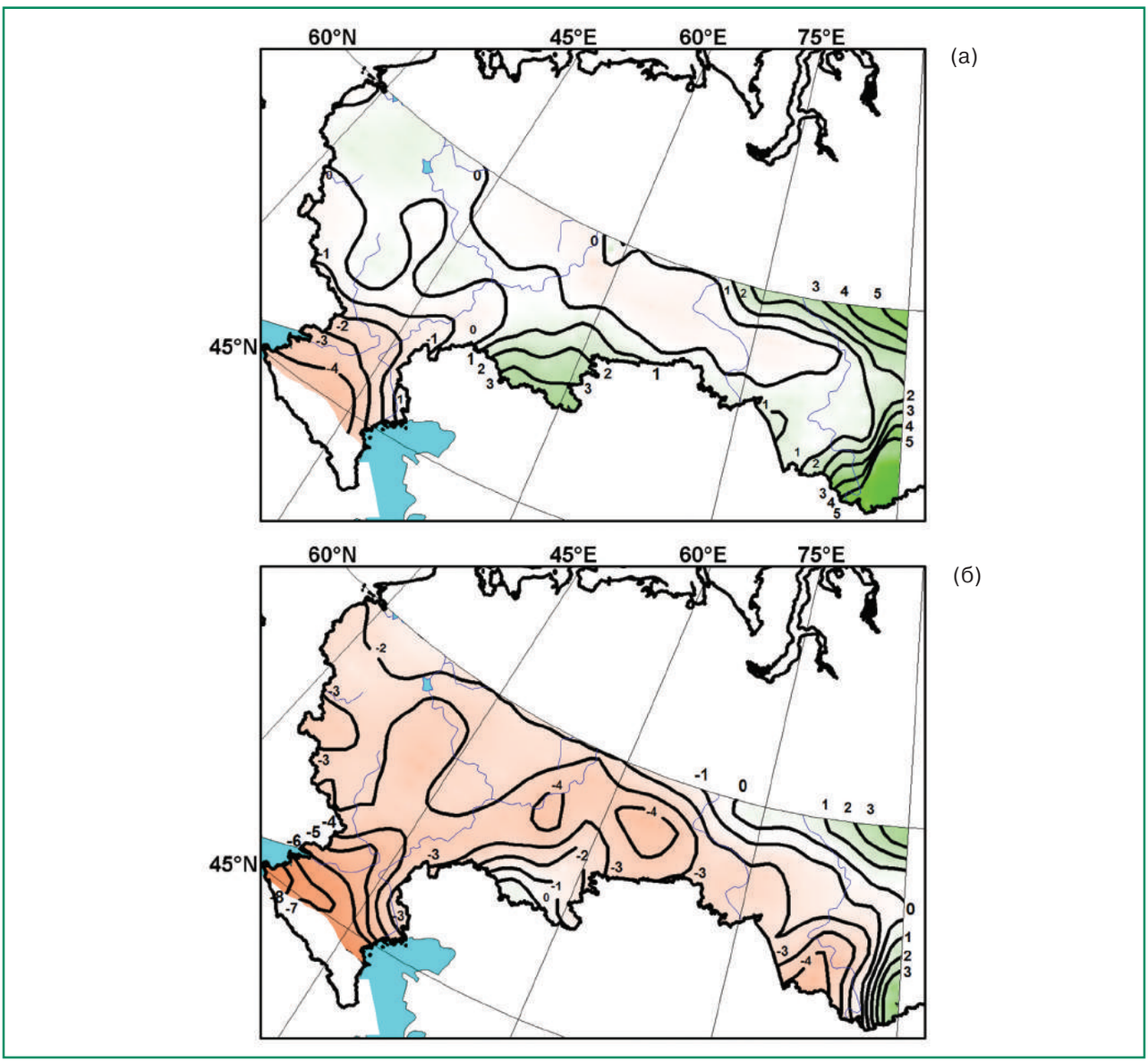


Рис. 4.6.8. Изменение коэффициента увлажнения (в процентах) в период 2011–2030 гг. по сравнению с периодом 1981–2000 гг., рассчитанное с помощью группы моделей AH_31 для сценария RCP8.5. Коэффициенты: (а) – годового увлажнения; (б) – увлажнения в сезон активной вегетации (май–август). (Черенкова, 2013б).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 568

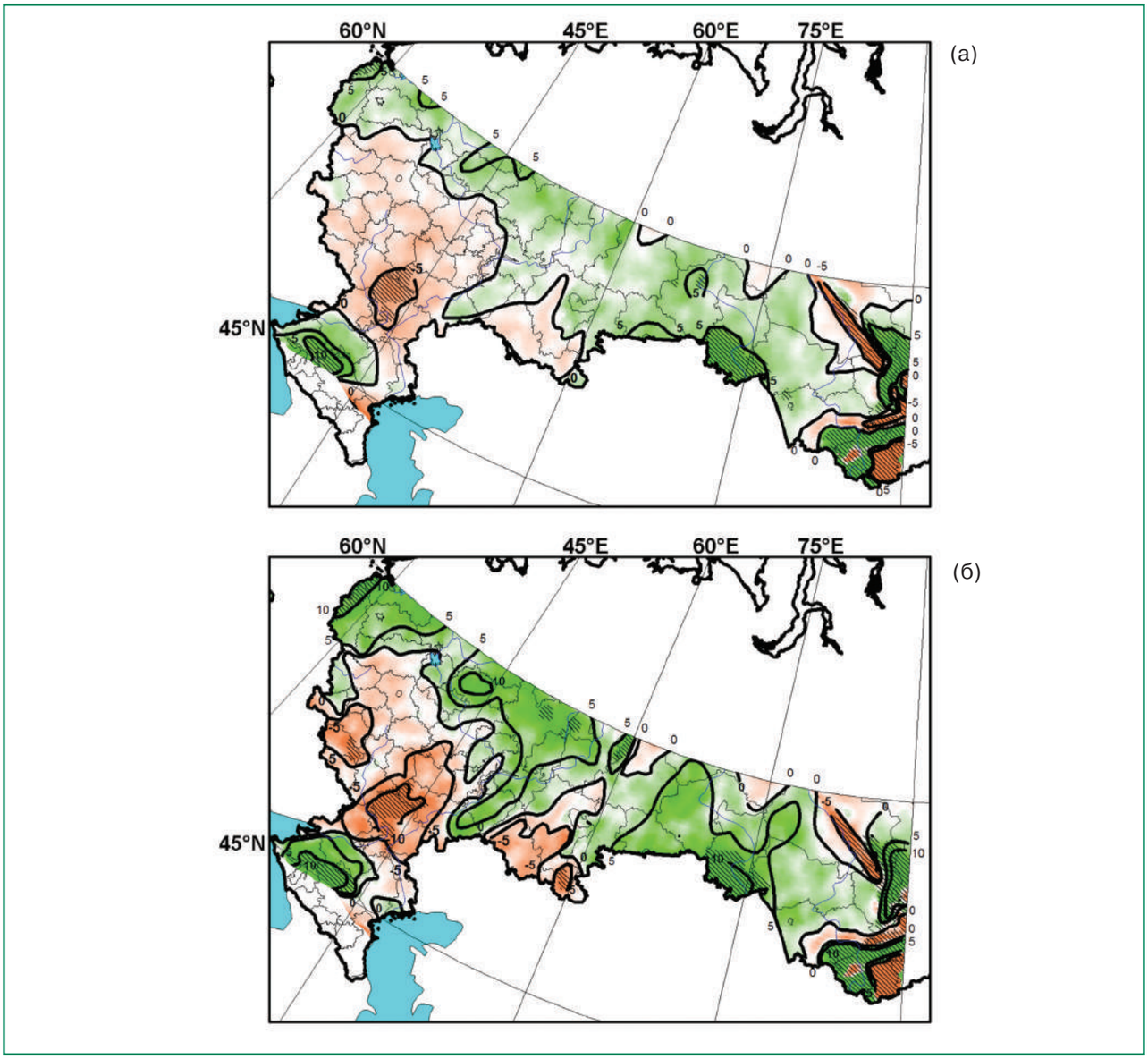


Рис. 4.6.9. Изменение коэффициента увлажнения (в процентах) в период 2011–2030 гг. по сравнению с 1981–2000 гг. по данным РКМ ГГО, сценарий А2. Коэффициенты: (а) – годового увлажнения; (б) – увлажнения в сезон активной вегетации (май-август). Штриховкой показаны статистически значимые изменения с уровнем значимости 0.95 (Черенкова, 2013б).

Распределение на территории ожидаемого изменения коэффициента сезонного увлажнения в целом не противоречит рассмотренной выше картине изменения годового увлажнения (рис. 4.6.9а, 4.6.9б), в отличие от сравниваемых ансамблевых оценок увлажнения (рис. 4.6.8а, 4.6.8б).

В следующий период 2041–2060 гг. разнонаправленность изменений годового увлажнения сохранится, но аридизация охватит значительные территории. Летом почти на всей территории будет доминировать аридизация, а повышение увлажнения можно ожидать только в северной части зернового пояса ЕЧР.

Важно отметить, что разнонаправленные изменения увлажнения в зерновом поясе России могут заметно снизить негативные последствия аридизации вследствие сохраняющейся возможности территориальной компенсации урожаев. Например, падение урожая вследствие иссушения Центрально-Черноземных областей может быть ком-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 569

пенсировано увеличением урожаев в Среднем Поволжье, Краснодарском крае, Западной Сибири (рис. 4.6.9).

Особенности изменения увлажнения сезона активной вегетации (ГТК) и повторяемости засух (по индексу Педя) на территории Восточно-Европейской равнины выявлены по результатам численных экспериментов с помощью нескольких МОЦАО (CMIP3) в период 2046–2065 гг. по отношению к периоду 1961–1989 (Кислов и др., 2008). Расчет ГТК на основе прогностических величин температуры воздуха и осадков показал, что его межгодовая изменчивость оказывается значительно меньше, чем для современного климата. В центральной части Восточно-Европейской равнины ГТК большую часть времени остается в той же категории увлажнения, что и в период 1961–1989 гг. Слабое (не более, чем на 0.2) увеличение ГТК отмечается к северу от 56–58° с.ш., уменьшение (также не более 0.2) – к югу от этих широт, некоторый рост – на юго-востоке Восточно-Европейской равнины. Во все летние месяцы аномалии ГТК отрицательны, что говорит об увеличении засушливости. В летние месяцы ГТК уменьшается по сравнению с базовым периодом.

На фоне небольших изменений ГТК меняется повторяемость ГТК в разных градациях. Для всего зернового пояса в период 2046–2065 гг. предполагается уменьшение увлажнения, усиление засушливости и возрастание рисков земледелия. Таким образом, современная зона рискованного земледелия на юге Восточно-Европейской равнины расширится к северу. Увеличение повторяемости аномального увлажнения по сравнению с современным климатом, прогнозируется, по модельным расчетам, только на севере и северо-востоке, а на остальной территории аномалии близки к нулю.

Изменения положения границ агроклиматических поясов, выделяемых по совокупности ресурсов тепла и влаги, будут невелики. Наиболее заметно расширение к северу границ засушливых областей с ГТК меньше 1.0. При этом на засушливых территориях возрастает повторяемость засушливых лет, а в зоне нормального увлажнения, за исключением ее южной части, где возрастает засушливость, повторяемость условий нормального увлажнения также возрастает.

К середине XXI века в центре Восточно-Европейской равнины повторяемость лет с условиями, близкими к среднему значению, в летние месяцы уменьшится, а повторяемость засух (по индексу Педя) увеличится. На остальной территории будет происходить приближение повторяемости засух к “норме”. Увеличение повторяемости засух в категории “норма” свидетельствует о том, что на фоне роста температуры и уменьшения осадков в этих районах, их межгодовая изменчивость будет меньшей, т. е. происходит стабилизация гидротермических условий.

Таким образом, экстремальность климата по индексу Педя особенно возрастет в центральной полосе Восточно-Европейской равнины. К северу от 56–68° с.ш., напротив, сохраняются комфортные гидротермические условия, возрастают увлажнение и температура, увеличивается повторяемость ситуаций с нормальным увлажнением. На юге территории изменчивость гидротермических условий уменьшается, но на фоне роста температуры и уменьшения количества осадков возрастает засушливость климата.

На основе прогнозов с помощью различных моделей (GISS, GDFL, CCCM, UKMO) исследованы предполагаемые локальные изменения увлажнения территории Воронежской области к 2075 г. (Шумова, 2012). Согласно оценкам всех рассмотренных климатических моделей, ожидаемое годовое увлажнение территории (коэффициент увлажнения Высоцкого) уменьшится, что позволяет говорить о развитии здесь аридного сценария глобального потепления. При возможном изменении климата в случае удвоения концентрации диоксида углерода в атмосфере увлажнение в сезон вегетации (ГТК Селянинова) по модели GISS может возрасти, по моделям GDFL и UKMO – остаться практически без изменения, а, согласно расчетам CCCM, возможно, уменьшится.

Предстоящие изменения годового увлажнения (по коэффициенту Высоцкого-Иванова) учтены в ландшафтно-экологических сценариях ближайшего будущего территории основного водосбора Волжского бассейна (Коломыц, 2004). Возможные изменения климата территории при антропогенном росте (до уровня удвоения) оценены по численным экспериментам модели GISS. Климатический прогноз дан на сроки до 2030 и

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 570

2050 гг., в которые ожидается повышение глобальной температуры на 2.0–2.2°С и 3.0–4.0°С. Базовый период 1881–1980 гг.

Найденные корреляционные связи ландшафтно-зональных систем с коэффициентом увлажнения были положены в основу прогнозного картографирования биоклиматических условий территории. Ожидаемое глобальное антропогенное потепление к 2030 г. вызовет общую аридизацию территории, и чем дальше по времени, тем она будет все более глубокой и тотальной. К 2050 г. может установиться определенная стабилизация климатических условий с прогрессирующим наступлением степи на лес в 100–200 км (по меридиану) южной части лесной зоны (Коломыц, 2004).

Позднее этот прогноз был детализирован с помощью нового показателя – локального коэффициента эдафического увлажнения, учитывающего связи коэффициента увлажнения со среднеиюльскими локальными запасами продуктивной влаги в почве разных геоэкологических систем (Коломыц, 2010). Региональные климатические прогнозы на период до 2100 г. выполнены с помощью модели HadCM3 (сценарий A2). Базовый период: 1881–1985 гг. Согласно расчетам до конца столетия по всей полосе зональных экотонов леса и степи в Среднем Поволжье будет развиваться термоаридный климатический тренд с соответствующим иссушением почвы. Согласно прогнозу в обширной зоне переходов от леса к степи нарушится процесс семенного возобновления лесообразующих и кустарниковых видов. Этот процесс ведет к неизбежному вымиранию лесов и существенно затруднит искусственное лесоразведение.

Согласно модельным оценкам, при глобальном потеплении, связанном с увеличением CO_2 в атмосфере, следует ожидать увеличения в первую половину года над континентами количества блокингов, их общей продолжительности, среднего времени жизни и интенсивности (Мохов, 2006). Модельные оценки интегрального эффекта (действия) блокингов для Атлантико-Европейского сектора указывают на увеличение действия блокингов во все сезоны, кроме июля–сентября.

Получены оценки возможных изменений в XXI веке экстремальных климатических режимов, включая повторяемость и интенсивность засух, и биосферных эффектов в регионах Северной Евразии, в частности для российских регионов, по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом при антропогенных воздействиях (Мохов и др., 2005). Акцент был сделан на анализе влияния засух на изменение биопродуктивности наземных экосистем в средних широтах. Согласно модельным расчетам, следует ожидать увеличения в XXI веке по сравнению с XX в. вероятности распространения весеннее-летних засух в средних широтах Евразии, в том числе в ЕЧР.

Отмечено усиление связи биологической продуктивности в климатической модели с влагосодержанием почвы, сопровождающееся ослаблением связи биопродуктивности с осадками. Тип засух может меняться в условиях глобального потепления. Так, по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом при антропогенных воздействиях можно ожидать более сильного влияния почвенных засух на продуктивность экосистем, чем атмосферных засух (Мохов и др., 2005). Таким образом, тип региональных засух при потеплении меняется. Почвенные засухи сильнее влияют на продуктивность экосистем, чем атмосферные засухи (Мохов и др., 2005). Наибольшее снижение урожайности зерновых культур наблюдается обычно в условиях общей, т. е. атмосферно-почвенной засухи (Чуб, Страшная, 2012).

По данным модели климата ИВМ РАН при развитии глобального потепления вероятен сдвиг на север сверхэкстремальных событий с положительной аномалией температуры (засух), где они в настоящее время редки (Володин, 2011).

Определенный довод в пользу гипотезы повышения повторяемости засух в основных сельскохозяйственных районах России в условиях ожидаемого глобального потепления приведен в работе Э. В. Рочевой (2012). Автор исследовал изменения регионального индекса антициклональной циркуляции (доля площади, занятой значительными положительными аномалиями геопотенциала изобарической поверхности 500 гПа) в XX и XXI вв. с использованием данных реанализа NCEP/NCAR (1948–2007 гг.) и результатов численных экспериментов с климатической моделью ECHAM5 (1948–2100 гг.) со сценарием A2, взятым из Специального доклада МГЭИК о сценариях выбросов – SRES (Special report on emission scenarios,

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 571

Nakicenovic et al., 2000) для периода 2001–2100 гг. Эксперименты свидетельствовали об увеличении повторяемости засух в 2008–2037 гг. по отношению к периоду 1978–2007 гг. в 1.5 раза в Европейской России и 1.1 раза в Западной Сибири. Ожидаемая повторяемость засух еще более возрастет в 2038–2067 гг. (соответственно в 2.5 и 2.1 раза).

Таким образом, расчеты по разным МОЦАО и их ансамблю предполагают изменение увлажнения зернового пояса по смешанному аридно-гумидному типу. Аридизация будет усиливаться и расширяться в период 2031–2050 гг. по отношению к периоду 2011–2030 гг. Большинство рассмотренных моделей (CMIP3, CMIP5) прогнозируют к середине XXI века статистически значимое снижение увлажнения, особенно в южных районах ЕЧР. Ожидается рост числа блокингов в Атлантико-Европейском секторе и увеличение повторяемости засух, при этом возрастет доля почвенных засух. Возможен более частый охват засухами территории к северу от зернового пояса. К середине 21 в. может произойти смещение природных зон в ЕЧР (наступление степи на лес).

4.6.4. Опустынивание

4.6.4.1. Общая характеристика

С глобальным потеплением связана постановка новых вопросов уязвимости засушливых земель (субгумидных, семиаридных и аридных) к воздействию изменений климата и их потенциального вклада в смягчение этих изменений. В этом контексте важно учитывать адаптационный потенциал засушливых земель и их способность к восстановлению в условиях меняющегося климата. В начале XXI в. стала проявляться ограниченность парадигмы опустынивания засушливых земель, как их деградации в результате действия разных факторов, включая вариации климата и деятельность человека (UNCCD, 1993). Неполнота деградационной парадигмы отмечалась, например, в работах (Золотокрылин, 2003; 2008; 2010; 2013; Золотокрылин, Виноградова, 2007), в которых была показана динамичность климатической составляющей опустынивания и способность к быстрому восстановлению растительности в условиях изменений климата. Ограниченность деградационной парадигмы была подчеркнута в работе “Климат и опустынивание: взгляд на старую проблему через новые очки” (Verstraete et. al., 2009). Почти одновременно с предыдущей работой была опубликована контр-парадигма развития засушливых земель (Drylands Devolepment Paradigm, DDP) (Mortimore, 2009). Она переключает основное внимание с деградации на способность к быстрому восстановлению или эластичности (resilience) засушливых экосистем при определенных условиях.

Принимая вышесказанное во внимание, опустынивание в контексте изменений климата можно рассматривать как результат взаимодействия аридизации и антропогенной деградации засушливых земель. Аридизация регулируется преимущественно региональными изменениями климата. В то же время циклическая природа аридизации в значительной степени влияет на интенсивность локальных процессов антропогенной деградации земель и на способность к восстановлению засушливых экосистем. В итоге динамика опустынивания обусловлена взаимодействием разномасштабных циклических процессов аридизации (региональных) и антропогенной деградации земель (преимущественно локальных). В фазу ослабления аридизации возрастает вероятность восстановления растительного покрова.

Опустынивание является специфическим случаем затрагиваемых аридизацией деградированных земель, определяемых как засушливые. По рекомендации Конвенции по борьбе с опустыниванием ООН засушливые земли выделяются по показателю отношения среднего ежегодного уровня осадков к испаряемости, который меняется от 0.05 до 0.65 (UNCCD, 1993). При этом годовая испаряемость вычислялась по методу Торнтвейта (Thornthwaite, 1948). Таким образом, определение опустынивания в Конвенции четко обозначает территорию борьбы с ним – засушливые земли.

В России к районам, затрагиваемым опустыниванием, часто относят деградированные территории, лежащие севернее изолинии коэффициента увлажнения 0.65 (Субрегиональная…, 1999). В результате площадь затрагиваемых опустыниванием районов преувеличена в основном за счет неоправданного включения деградированных суб-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 572

гумидных и отчасти гумидных земель на юго-востоке ЕЧР. На это обстоятельство обратили внимание исследователи (Гунин, Панкова, 2004; Гунин, Микляева, 2006), когда анализировали российские субрегиональные национальные программы по борьбе с опустыниванием (НПДБО). Они справедливо отметили несостоятельность включения в зону опустынивания деградированных сельскохозяйственных земель в относительно благоприятных для земледелия районах.

Однако точка зрения на расширение засушливых земель за пределы изолинии 0.65 имеет своих сторонников в России (Куст, 2011). Они предлагают отказаться от термина "опустынивание" в трактовке Конвенции по борьбе с опустыниванием при принятии внутренних политических и законодательных решений в Российской Федерации, полностью заменив его термином "деградация земель". При этом рассматривать термин "деградация земель" более широко, во всем спектре деградационных явлений природного и антропогенного характера, включая социально-экономические и природные системы (Куст, 2011).

На рис. 4.6.10 на фоне распределения зональных почв представлены изолинии коэффициента увлажнения (КУТ) (Золотокрылин, Черенкова, 2009). Изолиния КУТ, равная 0.65, соответствует границе засушливых земель (северной границе сухих субгумидных земель). Эта граница проходит как в пределах типично степных, так и в пределах сухостепных ландшафтов. Границей между сухими субгумидными и семиаридными землями служит изолиния 0.50. Семиаридные земли представлены отчасти сухостепными, большей частью полупустынными и иногда пустынными ландшафтами. Общая площадь засушливых зе-

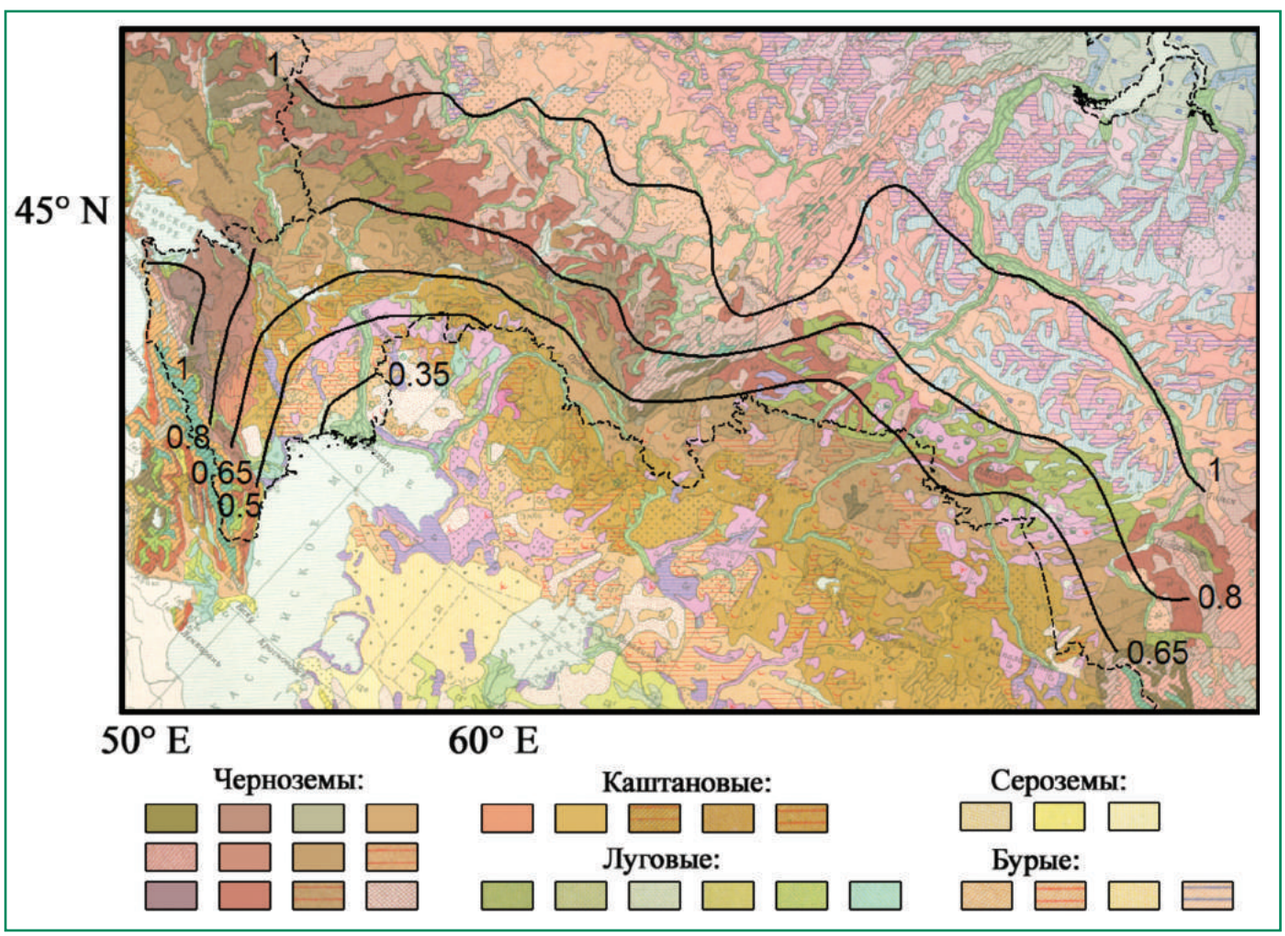


Рис. 4.6.10. Коэффициент увлажнения (отношение годовых осадков к годовой испаряемости, вычисленной по методу Thornthwaite (1948)). Изолиния 0.65 – северная граница засушливых земель (UNCCD, 1993) (Золотокрылин, Черенкова, 2009).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 573

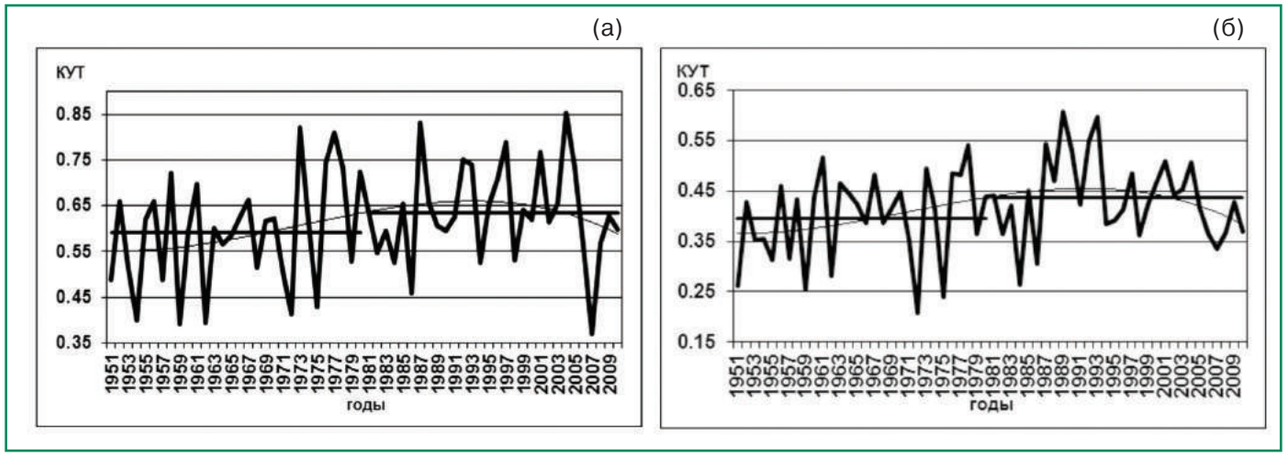


Рис. 4.6.11. Изменение годового увлажнения территории (КУТ) в период 1951–2010 гг.: (а) Кумо-Манычская впадина, (б) Северо-Западный Прикаспий. Толстые линии: средние значения КУТ в периоды 1951–1980 и 1981–2010 гг. Тонкая линия: тренд 3-го порядка (Золотокрылин и др., 2014).

мель равнин России составляет приблизительно 0.67 млн км², из них более 60% находится в Восточно-Европейском секторе и менее 40% – в Западно-Сибирском секторе. Площадь семиаридных земель почти в 3 раза меньше, чем сухих субгумидных. Таким образом, предельная территория равнинной России, которая может быть затронута опустыниванием в современных условиях, не превышает 0.7 млн км². К этой цифре засушливых земель необходимо добавить площади в горах Алтая, сибирских котловинах, сухостепных районах Забайкалья. В то же время площадь засушливых земель России превышает 1.25 млн км² при включении в их состав деградированных степных районов с повторяемостью засух 25% севернее изолинии 0.65 (Kust et al., 2011)

4.6.4.2. Динамика аридизации засушливых земель Европейской территории России

Она рассмотрена на территориях сухостепной Кумо-Манычской впадины (45–47.5° с.ш., 40–46° в.д.), а также полупустынного и пустынного Северо-Западного Прикаспия (45–51° с.ш., 45–51° в.д.). Осредненные по территориям коэффициенты годового увлажнения (КУТ), увлажнения сезона активной вегетации (ГТК) были рассчитаны по данным 11 метеостанций. Межгодовые изменения годового увлажнения и сезона вегетации однотипны, что указывает на значимость вклада увлажнения сезона вегетации в годовое увлажнение (рис. 4.6.11, Золотокрылин и др., 2014). Также в большинстве случаев совпадают годы экстремумов увлажнения на сравниваемых территориях. Периоды значимого для растительности повышения увлажнения наблюдались в Кумо-Манычской впадине в 1974–2006-х гг., а в Северо-Западном Прикаспии – в 1987–2006-х гг.. Они трактуются как фазы ослабления аридизации и увереннее выделяются по годовому увлажнению, чем по сезонному. Продолжительность этих фаз оказалась достаточной для запуска процесса восстановления растительного покрова.

Изменение годового увлажнения на территориях было синхронным до 1987 г. Наиболее резкий качественный скачок в сторону увеличения годового увлажнения Северо-Западного Прикаспия произошел в период 1983–1989 гг. Затем увлажнение территории Северо-Западного Прикаспия, достигнув наибольших значений в 1989–1995-х годах, стало медленно понижаться. Увлажнение территории Кумо-Манычской впадины повышалось дольше (до 2005 г.) и только после этого пошло на спад.

Наибольшее увлажнение в сезон активной вегетации в период 1951–2010 гг. наблюдалось на территории рассмотренных районов в различные временные интервалы: на территории Кумо-Манычской впадины – в 1973–1978 гг., а в Северо-Западном Прикаспии – в 1989–2003 гг.

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 574

Существуют две точки зрения, объясняющие ослабление аридизации на исследуемой территории, – это следствие глобального потепления (Еланский, 2006) или очередная флуктуация регионального климата (Золотокрылин, Виноградова, 2007). Выраженная цикличность аридизации служит доводом в пользу скорее второй точки зрения, чем первой.

Межгодовая динамика засух в Кумо-Манычской впадине и Северо-Западном Прикаспии, как фактора аридизации, рассмотрена по расчетам индекса вегетационных условий (VCI) и SCEI. По данным VCI в периоды 1982–1986 и 2000–2006 гг. доминировали кратковременные засухи в мае, а в остальные месяцы вегетационного сезона – средние и длительные засухи. В более влажный период 1987–1999 гг. наблюдались в основном кратковременные засухи в мае–июле и средние по продолжительности засухи в августе–сентябре (Золотокрылин, Виноградова, 2010).

Межгодовое изменение распространения засух (площади) оценено по индексу *D* (отрицательное значение SCEI) за период июль–сентябрь 2000–2012 гг. (Золотокрылин, Титкова, 2012, Золотокрылин и др., 2014). В качестве примера на рис. 4.6.12 изображен межгодовой ход индекса *D* в период 9–25 мая. Как видно из рисунка каждый год майские засухи охватывали более 20% территории Северо-Западного Прикаспия. В Кумо-Манычской впадине повторяемость охвата засухой территории более 20% меньше в 3 раза. Обширные засухи (60% и более) отмечались на обеих территориях в 2003, 2007, 2010 и 2012 гг. Засуха с охватом всей территории отмечалась дважды в Кумо-Манычской впадине и один раз в Северо-Западном Прикаспии. Слабая тенденция нарастания площади засух прослеживается на обеих территориях.

На заданных территориях площадь с положительными экстремумами увлажнения M в начале периода в среднем превышала площадь с отрицательными *D*. Перелом в изменении соотношения между площадями экстремумов произошел в 2006 г., что можно рассматривать в качестве признака усиления аридизации климата. Насколько устойчив этот перелом в сторону аридизации, оценить в данный момент не представляется возможным.

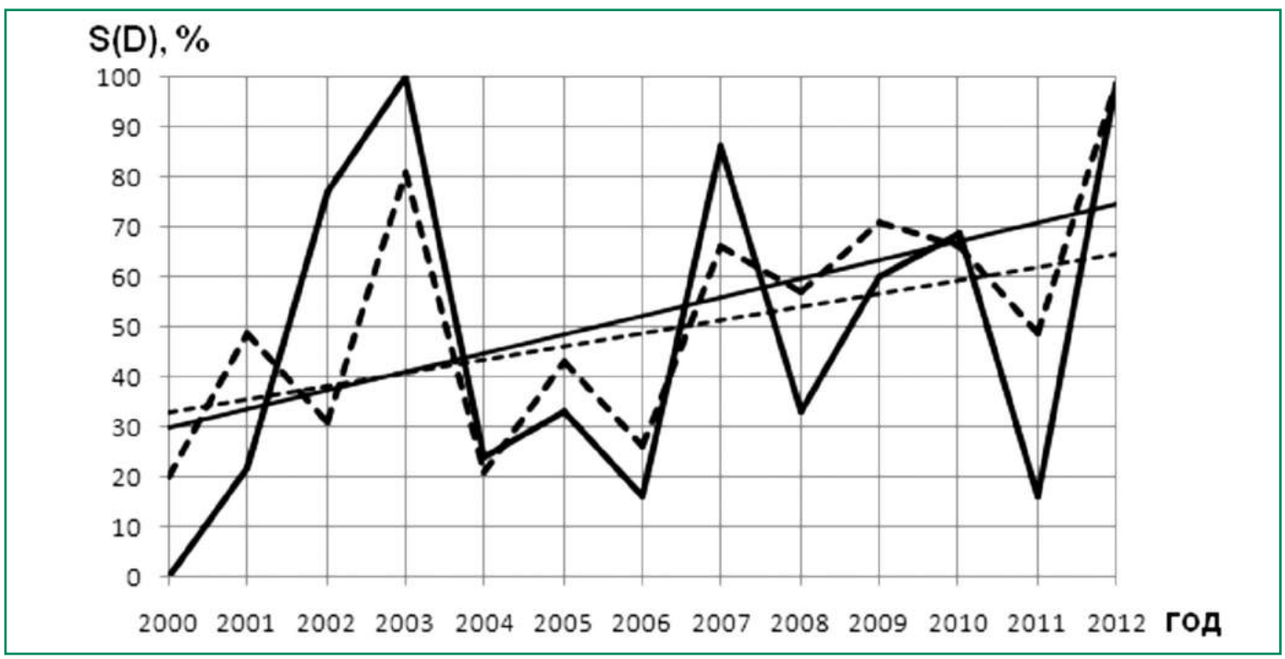


Рис. 4.6.12. Межгодовой ход площади (%) охвата территории засухой, диагностированной по индексу *D* (отрицательное значение спутникового индекса климатических экстремумов, SCEI) в период 9–25 мая 2000–2012 гг. Сплошная линия – площадь на территории 45–47.5˚ с.ш., 40–46˚ в.д., покрывающей Кумо-Манычскую впадину, и прерывистой линией 44–51˚с.ш. 44–51˚ в.д. – Северо-Западный Прикаспий (Золотокрылин и др., 2014).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 575

Современные климатические модели дают два разных сценария антропогенного потепления для исследуемой территории к середине XXI в.: гумидный и аридный (Оценочный доклад…, 2008б). Наметившийся перелом в увеличении площади отрицательных экстремумов увлажнения (засух) по сравнению с положительными можно рассматривать как довод в пользу сценария аридизации климата засушливых земель и, следовательно, усиления климатической составляющей опустынивания.

Специальному анализу последствий ослабления аридизации для растительного покрова засушливых земель в 1990-х годах посвящена работа (Золотокрылин, Виноградова, 2007). Ее основной вывод заключается в том, что первой причиной начала восстановления растительного покрова была климатическая флуктуация, а второй – ослабление антропогенной нагрузки на пастбища вследствие изменения социально-экономической ситуации в стране. Следует заметить, что климатическая флуктуация 1990-х годов разрушила все прогнозы антропогенного опустынивания, которые строились методом экстраполяции скорости деградации пастбищ.

Важно рассмотреть изменение антропогенной составляющей опустынивания засушливых земель. Основная их часть представлена природными пастбищами, состояние которых определяет состояние процессов опустынивания земель, а также среды обитания человека и животных. Площадь, занимаемая природными пастбищами в засушливых районах юга России, составляет 70–85% территории. Населенные пункты, пашня и другие виды угодий вкраплены в общий фон, создаваемый природными пастбищами (Косолапов и др., 2010).

Состояние земель засушливых территорий всецело зависит от состояния природных пастбищ. Несмотря на ослабление аридизации климата в конце XX – начале XXI вв., деградация природных пастбищ в результате чрезмерных антропогенных нагрузок в некоторых районах продолжалась (Трофимов, 2001). Она вызвала негативные изменения в составе растительности, деградацию и снижение продуктивности природных пастбищ, а на отдельных территориях привела к полной потере их значения как источника кормов, эрозии почв, другим неблагоприятным изменениям окружающей среды. В то же время в районах регулируемого выпаса при снижении, а в ряде случаев и в отсутствии выпаса скота на фоне увеличения влажности климата наблюдалось полное восстановление коренной растительности (Чемидов, 2009). Важно отметить, что восстановление зональной растительности прикаспийских пустынь с характерным для них доминированием лерхополынников (*Artemisia lerhiana*) за 20 лет охранного режима в заповеднике Черные земли почти не происходит (Федорова, 2011). В результате на месте лерхополынных пустынь наблюдается распространение злаковых (“остепнение”) и эфемеровых сообществ. В целом растительность Северо-Западного Прикаспия в последние двадцать лет претерпела существенные изменения, выражающиеся в увеличении доли степных видов (злаков) и сокращении площадей, занятых полынниками (Шилова и др., 2007).

Динамика экосистем полупустыни Северного Прикаспия в период 1951–2008 гг. рассмотрена М. Л. Сиземской и М. К. Сапановым (2010). Авторы отмечают увеличение увлажнения территории, которое было наибольшим в период 1976–1995 гг. Годовая сумма осадков возросла до 325 мм по сравнению с 269 мм в период 1951–1975 гг. Увеличение осадков произошло главным образом в теплый период года. Но в период 1996–2008 гг. наблюдалось снижение годовой суммы до 285 мм. Это нашло отражение в изменении целинной растительности за последние десятилетия и в тенденции проявления ее все более мезофильного характера (Оловянникова, 2004). Расширяется распространение степных видов (типчак, ковыль, житняк) в составе сообществ на светлокаштановых почвах (Новикова и др., 2005). Характерно, что снижение осадков в 1996–2008 гг. не повлияло на продуктивность разнотравно-злаковых сообществ (311 г/м^2): оно осталось на уровне 1976–1995 гг. (Сиземская, Сапанов, 2010). Возрастание увлажнения степной зоны во второй половине XX в. обусловило процесс увеличения продуктивности экосистем и локальное проявление при переувлажнении тенденции олуговения в сухих степях и мезофитизации (остепнения) в опустыненных степях (Новикова и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 576

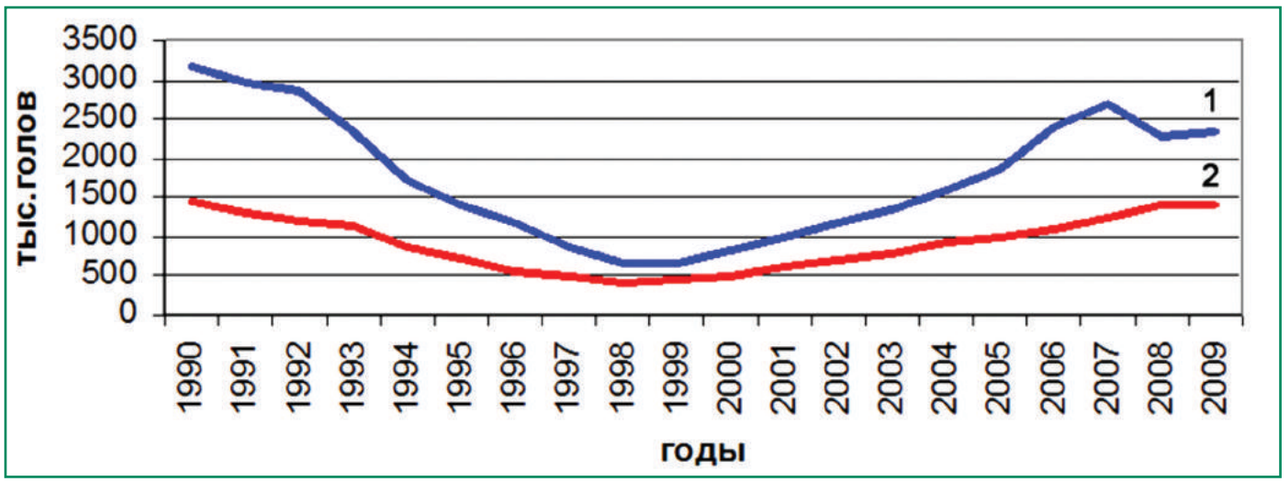


Рис. 4.6.13. Изменение годового поголовья овец и коз в Республике Калмыкия (1) и Астраханской области (2) в период 1990–2010 гг. (Золотокрылин, 2011).

Следствием восстановления растительного покрова засушливых земель стало широкое распространение пожаров (Шилова и др., 2007). Характерно, что в период с конца 1980-х до середины 1990-х годов пожары были очень редки. Пространственная кластеризация очагов горения представляет подтверждение гипотезы о неравномерном характере восстановления растительности (Дубинин и др., 2010). Нерегулярность горения остальной площади свидетельствует о недостаточной сомкнутости и характере травостоя, так как продолжается достаточно интенсивный выпас, препятствующий восстановлению растительного покрова. Расположение самого активного очага горения, являющегося причиной огромных площадей горения в районе биосферного заповедника "Черные земли", связано с восстановленными злаковыми сообществами. В период июнь–август возникает 95% пожаров. Общая тенденция пожаров за период 2000–2009 гг. – положительная. Восстановление растительности до уровня, когда могут возникать и повторяться крупные пожары, может занять 5 и более лет (Дубинин и др., 2010).

Наряду с известными отечественными методическими подходами к оценке степени деградации пастбищ (Виноградов и др., 1999; Методические указания, 2009; Рулев и др., 2011; Трофимов, 2001) об изменении антропогенной составляющей опустынивания засушливых земель косвенно можно судить по вариации годового поголовья скота (рис. 4.6.13).

Как видно из рисунка 4.6.13, с 1990 г. поголовье скота в Республике Калмыкия и Астраханской области уменьшалось медленнее, чем это считалось ранее. Основной минимум поголовья был не в начале 1990-х гг., а в самом конце XX в. Это обстоятельство еще раз подчеркивает первичную роль климатической флуктуации в ослаблении опустынивания и восстановления растительного покрова в эти годы. Общая картина изменения поголовья скота остается неизменной также в случае учета крупного рогатого скота и лошадей.

Обращает на себя внимание заметный рост поголовья в первое десятилетие XXI века и начало слабого его снижения в Калмыкии с 2007 г. В последние три года наблюдалась стабилизация поголовья в Астраханской области. Наметившееся ослабление антропогенной нагрузки на землю имеет противоположный знак по отношению к тенденции усиления аридизации, что возможно будет сдерживать развитие опустынивания. Синергетический эффект обострения опустынивания в ближайшие годы можно ожидать в случае нового роста выпасаемого поголовья и продолжающегося усиления аридизации (Золотокрылин, 2011).

Для изучения динамики очагов опустынивания (аридизации) предложен подход, апробированный на примере засушливых земель Северо-Западного Прикаспия (Золотокрылин, Титкова, 2011). По данным MODIS (альбедо и температура поверхности) за период 2000–2009 гг. выделе-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 577

ны очаги опустынивания природного и антропогенного происхождения, где аридизация усилена обратной связью альбедо–осадки (рис. 4.6.14). Сравнение площади очагов опустынивания в 2005–2009 и 2000–2004 гг. выявило разнонаправленные изменения: Черноземельский очаг антропогенного происхождения сократился, а в Астраханской области и Западном Казахстане очаги расширились и произошло их слияние.

Таким образом, опустынивание засушливых земель ЕЧР поддерживается в основном антропогенной нагрузкой на экосистемы. Повышение увлажнения засушливых земель в конце 1980-х и до начала XXI в. вызвало восстановление растительности даже в условиях сильной антропогенной нагрузки. Также на интенсивность восстановления повлияло временное снижение перевыпаса в конце XX в. Антропогенный очаг опустынивания в районе Черных земель резко сократился, в то время как произошло расширение очагов опустынивания преимущественно на границе с Казахстаном.

4.6.5. Возможные меры адаптации зернового хозяйства и пастбищного животноводства к росту повторяемости засух на ЕЧР

В *Северо-Западном, Центральном* и *Волго-Вятском* (т. е. на севере Поволжья) районах основное направление адаптации – это использование дополнительных тепловых ресурсов путем внедрения более теплолюбивых и урожайных культур (сортов), расширение посевов промежуточных культур и многолетних трав, как источни-

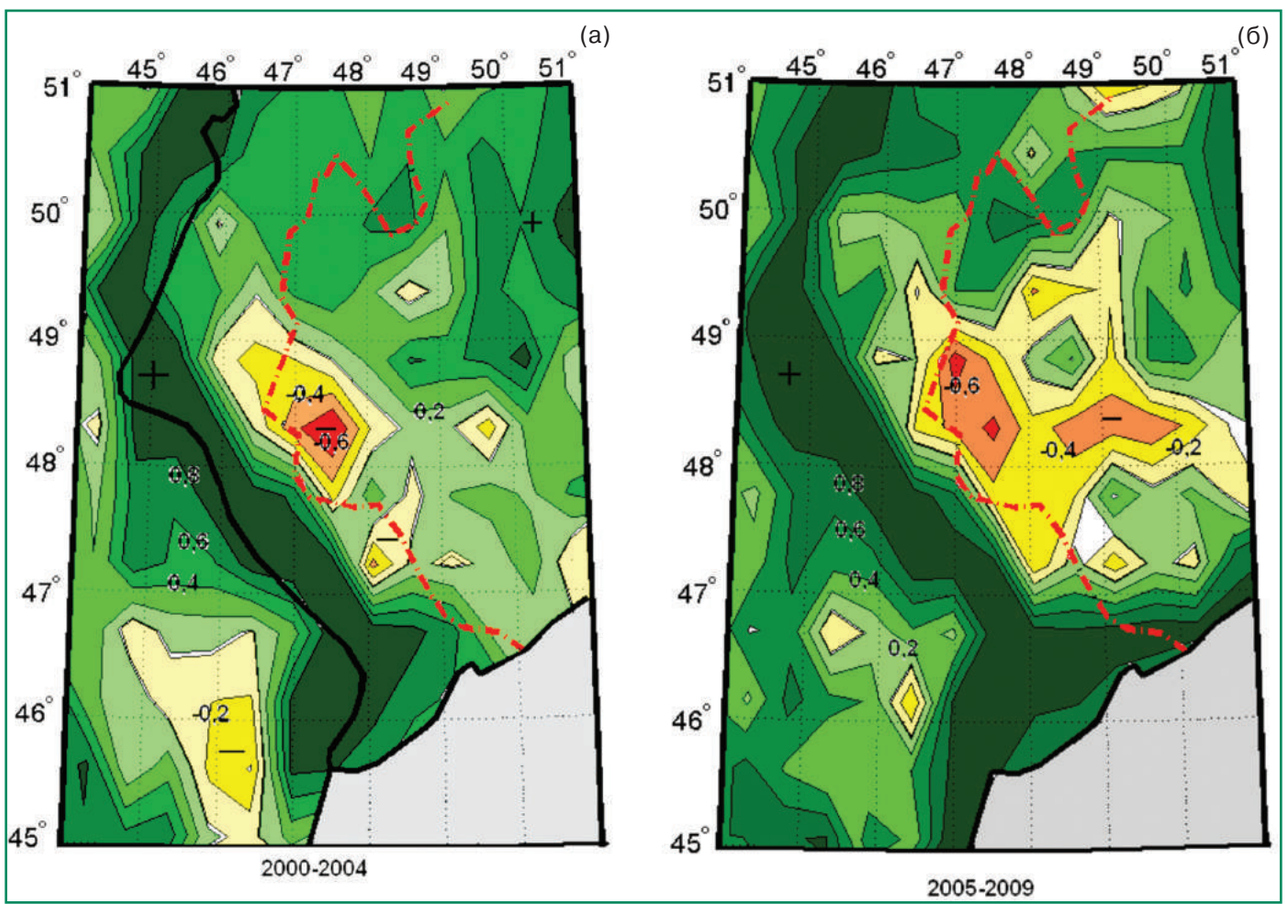


Рис. 4.6.14. Очаги опустынивания (аридизации) в Северо-Западном Прикаспии по данным MODIS за июнь в периоды: (а) 2000–2004 гг. и (б) 2005–2009 гг. (очаги аридизации выделены серым цветом, в них обратная связь между альбедо и температурой поверхности; черным цветом выделены территории с невыраженной аридизацией (прямая связь между альбедо и температурой поверхности) (Золотокрылин, Титкова, 2011).

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 578

ка роста производства кормов, что даст возможность развивать производство мясо-молочной продукции. Актуально внедрение новых агротехнологий.

В *Центрально-Черноземном* районе адаптация направлена на расширение посевов озимых культур. Для использования тепловых ресурсов важно расширение посевов более теплолюбивых культур: кукурузы, подсолнечника, сахарной свеклы, сои, люцерны, увеличение площадей пожнивных культур, развитие семеноводства. На большей части территории района условием адекватной адаптации является применение влагосберегающих технологий и современных приемов возделывания сельскохозяйственных культур, рациональное использование удобрений.

В *Северо-Кавказском* районе адаптация связана с расширением посевных площадей с засухоустойчивыми культурами (кукуруза на зерно, подсолнечник, просо, нут и др.). На большей части территории, актуальными в плане адаптации будут: применение влагосберегающих технологий, увеличение площадей чистых паров, мелиоративные мероприятия, применение эффективных средств защиты растений, обоснованных доз удобрений.

Поволжский район (кроме северных территорий), здесь основное направление адаптации – это мелиорация земель, интенсивное развитие орошаемого земледелия, особенно в южной половине региона. В связи с некоторым “потеплением зим” и увеличением осадков в осенний период – увеличение площадей озимых культур; в годы с дефицитом осадков осенью – применение осенних влагозарядковых поливов (до промачивания почвы на глубину 1.5–2 м). Целесообразно применение отвальной и безотвальной обработки почвы, расширение площадей чистых паров и своевременный уход за ними, применение влагосберегающих технологий в течение всего осеннего и весенне-летнего периодов. Один из необходимых здесь приемов улучшения условий увлажнения – посадка полезащитных лесополос. Необходимо также правильное (научно-обоснованное) применение удобрений, средств защиты растений, развитие семеноводства, выведение и внедрение сортов, устойчивых к жаре и засухе, расширение посевов таких культур как тритикале, просо, сорго, суданская трава и др., борьба с эрозией почв, засолением.

Уральский район. Для южных территорий, где засухи часты, меры адаптации фактически те же, что и для Поволжья.

В *Западно-Сибирском* районе для большинства южных территорий адаптация включает правильную обработку пара и зяби, использование влагосберегающих технологий, посев засухоустойчивых страховых культур (озимая рожь, тритикале, просо и др.), грамотное ведение севооборотов, применение удобрений, плоскорезная и безотвальная вспашка, своевременное рыхление и боронование паров, щелевание многолетних трав. Необходима также осенняя влагозарядка почв с помощью поверхностного мульчирования. Ожидаемое потепление и увеличение продолжительности вегетационного периода будет способствовать повышению продуктивности сельскохозяйственных культур за счет более широкого внедрения позднеспелых сортов и гибридов, а также укреплению кормовой базы животноводства за счет многолетних трав и пожнивных посевов.

В динамике изменения экологического состояния пастбищ засушливых земель особую роль играет антропогенный фактор, который в условиях экстремальности климата может стать критическим при нерациональном ведении хозяйственной деятельности, вывести из равновесия хрупкую экосистему региона и привести к экологической катастрофе. Адаптация к увеличению повторяемости засух в этом случае должна быть направлена на повышение устойчивости пастбищных экосистем путем сокращения перевыпаса и применения технологий восстановления или увеличения биопотенциала пастбищ (внесение органических и минеральных удобрений, посев трав с высокой биопродуктивностью, увлажнение). Как показывает международный опыт адаптации, его эффективность высока при применении на локальном уровне, т. е. на уровне фермерских хозяйств (Mortimore, 2009).

4.6.6. Заключение

Годовое увлажнение зернового пояса России за весь период инструментальных наблюдений было наименьшим в 1930-х гг. С этого времени началось его медленное повышение (гумидизация климата), которое остановилось в 1990-х гг. вна-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 579

чале в западной части зернового пояса, а затем примерно через 5–10 лет в восточной (европейской) части пояса. Тенденция повышения увлажнения пока еще сохраняется в азиатской части зернового пояса.

Изменение увлажнения зернового пояса в сезон активной вегетации в общем соответствовало положительной тенденции годового увлажнения, но оно было более неоднородным на территории. Отрицательная тенденция сезонного увлажнения на востоке Западной Сибири проявилась ярче, чем годового.

Сильные и обширные засухи почти ежегодно наблюдались на ЕЧР в 1930-ые годы. Хотя повторяемость этих засух в последующие десятилетия была ниже, чем в 1931–1940 гг., все же в отдельные десятилетия (1951–1960, 1991–2000 гг.) она несколько возрастала. Период интенсификации современного глобального потепления характеризуется не увеличением повторяемости засух, а увеличением их интенсивности и охвата территории.

Несмотря на существующие неопределенности оценок засух, можно заключить, что в период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. повторяемость сильных засух возрастала в большей степени в северной части зернового пояса (Центральном и Волго-Вятском районах). Она почти не изменилась в центральной и восточной частях зернового пояса (Центрально-Черноземный и Уральский районы). Повторяемость засух существенно уменьшилась на юге зернового пояса (Северо-Кавказский район) и мало изменилась в Поволжском и Западно-Сибирском районах. Наметившееся распространение отрицательной тенденции годового увлажнения зернового пояса в конце первого десятилетия XXI в. может иметь последствием расширение площадей засух, увеличения их интенсивности, повторяемости и продолжительности.

Засухи сильнее влияли на опустынивание засушливых земель в период с низким уровнем увлажнения, чем в более влажный период в конце XX–начале XXI в.

Опустынивание засушливых земель ЕЧР поддерживается в основном антропогенной нагрузкой на экосистемы. Региональная положительная флуктуация влажности климата конца 1980-х гг. – начала XXI в. вызвала восстановление растительности даже в условиях сильной антропогенной нагрузки. Также на интенсивность восстановления повлияло временное снижение перевыпаса в конце XX в. Восстановление растительности продолжается: на месте лерхополынных пустынь наблюдается распространение злаковых (“остепнение”) и эфемеровых сообществ. В общем, растительность Северо-Западного Прикаспия в последние двадцать лет претерпела существенные изменения, выражающиеся в увеличении доли степных видов (злаков) и сокращении площадей, занятых полынниками. Антропогенный очаг опустынивания в районе Черных земель резко сократился, в то время как произошло расширение локальных очагов опустынивания преимущественно на границе с Казахстаном. В последние годы замедлился или остановился рост годового поголовья скота, как фактора опустынивания.

Расчеты по разным МОЦАО и их ансамблю предполагают в будущем изменение увлажнения зернового пояса по смешанному аридно-гумидному типу. Аридизация будет усиливаться и расширяться в период 2031–2050 гг. по отношению к периоду 2011–2030 гг. Большинство рассмотренных моделей (из проектов CMIP3, CMIP5) прогнозируют к середине XXI века статистически значимое снижение увлажнения, особенно в южных районах ЕЧР. Ожидается рост числа блокингов в Атлантико-Европейском секторе и увеличение повторяемости засух, при этом возрастет доля почвенных засух. Возможен более частый охват засухами территории к северу от зернового пояса. К 2050 г. проявится прогрессирующее наступление степи на лес в 100–200-км (по меридиану) юга лесной зоны ЕЧР.

4.6.7. Литература

Агаян Г. М., Мохов И. И., 1989. Квазистационарные осенние режимы атмосферы северного полушария в ПГЕП, Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. 25, с. 1150–1156.

Астафьева Н. М., 2011. Возможные причины горячего российского лета 2010 г., Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса, т. 8, № 3, с. 223–243.

Бережная Т. В., Голубев А. Д., Найшуллер М. Г., 2010а. Аномальные гидрометеорологические

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 580

явления на территории Российской Федерации в июле 2010 г., Метеорология и гидрология, № 10, с. 107–118.

Бережная Т. В., Голубев А. Д., Найшуллер М. Г., 2010б. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в августе 2010 г., Метеорология и гидрология, № 10, с. 104–114.

Будыко М. И., 1948. Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеоиздат. 136 с.

Варгин П. Н., Лукьянов А. Н., Ганьшин А. В., 2012. Исследование динамических процессов в период формирования и развития блокирующего антициклона над европейской частью России летом 2010 г. Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 48, № 5, с. 537–557.

Вильфанд Р. М., Страшная А. И., 2011. Климат, прогнозы погоды и агрометеорологическое обеспечение сельского хозяйства в условиях изменения климата. Адаптация сельского хозяйства России к меняющимся погодно-климатическим условиям. Сборник докладов международной научно-практической конференции 7–11 декабря 2010 г. Москва, Издательство РГАУ-МСХА им. К. А. Тимирязева, с. 23–38.

Виноградов Б. В., Кулик К. Н., Сорокин А. Д., Федотов П. Б., 1999. Изодинамическое картографирование и долговременный мониторинг опустынивания и деградации земель с применением нелинейных методов моделирования, Почвоведение, № 4, с. 494–504.

Володин Е. М., 2011. О природе некоторых сверхэкстремальных аномалий летней температуры, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.), ГУ "Гидрометцентр России", М., Триада, лтд, с. 48–57.

Георгиади А. Г., Коронкевич Н. И., Зайцева Н. С., Кашутина Е. А., Барабанова Е. А., 2013. Климатические и антропогенные факторы в многолетних изменениях речного стока Волги, Водное хозяйство России (в печати).

Гидрометеорологические опасности, 2001. Г. С. Голицын, А. А. Васильев (ред.). М., Изд. фирма КРУК, 296 с.

Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991а. Сезонные особенности пространственного распределения индексов блокирования в Северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 3, с. 108–110.

Груза Г. В., Коровкина Л. В., 1991б. Климатический мониторинг процессов блокирования западного переноса в Северном полушарии, Метеорология и гидрология, № 8, с. 11–18.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2011. Оценка возможного вклада глобального потепления в генезис экстремально жарких летних сезонов на европейской территории РФ. Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 47, № 6, с. 717–721.

Гунин П. Д., Панкова Е. И., 2004. О роли российских ученых в становлении концепции опустынивания аридных и семиаридных экосистем, Почвы, биогеохимические циклы и биосфера. Развитие идей Виктора Абрамовича Ковды. Н. Ф. Глазовский (ред.), М., Изд. КМК, с. 226–238.

Гунин П. Д., Микляева И. М., 2006. Современные процессы деградации и опустынивания экосистем восточноазиатского сектора степей и лесостепей, Современные глобальные изменения природной среды, т. 1, М., Научный мир, с. 389–412.

Дроздов О. А., 1980. Засухи и динамика увлажнения, Л.: Гидрометеоиздат, 93 с.

Дубинин М. Ю., Лущекина А. А., Раделоф Ф. К., 2010. Оценка современной динамики пожаров в аридных экосистемах по материалам космической съемки (на примере Черных земель), Аридные экосистемы, т. 16, № 3 (43), с. 5–16.

Еланский Н. Ф., 2006. Спасет ли Калмыкию потепление климата, Сб. научно-популярных статей, Российская наука: Мечта светла, М., Октопус, Природа, с. 276–284.

Зайцева И. С., 1990. Маловодные годы в бассейне Волги: природные и антропогенные факторы. М., 184 с.

Зоидзе Е. К., 2004. Об одном подходе к исследованию неблагоприятных агроклиматических явлений в условиях изменения климата в Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 1, с. 96–105.

Зоидзе Е. К., Задорнова О. Н., Хомякова Т. В., 2012. Опыт агроклиматического и оперативного мониторинга засушливых явлений в России по наземным данным, Тр. ГГО, вып. 565, с. 152–164.

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 581

Золина О. Г., 2011. Изменение длительности синоптических дождевых периодов в Европе с 1950 по 2008 годы и их связь с экстремальными осадками, Доклады РАН, т. 436, № 5, с. 690–695.

Золотокрылин А. Н., 2003. Климатическое опустынивание, А. Н. Кренке (ред.), М., Наука, 246 с.

Золотокрылин А. Н., 2008. Климат и опустынивание, Изв. РАН, сер. геогр., № 2, с. 27–35.

Золотокрылин А. Н., 2010. Программы борьбы с опустыниванием/деградацией и засухами: пути реализации. Рациональное природопользование: международные программы, российский и зарубежный опыт, М.: Товарищество научных изданий КМК, с. 104–118.

Золотокрылин А. Н., 2011. Опустынивание засушливых земель Европейской России в контексте изменений климата, Вестник института, ИКИАТ, № 2 (23), с.116–119.

Золотокрылин А. Н., 2013. Засухи и опустынивание в суббореальных ландшафтах России в контексте изменений климата, Изв. РАН, сер. геогр., № 5, с. 67–76.

Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., 2007. Соотношение между климатическим и антропогенным факторами восстановления растительного покрова юго-востока Европейской России, Аридные экосистемы, т. 13, № 33–34, с. 7–16.

Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., 2010. Исследование засух на юго-востоке европейской России в конце XX – начале XXI века по спутниковым данным, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIII, с. 128–137.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., 2011. Новый подход к мониторингу очагов опустынивания, Аридные экосистемы, т. 17, № 3(48), с. 14–22.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., 2012. Спутниковый индекс климатических экстремумов засушливых земель, Аридные экосистемы, т. 18, № 4 (53), с. 5–12.

Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2006. Изменения индикаторов соотношения тепла и влаги, биопродуктивности в зональных равнинных ландшафтах России во второй половине XX в., Изв. РАН, сер. геогр., № 3, с. 19–28.

Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2009. Площадь засушливых земель равнин России. Аридные экосистемы, т. 15. № 1 (37), с. 5–12.

Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2011. Динамика зон увлажнения суббореальных ландшафтов России в XX–XXI вв., Изв. РАН, сер. геогр., № 4, с. 33–41.

Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2012. Экстремальные засухи на Европейской территории России в период 1936–2010 гг., Проблемы региональной экологии, № 5, с. 41–46.

Золотокрылин А. Н., Черенкова Е. А., 2013. Тенденции увлажнения зернового пояса России в начале XXI века. – Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ФГБУ “ИГКЭ Росгидромета и РАН”, т. XXV. с. 251–264.

Золотокрылин А. Н., Виноградова В. В., Черенкова Е. А., 2007. Динамика засух в Европейской России в ситуации глобального потепления, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXI, с. 160–181.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., Черенкова Е. А., Виноградова В. В., 2012. Спутниковый индекс для оценки климатических экстремумов на засушливых землях (на примере Кумо-Манычской впадины), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 9. № 1. с. 114–121.

Золотокрылин А. Н., Титкова Т. Б., Черенкова Е. А., 2014. Увлажнение засушливых земель европейской территории России: настоящее и будущее, Аридные экосистемы, (в печати).

Иванова А. Р., Шакина Н. П., Скриптунова Е. Н., Богаевская Н. И., 2011. Сравнение динамических характеристик блокирующего антициклона лета 2010 года с более ранними эпизодами, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.), ГУ “Гидрометцентр России”, М., Триада, лтд, с. 65–71.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 569, с. 76–98.

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 582

Кислов А. В., Евстигнеев В. М., Малхазова С. М., Соколихина Н. Н., Суркова Г. В., Торопов П. А., Чернышев А. В., Чумаченко А. Н, 2008. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века, М., МАКС Пресс, 292 с.

Коломыц Э. Г., 2004. Ландшафтно-зональные системы Волжского бассейна в условиях предполагаемого глобального потепления, Изв. РАН, сер. геогр., № 3, с. 92–105.

Коломыц Э. Г., 2010. Локальные коэффициенты увлажнения и их значение для экологических прогнозов, Изв. РАН, сер. геогр., № 5, с. 61–72.

Косолапов В. М., Трофимов И. А., Трофимова Л. С., Яковлева Е. П., 2010. Агроландшафты Поволжья. Районирование и управление, Москва-Киров, "Дом печати", с. 335.

Куст Г. С., 2011. Еще раз об использовании и трактовке термина "опустынивание" в России, Аридные экосистемы, т. 17, № 4, с. 5–13.

Лаврова И. В., Угрюмов А. И., 2008. Классификация полей индекса атмосферной засушливости в связи с проблемой современных изменений климата, Метеорология и гидрология, № 12, с. 25–32.

Логинов В. Ф., Неушкин А. И., Рочева Э. В., 1976. Засухи, их возможные причины и предпосылки предсказания, Обнинск, 71 с.

Методические указания по дистанционному эколого-экономическому мониторингу аридных пастбищ на основе ГИС-технологий, 2009. Автор. коллектив.: акад. РАСХН К. Н. Кулик, д.с.-х.н. А. С. Рулев, к.т.н. В. Г. Юферев, к.с.-х.н. К. Б. Бакурова, З. П. Дорохина, А. В. Кошелев, О. Ю. Березовикова, М., Россельхозакадемия, 37 с.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, 2012. С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, 508 с.

Мещерская А. В., Блажевич В. Г., 1977. Каталоги площадей комплекса осадки-температура для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири, Метеорология и гидрология, № 9, с. 76–84.

Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Житорчук Ю. В., 1978. Гидротермический коэффициент и его связь с урожайностью сельскохозяйственных культур, Труды ГГО, вып. 400, с. 134–149.

Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Белянкина И. Г., 1981. Сравнение двух показателей тепло- и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур, Труды ГГО, вып. 446, с. 68–77.

Мещерская А. В., Болдырева Н. А., Шапаева Н. Д., 1982. Средние областные запасы продуктивной влаги в почве и высота снежного покрова. Статистический анализ и примеры использования, Л.: Гидрометеоиздат, 243 с.

Мещерская А. В., Блажевич В. Г., Голод М. П., Белянкина И. Г., 2000. Мониторинг засушливости на территории основных зернопроизводящих районов СНГ за последнее столетие, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 41–63.

Мещерская А. В., Мирвис В. М., Голод М. П., 2011. Засуха 2010 г. на фоне многолетнего изменения засушливости в основных зерносеющих районах Европейской части России, Труды ГГО, вып. 563, с. 94–122.

Мохов И. И., 2006. Действие как интегральная характеристика климатических структур: оценки для атмосферных блокингов, Доклады РАН, т. 409, № 3, с. 403–406.

Мохов И. И., 2011. Аномальное лето 2010 года в контексте общих изменений климата и его аномалий. Анализ условий аномальной погоды на территории России летом 2010 г., Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.), ГУ "Гидрометцентр России", М., Триада, лтд, с. 41–47.

Мохов И. И., Петухов В. К., 1989. Пространственно-временные климатические структуры. ч. I, II. М, ИФА АН СССР, 191 с.

Мохов И. И., Петухов В. К., 1997. Блокинги и их тенденции изменения, Доклады РАН, т. 337, № 5, с. 687–689.

Мохов И. И., Дюфрен Ж.-Л., Ле Трет Э., Тихонов В. А., Чернокульский А. В., 2005. Изменения режимов засух и биопродуктивности наземных экосистем в регионах Северной Евразии по расчетам с глобальной климатической моделью с углеродным циклом, Доклады РАН, т. 405, № 6, с. 810–814.

Неушкин А. И., Сидоренков Н. С., Санина А. Т., Иванова Т. Б., Бережная Т. В., Панкратен-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 583

ко М. В., Макарова М. Е., 2012. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие, Обнинск: ФГБУ ВНИГМИ-МЦД, 123 с.

Новикова Н. М., Волкова Н. А., Хитров Н. Б., 2005. Изменение ботанического разнообразия компонентов солонцового комплекса на Джаныбекском стационаре по данным наблюдений 1950-х и 2000-х годов, Биоресурсы и биоразнообразие экосистем Поволжья. Материалы международного совещания, посвященного 10-летию Саратовского филиала ИПЭЭ РАН, 24–28 апреля 2005 г., Саратов, изд-во СГУ, с. 91–93.

Новикова Н. М., Волкова Н. А., Уланова С. С., Шаповалова И. Б., Вышивкин А. А., 2011. Ответные реакции экосистем на изменение водного режима территорий в степной зоне, Аридные экосистемы, т. 17, № 3 (48), с. 38–48.

Обухов А. М., Курганский М. В., Татарская М. С., 1984. Динамические условия возникновения засух и других крупномасштабных погодных аномалий, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–13.

Оганесян В. В., 2011. О соотношении между продолжительностью аномалий температуры и величиной ее экстремумов. Метеорология и гидрология. № 9. С. 41–45.

Оловянникова И. Н., 2004. Динамика продуктивности растительного покрова в Заволжской глинистой пустыне, Ботанический журнал, т. 89, № 7, с. 1121–1136.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008а. т. I. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008б. т. II. Последствия изменений климата. М., Росгидромет, 288 с.

Павлова В. Н., Сиротенко О. Д. 2012. Наблюдаемые изменения климата и динамика продуктивности сельского хозяйства России, Труды ГГО, вып. 565, с. 132–151.

Педь Д. А., 1975. О показателе засухи и избыточного увлажнения, Тр. Гидрометцентра СССР, вып. 156, с. 19–39.

Переведенцев Ю. П., Наумов Э. П., Шанталинский К. М., 2000. Многолетние изменения гидрометеорологических условий на территории Волжского бассейна, Тр. XI съезда РГО, т. 5, с. 102–104.

Раунер Ю. Л., 1981. Климат и урожайность зерновых культур, М.: Наука, 163 с.

Рочева Э. В., 2012. Возможные предвестники засух в сельскохозяйственных районах России, Метеорология и гидрология, № 9, с. 5–18.

Рулев А. С., Юферев В. Г., Юферев М. В., 2011. Картографо-аэрокосмический мониторинг аридных агроландшафтов, Вестник Института, ИКИАТ,. № 1 (22), с. 57–62.

Савин И. Ю., Барталев С. Ф., Лупян Е. А., Толпин В. А., Медведева М. А., Плотников Д. Е., 2011. Спутниковый мониторинг воздействия засухи на растительность (на примере засухи 2010 г. в России), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса, т. 8, № 1, с. 150–162.

Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2002. Образование атмосферно-почвенной засухи с учетом почвенной и атмосферной засушливости, Тр. Гидрометцентра России, вып. 337, с. 48–56.

Садоков В. П., Козельцева В. Ф., Кузнецова Н. Н., 2008. Статистические свойства временных рядов Sa для оценки условий увлажненности и засушливости по основным сельскохозяйственным районам России и Беларуси, Тр. Гидрометцентра России, вып. 342, с. 17–22.

Сажин А. Н., Петров. С. А., Погосян Н. В., Васильев Ю. И., Волошенкова Т. В., Козина О. В., Моников С. Н., 2006. Связь внутривековых изменений увлажнения со сменой циркуляционных эпох и ее отражение в природных процессах Атлантико-Европейского сектора Евразии, Изв. РАН, сер. геогр., № 1, с. 26–34.

Семенов С. М., Асмус В. В., Величко А. А., Кровотынцев В. А., Крупчатников В. Н., Попова В. В., Попова Е. Н., Шмакин А. Б., 2012а. Общеметодологические вопросы, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, с. 6–52.

Семенов Е. К., Соколихина Н. Н., Тудрий К. О., 2012б. К вопросу о регенерации субтропиче-

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 584

ского антициклона как факторе его дальнейшей стабилизации (на примере лета 2010 г.), Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–15.

Сиземская М. Л., Сапанов М. К., 2010. Современное состояние экосистем и стратегия адаптивного природопользования в полупустыне Северного Прикаспия, Аридные экосистемы, т. 16. № 45. с. 15–24.

Страшная А. И., 1991. О прогнозе урожайности зерновых и зернобобовых культур в Центрально-Черноземном экономическом районе, Труда Гидрометцентра СССР, вып. 312, с. 3–22.

Страшная А. И., 1993. Использование показателей увлажнения для оценки засушливости и прогноза урожайности зерновых культур в Поволжском экономическом районе, Тр. Гидрометцентра России, вып. 327, с 15–22.

Страшная А. И., Богомолова Н. А., 2004. О каталоге сильных почвенных засух под ранними яровыми зерновыми культурами в Черноземной зоне России, Тр. Гидрометцентра России, вып. 340, с. 35–47.

Страшная и др., 2009. Об изменении агроклиматических условий вегетации и сроков сева озимых зерновых культур осенью в Центральном федеральном округе в связи с потеплением климата, Тр. Гидрометцентра России, вып. 343, с. 141–158.

Страшная А. И., Максименкова Т. А., Чуб О. В., 2011. Агрометеорологические особенности засухи 2010 года в России по сравнению с засухами прошлых лет, Труды Гидрометцентра России, вып. 345, с. 171–188.

Страшная А. И., Максименкова Т. А., Чуб О. В., 2013. Оперативное агрометеорологическое обеспечение аграрного сектора экономики России в современных условиях, Труды ВНИИСХМ, вып. 38 (в печати).

Субрегиональная национальная программа действий по борьбе с опустыниванием (НПДБО) для юго-востока Европейской части Российской Федерации, 1999. Волгоград, 313 с.

Титкина С. Н., Гершинкова Д. А., Семенов С. М., 2011. Климатические изменения увлажнения на территории России и соседних стран в конце XX века – начале XXI века, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXIV, с. 393–400.

Трофимов И. А., 2001. Методологические основы аэрокосмического картографирования и мониторинга природных кормовых угодий, М.: Россельхозакадемия, 74 с.

Уланова Е. С., 1988. Методы оценки агрометеорологических условий и прогноза урожайности зерновых культур, Л., Гидрометиздат. 53 с.

Уланова Е. С., Страшная А. И., 2000. Засухи в России и их влияние на урожайность зерновых культур, Труды ВНИИСХМ, вып. 33, с. 64–83.

Федорова Н. Л., 2011. Ботаническое разнообразие прикаспийских пустынь в пределах региона Черных земель, Вестник Института, ИКИАТ, № 1 (22), с. 108–116.

Фролов А. В., Страшная А. И., 2011. О засухе 2010 года и ее влиянии на урожайность зерновых культур, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.). ГУ "Гидрометцентр России", М., Триада, лтд, с. 22–31.

Хлебникова Е. И., Павлова Т. В., Сперанская Н. А., 2012. Засухи, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, колл. мон., рук. С. М. Семенов, М., Росгидромет, с. 126–164.

Чемидов Т. А., 2009. Трансформация пастбищных экосистем в условиях снижения антропогенной нагрузки, Вестник института, ИКИАТ, № 1, с. 104–107.

Черенкова Е. А., 2007. Динамика опасной атмосферной засухи в Европейской России, Метеорология и гидрология, № 11, с. 14–28.

Черенкова Е. А., 2012. Анализ особенностей обширных атмосферных засух на юге европейской России, Аридные экосистемы, т. 18, № 4 (53), с. 13–21.

Черенкова Е. А., 2013а. Количественные оценки атмосферных засух в Европейской России, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 58–67.

Черенкова Е. А., 2013б. Возможное изменение условий увлажнения равнин России к середине XXI века, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ФГБУ "ИГКЭ Росгидромета и РАН", т. XXV. с. 116–131.

Черенкова Е. А., Золотокрылин А. Н., 2010. Реакция границ зон увлажнения равнин России на изменения климата, Метеорология и гидрология, № 12, с. 17–25.

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 585

Черенкова Е. А., Золотокрылин А. Н., 2012. Модельные оценки динамики увлажнения равнин России к середине XXI века. Метеорология и гидрология. 2012, № 11, с. 29–37.

Черенкова Е. А., Кононова Н. К., 2012. Аномалии увлажнения и макроциркуляционные условия их формирования на юге Европейской России в конце XX – начале XXI века, Матер. Междунар. научн. конф. "Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)" 26–27 июня 2012 г., Воронеж, "Научная книга", с. 94–97.

Чуб О. В., Страшная А. И., 2012. О возможности использования нового агрометеорологического коэффициента увлажнения для мониторинга атмосферно-почвенных засух, Тр. Гидрометцентр России, с. 190–206.

Шакина Н. П., Иванова А. Р., 2010. Блокирующие антициклоны: современное состояние исследований и прогнозирования. Метеорология и гидрология. № 11. с. 5–18.

Шакина Н. П., Иванова А. Р., Бирман Б. А., Скриптунова Е. Н., 2011. Блокирование: условия лета 2010 года в контексте современных знаний, Сб. докладов д.ф.-м.н., проф. Н. П. Шакина (ред.). ГУ "Гидрометцентр России", М., Триада, лтд, с. 6–21.

Шмакин А. Б., Чернавская М. М., Попова В. В., 2013. "Великая" засуха 2010 г. на Восточно-Европейской равнине: исторические аналоги, циркуляционные механизмы, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 41–57.

Шилова С. А., Неронов В. В., Касаткин М. В., Савинецкая Л. Е., Чабовский А. В., 2007. Пожары на современном этапе развития полупустыни юга России: влияние на растительность и население грызунов, Успехи современной биологии, вып. 127, с. 372–386.

Шумова Н. А., 2012. Оценка проявлений возможного изменения климата в Воронежской области, Матер. Междунар. науч. конф. "Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы)" 26–27 июня 2012 г. Воронеж, "Научная книга", с. 270–274.

Щербенко Е. В., 2007а. Мониторинг засухи по данным космических съемок, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 2, вып. 4, с. 395–407.

Щербенко Е. В., 2007б. Дистанционные методы выявления сельскохозяйственной засухи, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 2, вып. 4, с. 408–419.

Arpe K., Leroy S. A. G., Lahijani H., Khan V., 2012. Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level, Hydrol, Earth Syst. Sci, 16, pp. 19–27.

Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A. R., Hernandes E. 2006. A climatology of Northern Hemisphere blocking, J. Climate., vol. 19, no. 3, pp. 1042–1063.

Barriopedro D., Fischer E. M., Luterbacher J., Trigo R. M., Garcia-Herrera R., 2011. The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe, Science, 332, 220–4.

Climate Change 2007: The Physical Science Basis, 2007a. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Margius M., Averyt K. B., Tignor M., aMiller H. L. (eds.), Cambridge, UK and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.

Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, 2007b. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Parry M. L., Canziani O. F., Palutikov J. P., van der Linden P. J., Hanson C. E. (eds.) Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Margius M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H. L. (eds.), Cambridge, UK and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 976 p.

Cherenkova E. A., Kononova N. K., Muratova N. R., 2013. Summer drought 2010 in the European Russia. Geography, Environment, Sustainability, 1 (6), pp. 55–66.

Dole R., Hoerling M., Perlwitz J., Eischeid J., Pegion P., Zhang T., Quan X.-W., Xu T., Murray D., 2011. Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? Geophys. Res. Lett., 38, L06702.

Galarneau T. J., Hamill T. M., Dole R. M., Perlwitz J., 2012. A Multiscale Analysis of the Extreme Weather Events over Western Russia and Northern Pakistan during July 2010, Mon. Wea. Rev., 140, pp. 1639–1664.

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 586

Ghulam A., Qin Q., Wang L., Zhan Z., Wang D., 2004. Development of Broadband Albedo Based Ecological Safety Monitoring Index. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), September 20–24, 2004, Anchorage, Alaska, Egan Convention Center, USA, vol. VI, pp. 4115–4118.

Ghulam A., Li Z-L., Qin Q., Tong Q., 2007. Exploration of the spectral space based on vegetation index and albedo for surface drought estimation, J. Applied Remote Sensing, vol. 1, 013529, pp. 1–13.

Ghulam A., Kusky T. M., Teyip T., Qin Q., 2011. Sub-canopy Soil Moisture Modelling in n-Dimtnsional Spectral Feature Space, Phogrammetric Engineering & Remote Sensing, vol. 77, no. 2, pp. 149–156.

Heim Jr. R. R., 2002. A review of twentieth-century drought indices used in the United States, Bull. Amer. Meteorol. Soc., vol. 83, pp. 1149–1165.

Hong C.-C., Hsu H.-H., Lin N.-H., Chiu H., 2011. Roles of European blocking and tropical-extratropical interaction in the 2010 Pakistan flooding, Geophys. Res. Lett., 38, L13 806.

Karnieli A., Dall'Olmo G., 2003. Remote-sensing monitoring of desertification, phenology, and droughts, Management of Environmental Quality, An International Journal, vol. 14, no. 1, pp. 22–38.

Karnieli A., Agam N., Pinker R. T., Anderson M., Imhoff M. L., Gutman G. G., Panov N., Goldberg A., 2010. Use NDVI and land surface temperature for drought assessment: Merits and limitations, J. Climate, vol. 23, pp. 618–633.

Kogan F. N., 1990. Remote sensing of weather impacts on vegetation on in non-homogeneous areas, Intern. J. Remote Sensing, 11, pp. 1405–1419.

Kogan F. N., 1995. Application of vegetation index and brightness temperature for drought detection, Advances in Space Research, 15, pp. 91–100.

Kust G. S., Andreeva O. V., Dobrynin D. V., 2011. Desertification Assessment and Mapping in the Russian Federation, Arid Ecosystems, vol. 1, no. 1, pp. 14–28.

Lau W. K. M., Kim K.-M., 2012. The 2010 Pakistan Flood and Russian Heat Wave: Teleconnection of Hydrometeorological Extremes, J. Hydrometeor, 13, pp. 392–403.

Lloyd-Hughes B., Saunders M. A., 2002. A drought climatology for Europe, Int. J. Climatol, 22, pp. 1571–1592.

Matsueda M., 2011. Predictability of Euro-Russian blocking in summer of 2010, Geophys. Res. Lett., vol. 38, L06801, 6, DOI: 10.1029/2010GL046557.

Meshcherskaya A. V., Blazhevich V. G., 1997. The drought and excessive moisture indices in a historical perspective in the principal grain-producing regions of the former Soviet Union, J. Climate, vol. 10, pp. 2677–2682.

Mokhov I. I., Smirnov D. A., 2006. El-Nino – Southern Oscillation drives North Atlantic Oscillation as revealed with nonlinear techniques from climatic indices, Geophis. Res. Lett., vol. 33, P. L03708, doi:10.1029/2005GL024557.

Mokhov I. I., Tikhonova E. A., 2000. Atmospheric blocking characteristics in the Northern Hemisphere. Diagnostics of changes, Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, WMO/TD-No. 987, pp. 2.20-2.21.

Mokhov I. I., Khvorosyanov D. V., Eliseev A. V., 2004. Decadal and longer term changes in El-Nino – Southern Oscillation characteristics, Intern. J. Climatol., vol. 24, pp. 401–414.

Mortimore M. with contributions from Anderson S., Cotula L., Davies J., Fasser K., Hesse C., Morton J., Nyangena W., Skinner J., Wolfangel C., 2009. Dryland Opportunities: A new paradigm for people, ecosystems and development, IUCN, Gland, Switzerland; IIED, London, UK and UNDP/DDC, Nairobi, Kenya. 86 p.

Nakicenovic N. et al., 2000. IPCC Special Report on Emission Scenarios. Cambridge University Press, 599 pp.

Otto F. E. L., Massey N., van Oldenborgh G. J., Jones R. G., Allen M. R., 2012. Reconciling two approaches to attribution of the 2010 Russian heat wave, Geophys. Res. Lett., vol. 39, L04702, doi:10.1029/2011GL050422.

Palmer W. C., 1965. Meteorological Droughts, US Department of Commerce Weather Bureau Researh Paper, 45, 58 p.

Prihodko L., Goward S. N., 1997. Estimation of air temperature from remotely sensed surface

OD-2-1-3n 12/9/14 4:05 PM Page 587

observations, Remote Sensing of Environment, 60, pp., 335–346.

Qin Q., Ghulam A., Shu L., Wang L., Li J., Nan P., 2008. Evaluation of MODIS derived perpendicular drought index for estimation of surface dryness over northwestern China, Intern. J. Remote Sensing, vol. 29, no. 7, pp. 1983–1995.

Rahmstorf S., Coumou D., 2011. Increase of extreme events in a warming world, PNAS, vol. 108, no. 44, pp. 17905–17909.

Remote Sensing of Drought: Innovative Monitoring Approaches, 2012. B. D. Wardlow, M. C. Anderson, J. P. Verdin (eds.), CRC Press, 422 p.

Rienecker M. M., Suarez M. J. R., Gelaro R., Todling J., Bacmeister E. et al., 2011. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, J. Climate, vol. 24, pp. 3624–3648.

Schubert S., Wang H., Suarez M., 2011. Warm season subseasonal variability and climate extremes in the Northern Hemisphere: The role of stationary Rossby waves, J. Climate, 24, pp. 4773–4792.

Schneidereit A., Schubert S., Vargin P., Lunkeit F., Zhu X., Peters D. H. W., Fraedrich K., 2012. Large-Scale Flow and the Long-Lasting Blocking High over Russia: Summer 2010, Monthly Weather Review, vol. 140, pp. 2967–2981.

Sedlacek J., Martius O., Knutti R., 2011. Influence of subtropical and polar sea-surface temperature anomalies on temperatures in Eurasia, Geophysical research letters, vol. 38. L12803. 6 p.

Shmakin A. B., Popova V. V., Zolotokrylin A. N., Cherenkova E. A., Titkova T. B., 2013. Droughts in North Eurasia and Climate Warming: Regional Changes and Consequnces, The northern river basin: land use change and environmental change of the Amur river basin (in press).

Sheffield J., Andreadis K. M., Wood E. F., Lettenmaier D. P., 2009. Global and continental drought in the second half of the the twentieth century: Severity-area-duration anylysis and temporal variability of large-scale events, J. Climate, vol. 22, pp. 1962–1981.

Steila D., 2008. Drought, The Encyclopedia of Climatology, J. E. Oliver, R.W. Fairbridge (eds.), pub. by Van Nostrand Reinhold Company, Inc., New York, pp. 388–395.

Thornthwaite C. W., 1948. An Approach Toward a Rational Classification of Climate, Geog. Rev, 38, pp. 54–94.

Trenberth, K. E., J. T. Fasullo, 2012. Climate extremes and climate change: The Russian Heat Wave and other Climate Extremes of 2010, J. Geophys. Res., 117, D17103, doi: 10.1029/2012JD018020.

Tyrlis E., Hoskins B. J., 2008. Aspects of Northern Hemisphere atmospheric blocking climatology, J. Atmos. Sci., vol. 65, no. 5, pp. 1638–1652.

UNCCD., 1993. United Nations Convention on Combating Desertification. United Nations Convention to Combat Desertification, Bonn, Germany.

van der Schrier G., Briffa K. R., Jones P. D., Osborn T. J., 2006. Summer Moisture Variability across Europe, J. Climate, 19, pp. 2818–2834.

Verstraete M. M., Scoles R. J., Smith M. S., 2009. Climate and desertification: loking at an old problem through new lenses, Front Ecol Environ, 7(8), pp. 421–428.

Vicente-Serrano S. M., Beguerla S., Lopez-Moreno J. I., 2010. A Multiscalar Drought Index sensivite to global warming: The Standardizen Precipitation Evapotranspiration Index, J. Climate, vol. 23, pp. 1696–1718.

Wiedemann J. M., Lupo A. R., Mokhov I. I., Tikhonova E. A., 2002. The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block intensity as diagnostic, J. Climate, vol. 15, no. 23, pp. 1100–1109.

Wilhite D. A., 2004. Drought. J. P. Stolman et al. (eds.), International Perspectives on Natural Disasters: Occurrence, Mitigation, and Consequences, Kluwer Academic Publishers, Printed in the Netherlands, pp. 147–162.

Wright C. K., de Beurs K. M., Henebry G. M., 2012. Combined analysis of land cover change and NDVI trends in the Northern Eurasian grain belt, Front. Earth Sci., 6(2), pp. 177–187.

Xie P., Arkin P. A., 1998. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing-longwave radiation, J. Climate, vol. 11, pp. 137–164.

OD-2-1-3n 12/8/14 5:59 PM Page 588

РАЗДЕЛ 5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ

Глава 5.1. АРКТИЧЕСКИЕ МОРЯ РОССИИ

И. М. Ашик

В. П. Карклин, С. А. Кириллов, В. Ф. Радионов, Л. А. Тимохов

5.1.1. Введение

Данная глава посвящена арктическим морям России, к которым отнесены Баренцево море, Карское море, море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское моря, а также Белое море. Влияние изменения климата на эти моря и их береговые зоны представляет существенный интерес с экономической и экологической точек зрения, поскольку их роль в экономике страны значительна, а экосистемы северных морей особенно чувствительны к изменению состояния среды, в том числе к изменению климата.

Морская деятельность на северных морях России и экономическое развитие северных регионов в значительной степени зависят от климата. Так, например, климат, в особенности повторяемость и интенсивность экстремальных гидрометеорологических явлений, ледовые условия влияют на эффективность и безопасность добычи полезных ископаемых и морских транспортных перевозок, на возможности развития и сохранность инфраструктуры. Климат в значительной степени влияет на доступность морских биоресурсов, в том числе на условия и эффективность рыболовства.

Последствия изменения климата имеют не только экономическую, но и экологическую составляющую. Экосистемы северных морей, в особенности арктических, весьма чувствительны к внешним воздействиям. Это касается и загрязнения морской среды, которое, как правило, удаляется за счет естественных процессов гораздо медленнее, чем в южных морях, и изменения таких базовых характеристик водной массы, как температура и соленость. Изменение климата влияет на эти процессы, что приводит к последующим модификациям морских экосистем, к изменению их видового состава и продуктивности. В итоге это сказывается и на продуктивности популяций экономически значимых видов рыб и других морских организмов.

Результаты анализа изменений температуры воздуха в Арктике, представленные в первом Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (ОД_РФ-1, 2008), показали, что температура воздуха в большинстве арктических регионов в целом за XX век повысилась. В 2005 г. средняя годовая температура в области севернее 60° с. ш. впервые превзошла уровень, достигнутый в период потепления Арктики 1930–1940-х годов.

Наилучшим индикатором изменений климата в морской части Арктики являются морские льды (Захаров, 1996; Алексеев и др., 2007; Alekseev et al., 2007). В ОД_РФ-1 (2008 г.) было

OD-2-1-3n 12/8/14 5:59 PM Page 589

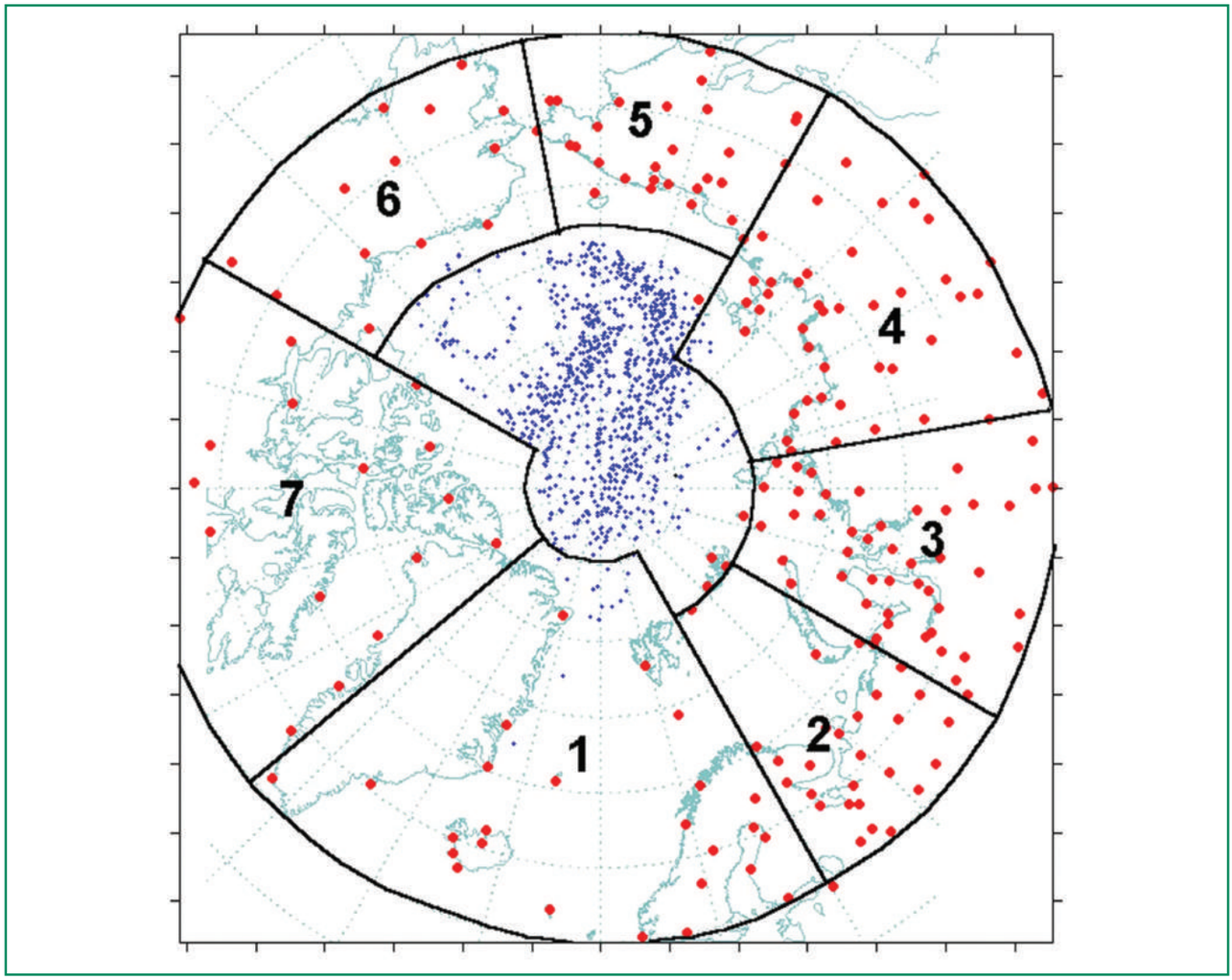


Рис. 5.1.1. Сеть станций (красные кружки – метеорологические станции, синие – дрейфующие буи и дрейфующие станции) и границы климатических районов. 1 – Атлантический район; 2 – Североевропейский район; 3 – Западносибирский район; 4 – Восточносибирский район; 5 – Чукотский район; 6 – Аляскинский район; 7 – Канадский район.

отмечено, что во второй половине XX века в Северном полушарии наблюдалось сокращение площади морского льда на фоне значительной межгодовой изменчивости. Особенно быстро в последнее тридцатилетие сокращалась минимальная в сезонном ходе (сентябрь) площадь морского льда. Абсолютный минимум площади льда за весь период наблюдений до выхода в свет ОД_РФ-1 был достигнут в сентябре 2007 г. Одновременно с этим отмечалось и уменьшение толщины дрейфующих льдов. В 2001–2005 гг. в конце летнего сезона – в августе и сентябре – существенно улучшились ледовые условия плавания по высокоширотным трассам к северу от арктических архипелагов Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова. Вместе с тем в ОД_РФ-1 указывалось на то, что даже в периоды потеплений на лимитирующих участках трассы необходима ледокольная проводка.

В 2008 и 2009 гг. наблюдалось увеличение количества льда, однако в 2010 и 2011 гг. площадь льда вновь начала сокращаться и в 2012 году был отмечен новый минимум, на 16 % превзошедший минимум 2007 г. В западном секторе Арктики к северу от островов архипелага Земля Франца Иосифа кромка льда поднялась до 85° с.ш., а в восточном секторе – до 80° с.ш.

OD-2-1-3n 12/8/14 5:59 PM Page 590

5.1.2. Метеорологические условия

Для оценки произошедших за последние 30 лет изменений температуры воздуха, осадков и характеристик снежного покрова в акваториях окраинных морей Северного Ледовитого Океана (СЛО) использован подход, применяемый при подготовке арктического раздела ежегодного Доклада об особенностях климата на территории Российской Федерации, подготавливаемого Росгидрометом, см., например, оценки за 2011 год в (Доклад, 2012). В нем, в частности, представляются оценки изменений метеорологических параметров, пространственно осредненных по территориям различных климатически однородных районов Арктики. Долготные границы климатически однородных районов следующие: атлантический (50° з.д.–30° в.д.); североевропейский (30–60° в.д.); западносибирский (60–100° в.д.); восточносибирский (100–150° в.д.); чукотский (150° в.д.–170° з.д.) (Обзор, 2011; Радионов и др., 2004). Исходными данными для расчетов являются результаты наблюдений 250 метеорологических станций, а также данные, поступавшие и поступающие с дрейфующих буев и дрейфующих станций “Северный полюс”, представленные на рис. 5.1.1. На этом же рисунке нанесены границы однородных климатических районов.

Климатические условия в атлантическом, североевропейском и западносибирском секторах формируются преимущественно под влиянием переноса тепла и влаги из Северной Атлантики. Климат в восточносибирском и чукотском секторах в значительной степени определяется условиями над северной частью Тихого океана и центром действия атмосферы над Восточной Сибирью (Радионов и др., 2012).

При расчетах средних по площадям характеристик многолетних климатических изменений используются средние месячные значения этих метеорологических параметров в каждом из стационарных пунктов наблюдений и средние месячные значения по данным наблюдений на дрейфующих станциях и с дрейфующих буев.

Акватории каждого из окраинных морей СЛО – Баренцева, Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского – практически полностью входят в границы соответствующих частей климатически однородных районов в широтной зоне 70–85° с.ш. В дальнейшем приводятся характеристики многолетних изменений анализируемых метеорологических параметров, пространственно осредненных по северным частям (70–85° с.ш.) территорий климатически однородных районов.

5.1.2.1. Температура воздуха

В качестве характеристик изменения температуры воздуха используются значения ее аномалий, рассчитанные относительно средних значений температуры за базовый период 1961–1990 гг. Для расчета аномалий температуры воздуха, осредненных по территории акваторий морей, использован метод оптимального осреднения (Лугина, Сперанская, 1984).

На рисунке 5.1.2 представлена межгодовая изменчивость аномалий средних годовых значений температуры воздуха, рассчитанных относительно нормы за период 1961–1990 гг., в однородных климатических районах, включающих соот-

*Таблица 5.1.1. Линейный тренд **b** (°С/10 лет) средней за сезоны и за год температуры воздуха за период 1981-2010 гг. над акваториями арктических морей и доля дисперсии, объясняемая линейным трендом, **D** (%)*

Море	Зима		Весна		Лето		Осень		Год	
	b	***D*%**	***b***	***D*%**	***B***	***D*%**	***b***	***D*%**	***b***	***D*%**
Баренцево	**1.40**	57.4	**0.54**	36.6	**0.32**	39.4	**0.67**	48.1	**0.75**	68.1
Карское	0.93	29.7	**0.88**	41.9	**0.26**	39.9	**1.12**	45.2	**0.79**	53.2
Лаптевых	0.12	7.0	**0.69**	40.7	**0.52**	47.5	**0.98**	51.8	**0.57**	48.8
Восточно-Сибирское	0.14	11.1	**0.71**	37.9	**0.40**	45.8	**1.35**	63.7	**0.71**	61.0
Чукотское	0.35	19.4	**0.75**	32.5	**0.61**	55.3	**1.51**	61.8	**0.79**	62.0

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, статистически значимые на 5%-м уровне.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 591

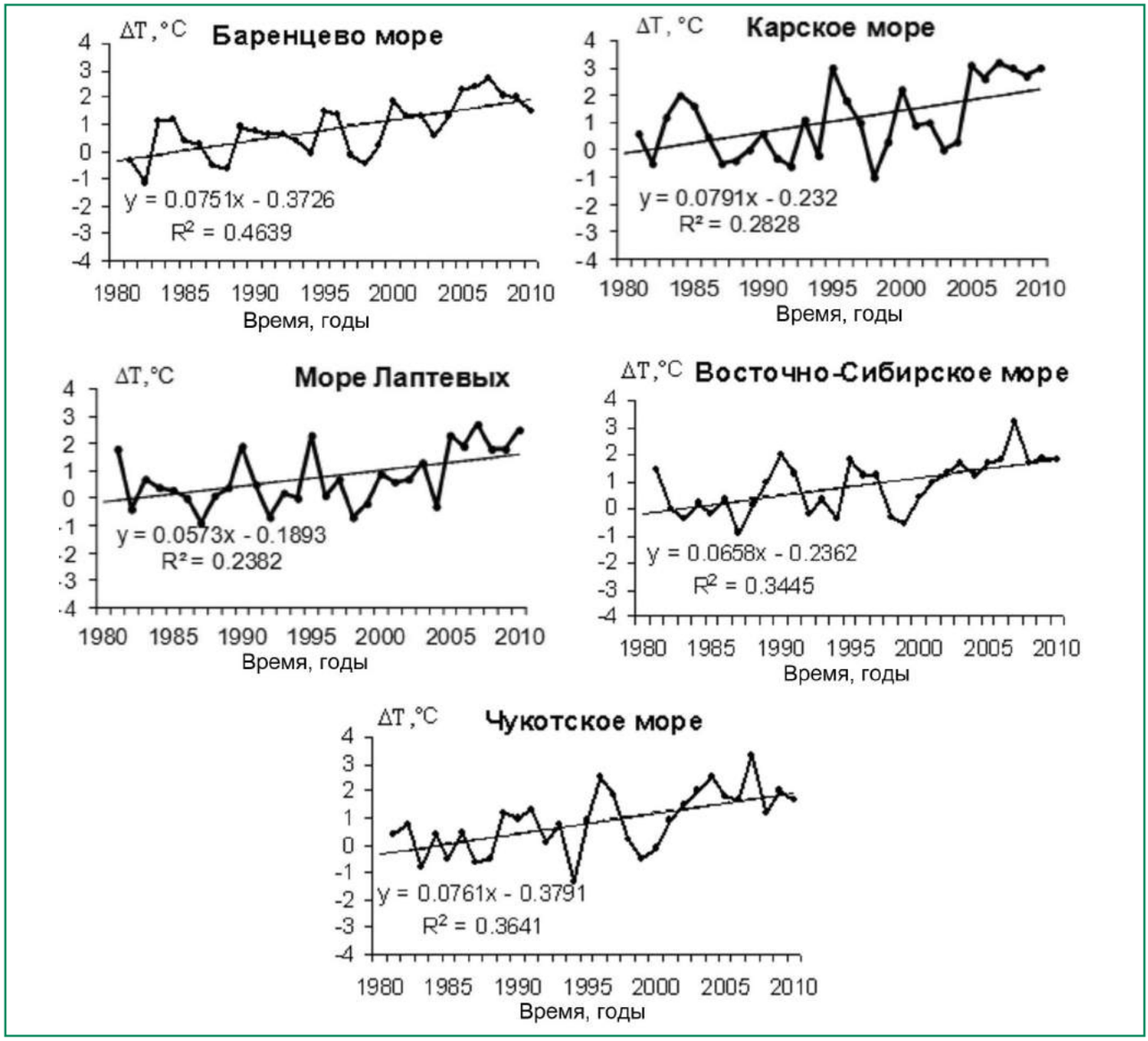


Рис. 5.1.2. Межгодовой ход аномалий (от нормы за 1961–1990 гг.) среднегодовой температуры воздуха в районах арктических морей в широтной зоне 70–85° с.ш.

Таблица 5.1.2. Линейный тренд ***b*** *(мм/10 лет) годовых и сезонных сумм осадков за период 1981–2010 гг. и их изменение* **Δ*p***, *% относительно нормы за этот же период*

Море	Холодный период		Теплый период		Год	
	b	**Δ*p***	***b***	**Δ*p***	***b***	**Δ*p***
Баренцево	5.35	6.5	–5.23	–10.8	0.12	0.1
Карское	**16.59**	14.9	–4.44	–11.2	2.15	2.5
Лаптевых	0.03	0.1	1.42	3.4	1.45	1.9
Восточно–Сибирское	1.99	5.8	–6.48	–19.5	–4.49	–6.7
Чукотское	–4.32	–9.7	–4.62	–12.2	–8.94	–10.8

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, статистически значимые на 5%-м уровне.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 592

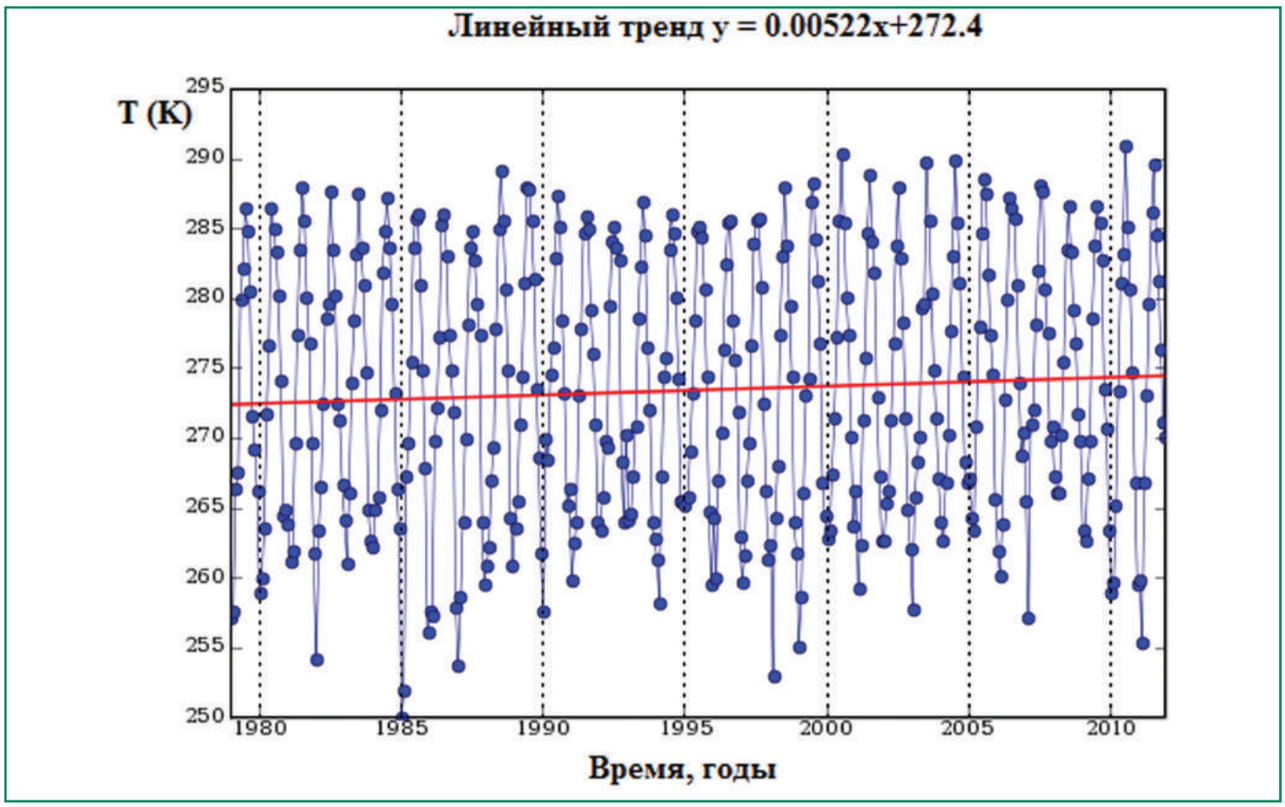


Рис. 5.1.3. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (˚K) над Белым морем (64–68˚ с.ш., 33–44˚ в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в K/мес.

ветствующие акватории окраинных морей российской Арктики.

За период 1981–2010 гг. повышение среднегодовой температуры воздуха было статистически значимым на 5%-м уровне над всеми районами арктических морей (рис. 5.1.2, табл. 5.1.1).

Из таблицы 5.1.1 следует, что за последние 30 лет в различных частях “морской Арктики” (в зоне от 70° с.ш. до 85° с.ш.) скорости потепления были различны. Так, в зимний сезон повышение температуры в северной части Баренцева моря составило чуть более 4°C за 30 лет, а в районах морей азиатского сектора – Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского – повышение температуры было в диапазоне от 0.4 до 1.1 °C за этот же период. В осенний сезон основное повышение температуры наблюдалось в районе Чукотского моря. Здесь оно составило около 4.5 °C за 30 лет.

Представление о сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м над Белым морем в 1979–2011 гг. дает рис. 5.1.3 (Костяной и др., 2013). За 33-х летний период линейный тренд температуры воздуха составил 0.063 °C/год. Таким образом, температура воздуха с 1979 по 2011 г. увеличилась в среднем на 2.1 °C. Наиболее заметно повышение летних температур воздуха было в 2000-х годах. Самые низкие месячные температуры воздуха зимой в 2000-х годах наблюдались в 2007, 2010 и 2011 гг. (рис. 5.1.3).

5.1.2.2. Осадки

При анализе данных о суммах осадков за год или за сезон средние для того или иного региона величины сумм осадков (в отличие от способа вычисления средних значений температуры) получены арифметическим осреднением их значений на сети станций, прилегающих к акваториям рассматриваемых морей, и на островах.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 593

На рис. 5.1.4 показана многолетняя изменчивость сумм осадков за холодный период (октябрь–май), в табл. 5.1.2 – параметры их изменений в теплый и холодный периоды года и в целом за год.

Общей для всего периода 1981–2010 гг. является тенденция к увеличению твердых осадков в районах арктических морей, за исключением Чукотского моря. Вместе с тем статистически значимое увеличение твердых осадков в 1981–2010 гг. отмечается только в районе Карского моря (табл. 5.1.2). Увеличение сумм осадков холодного периода на станциях, прилегающих к акватории Карского моря, оцененное с помощью линейного тренда, составило 15 % по отношению к среднему значению за эти годы.

В суммах осадков за теплый период (июнь-сентябрь) статистически значимых изменений не обнаружено, хотя в большинстве районов, за исключением моря Лаптевых, наблюдается тенденция к многолетнему уменьшению количества жидких осадков.

В целом, в годовых суммах осадков в широтной зоне 70–85° с.ш. российской Арктики статистически значимые изменения отсутствуют. Достоверное увеличение осадков холодного периода отмечено только на станциях, прилегающих к акватории Карского моря.

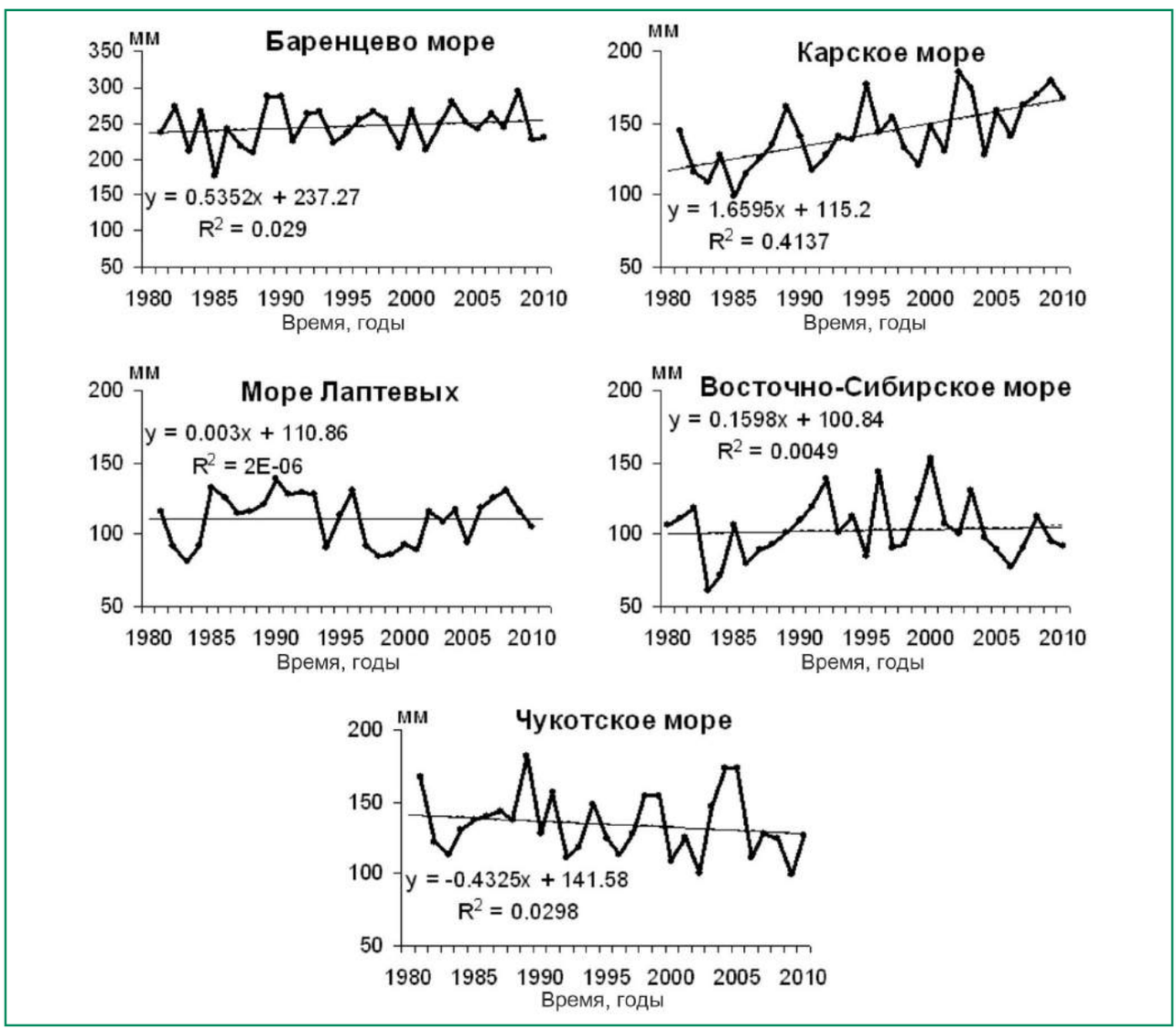


Рис. 5.1.4. Многолетняя изменчивость сумм осадков за холодный период (октябрь–май) в районах арктических морей в широтной зоне 70–85° с.ш.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 594

5.1.2.3. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова

Межгодовая изменчивость, как дат формирования снежного покрова, так и дат его разрушения велика – эти даты изменяются в пределах полутора месяцев (Радионов и др., 2012). За дату образования устойчивого снежного покрова принимался день, когда снежный покров занимал не менее половины видимой площади в окрестности станции, а за дату устойчивого разрушения снежного покрова весной считался день, когда снежный покров занимал не более половины видимой площади (Радионов и др., 1996).

Оценки линейного тренда дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова и его продолжительности в акваториях арктических морей, на территории Канадского архипелага и в околополюсном районе приведены в таблице 5.1.3.

Во всех районах арктических морей наблюдается тренд к более позднему образованию снежного покрова. В изменениях сроков разрушения снежного покрова почти на всей территории севернее 70° с.ш. отмечаются тенденции к более раннему разрушению, особенно в районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Тренд к более поздним срокам разрушения снежного покрова отмечен только в районе Карского моря. В результате за последние 30 лет наблюдалась тенденция к уменьшению продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на всей территории севернее 70° с.ш.

Многолетний ход числа дней с устойчивым снежным покровом в районах арктических морей приведен на рисунке 5.1.5.

В целом за период 1981–2010 гг. почти для всех рассматриваемых районов сокращение периода со снежным покровом было статистически значимо на 5%-м уровне (см. табл. 5.1.3). Наибольшее сокращение продолжительности залегания снежного покрова произошло в районе Чукотского моря (18 дней за 30 лет). Несколько меньшее сокращение периода со снежным покровом было в районах Баренцева и Карского морей. Здесь его продолжительность уменьшилась на 15 дней. Наименьшими стали изменения в продолжительности залегания снежного покрова в районе моря Лаптевых.

По данным реанализа (GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni) в Белом море в последние примерно 30 лет наблюдается незначительное увеличение осадков (рис. 5.1.6) (Костяной и др., 2014). За 32-летний период линейный тренд увеличения осадков составил 1.98 мм/год. Таким образом, количество осадков с 1979 по 2010 г. возросло в среднем на 63 мм.

5.1.3. Морские гидрологические условия

5.1.3.1. Термохалинные характеристики

Несмотря на то, что наиболее выраженные климатические изменения термохалинного состояния СЛО наблюдаются в глубоководной час-

Таблица 5.1.3. Оценки линейного тренда дат образования $\boldsymbol{b_o}$*, лат разрушения* $\boldsymbol{b_p}$ *и продолжительности залегания* $\boldsymbol{b_n}$ *(сут/10 лет) устойчивого снежного покрова за период 1981–2010 гг; доля дисперсии, объясняемой линейным трендом,* $\boldsymbol{D}$ *(%)*

Море	Дата образования		Дата разрушения		Продолжительность залегания	
	b_o	D	b_p	D	b_n	D
Баренцево	–2.25	28.2	2.49	17.3	**–4.55**	52.6
Карское	–4.54	31.7	–0.35	17.0	**–4.67**	45.5
Лаптевых	–2.30	33.2	**4.59**	44.1	–1.06	12.1
Восточно–Сибирское	**–5.52**	54.7	**5.15**	45.3	**–3.71**	40.7
Чукотское	**–5.94**	55.9	1.27	20.2	**–6.10**	58.0

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, статистически значимые на 5%-м уровне.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 595

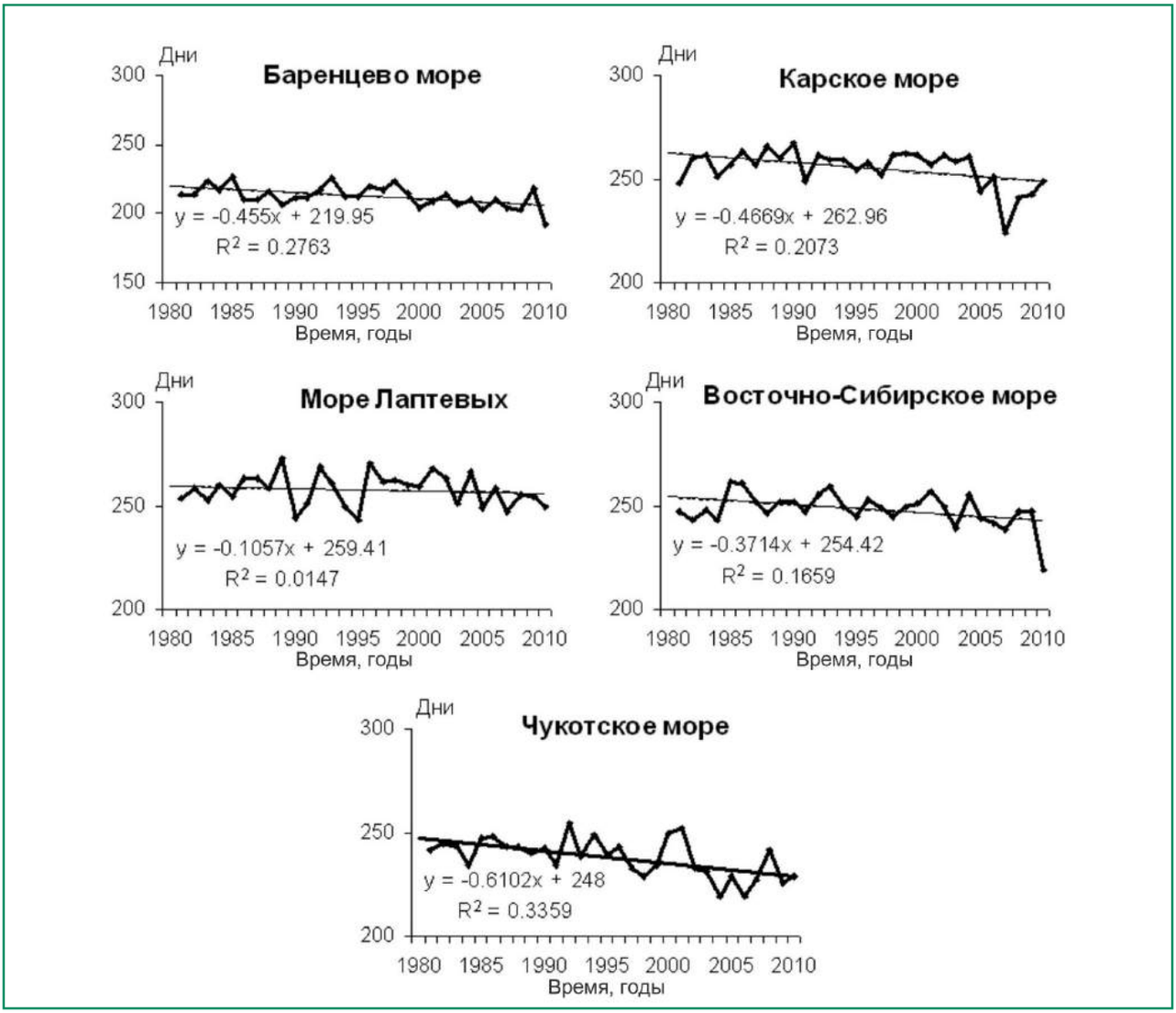


Рис. 5.1.5. Многолетняя изменчивость числа дней со снежным покровом в районах арктических морей в широтной зоне 70–85° с.ш.

ти Арктического бассейна, окраинные моря сибирского шельфа, с учетом их относительной площади, вносят существенный вклад в общую изменчивость отдельных элементов и характеристик арктической климатической системы. Большой объем информации, накопленной в течение прошлого столетия и в начале XXI века о морях Баренцевом, Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском, позволяет выявить основные тенденции долгопериодных изменений термохалинного состояния этих морей, а также высказать предположения о причинах, их обуславливающих.

Характерные максимальные значения солености и минимальные значения температуры, близких к точке замерзания, связанные с осолонением и охлаждением при ледообразовании, приходятся на март–май. Противоположно этому, в августе-сентябре на акватории морей наблюдаются максимальные значения температур и минимальные значения солености вследствие таяния льда и речного стока, максимум которого приходится на июнь–июль (Shiklomanov et al., 2000). При этом на конец августа–сентябрь приходится минимум протяженности и толщины ледяного покрова (Comiso, 2006). В ряду всех окраинных морей российской Арктики Ба-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 596

ренцево и Карское моря занимают особое место. Постоянный приток вод из северной Атлантики поддерживает среднюю температуру воды гораздо выше температуры замерзания в течение зимнего периода в обоих морях, а сами колебания термохалинных характеристик тесным образом сопряжены друг с другом, что хорошо видно из рисунка 5.1.7. При этом характер долгопериодной изменчивости в большой степени определяется динамическими процессами в атмосфере, что подтверждается высокой степенью коррелированности характеристик с индексом Североатлантического колебания (САК). Основным фактором, определяющим текущее термохалинное состояние вод Баренцева и Карского морей, является поступление более теплых и соленых вод с акватории Североевропейского бассейна и, соответственно, его изменение во времени.

С конца 70-х годов прошлого века отмечается выраженный положительный тренд средних интегральных значений температуры и солености в Баренцевом и Карском морях. Так, в конце 2000-х годов средние летние и зимние температуры Баренцева моря находились на уровне около +1.9..2.1 и +0.9..1.1°С, что почти на один градус Цельсия выше соответствующих температур в конце 1970-х. Увеличение температуры происходило одновременно с ростом солености, которая изменилась с примерно 34.73 до 34.8‰ зимой и с 34.55 до 34.67‰ летом (рис. 5.1.7). Аналогичная ситуация наблюдается в Карском море, где рост как летних так и зимних температур с конца 1970-х годов составил 0.8-0.9°С. Соленость Карского моря к концу 2000-х годов также увеличилась на 0.5-0.6‰ по сравнению с 1980-м годом.

Тренды температуры и солености в морях восточного сектора российской Арктики, рассчитанные по 10-метровым слоям, демонстрируют достаточно быстрое убывание значений трендов с глубиной (рис. 5.1.8). Исключение составляют отдельные слои в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Но если в первом из них отсутствие изменчивости по вертикали может быть объяснено относительно слабой стратифицированностью водной толщи, то для Восточно-Сибирского моря су-

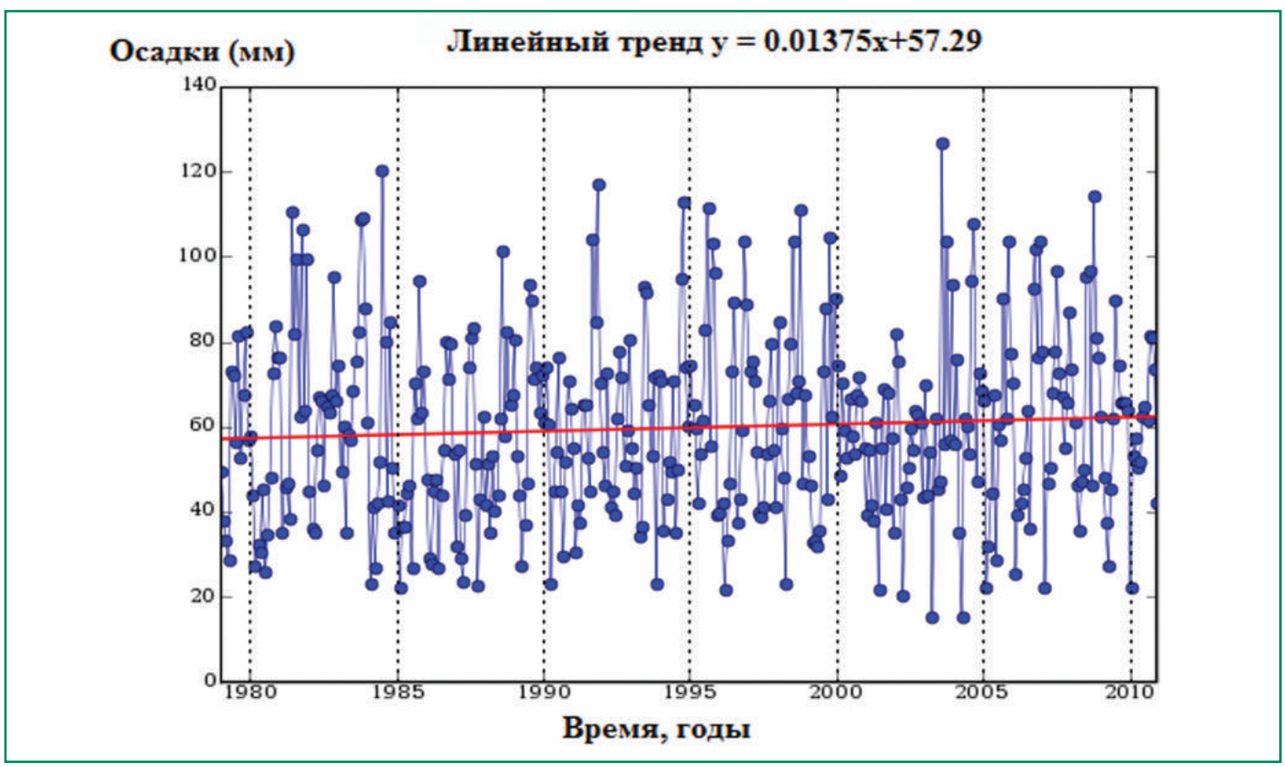


Рис. 5.1.6. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Белым морем (64–68˚ с.ш., 33–44˚ в.д.) в 1979–2010 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 597

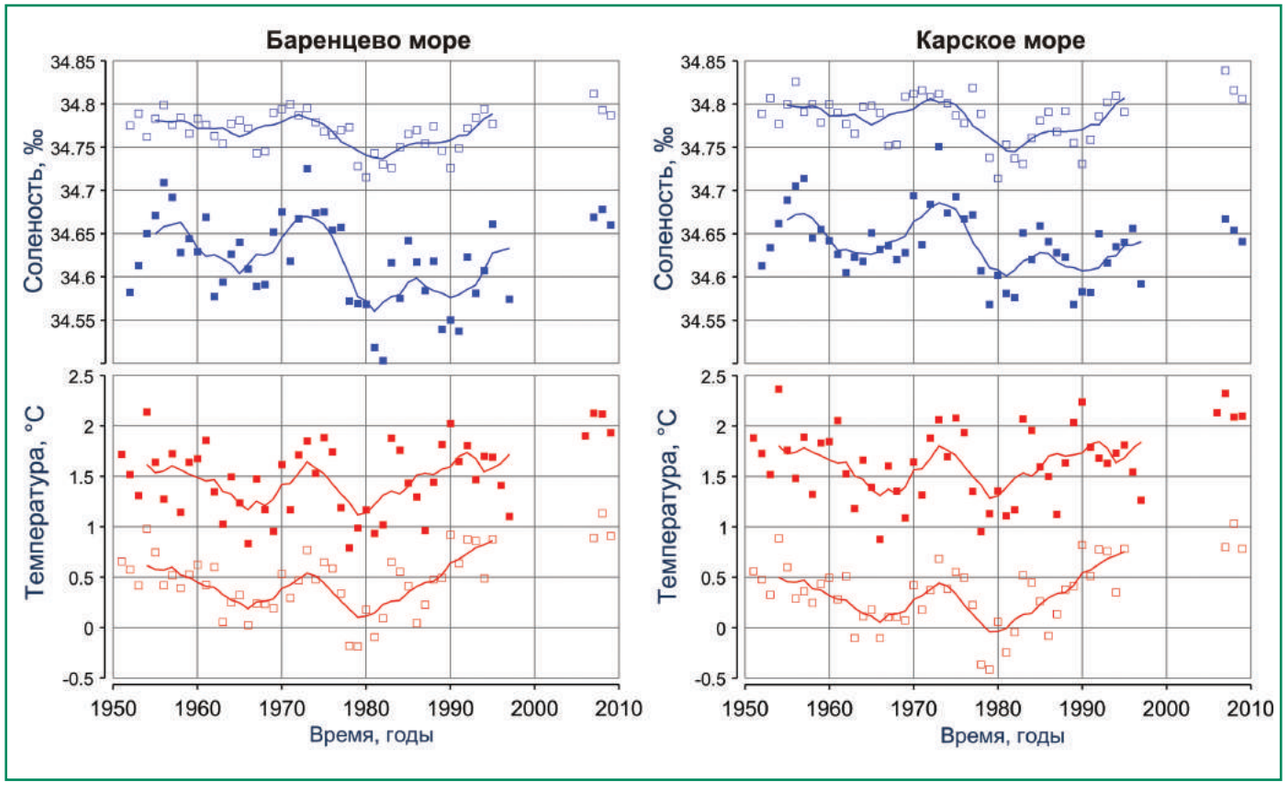


Рис. 5.1.7. Сравнительное изменение средней интегральной солености и температуры морей Баренцева (в слое от поверхности до дна) и Карского (в слое от поверхности до 200 метров) в летний (сплошные квадраты) и зимний (незалитые квадраты) период. Сплошными кривыми показаны 7-летние скользящие средние.

щественные вариации трендов могут объясняться небольшим количеством данных наблюдений. При этом самые глубоководные слои расположены в северной части моря, наименее покрытой сеткой океанографических станций. Полученные результаты подтверждают, что вклад верхнего 15–20 метрового слоя морей Карского (Steele, Ermold, 2004), Лаптевых и Восточно-Сибирского (Steele, Ermold, 2004; Dmitrenko et al., 2007) является определяющим в интегральной изменчивости всей водной толщи этих морей от поверхности до дна.

С учетом относительного веса каждого слоя, в морях Карском, Лаптевых и Чукотском верхний 50-метровый слой отвечает более чем за 95% общей изменчивости каждой характеристики в пределах выделенных областей, как в зимний, так и в летний период. При этом мелководное Восточно-Сибирское море целиком расположено в пределах 50-метровой изобаты. Это позволяет использовать изменчивость верхнего 50-метрового слоя, как показатель интегральной изменчивости термохалинного состояния морей сибирского шельфа.

Наибольшая изменчивость солености верхнего 50-метрового слоя отмечается в Восточно-Сибирском море и в море Лаптевых. Стандартные отклонения от средних многолетних значений солености в зимний период составляют здесь 0.93 и 1.06‰, а летом – 1.12 и 1.64‰ соответственно. Это значительно выше изменчивости в Баренцевом (0.03/0.09‰ – зима/лето), Карском (0.63/0.64‰) и Чукотском (0.47/1.05‰) морях. При этом многолетняя изменчивость средних температур всех морей в летний период изменяется в достаточно узком диапазоне от 0.49°C в Баренцевом море до 0.91°C в Чукотском (Кириллов и др., 2009).

Результаты наблюдений за температурой и соленостью в морях сибирского шельфа свидетельствуют о наличии значимых трендов как летней, так и зимней солености, а также летней температуры. При рассмотрении периода начиная с 1965 г., который, в целом, характеризуется положительным трендом значения индекса арктической осцилляции (или увеличением переноса теп-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 598

Таблица 5.1.4. Оценки линейных трендов солености и содержания пресной воды верхнего 50-метрового слоя, рассчитанные по временным рядам со степенью покрытия более 20%. Жирным шрифтом выделены оценки трендов 85%-го уровня достоверности

Сезон	Море	1935–1965 гг.			1965–1995 гг.		
		Оценка тренда, 10 ‰/год	**Изменение СПВ за 30 лет, м (нормировано на площадь)**	**Изменение СПВ и речного стока за 30 лет, км³**	**Оценка тренда, 10 ‰/год**	**Изменение СПВ за 30 лет, м (нормировано на площадь)**	**Изменение СПВ и речного стока за 30 лет, км³**
Зима	Карское	–	–	–	**0.10**	**–0.40**	**–278**
	Лаптевых	–	–	–	**–0.16**	**0.48**	**240**
	ВСМ****	–	–	–	**–0.51**	**1.53**	**1034**
	Чукотское	–	–	–	**–0.31**	**1.35**	**477**
Лето	Карское	**0.09**	**–0.41**	**–290** (–50*)	**0.09**	**–0.36**	**–257** (66*)
	Лаптевых	**0.28**	**–1.00**	**–510** (39**)	–0.08	0.30	152 (15**)
	ВСМ	**0.84**	**–2.98**	**–2053** (0***)	–0.27	0.98	671 (1***)
	Чукотское	**0.10**	**–0.45**	**–174**	**–0.09**	**0.37**	**145**

* – суммарный сток рек Оби и Енисея; ** – сток Лены; *** – сток Индигирки; **** – Восточно-Сибирское море.

ла и влаги из северной Атлантики в северные районы Евразии), можно отметить присутствие отрицательных трендов зимней солености в морях восточного сектора (таблица 5.1.4). Изменения солености в летний период не столь значительны, хотя тренд также отрицателен (таблица 5.1.4). Оценка вклада стока наиболее крупных рек региона в формирование наблюдаемых изменений солености в периоды уменьшения и увеличения индекса арктической осцилляции показывает, что величина речного стока значительно меньше наблюдаемых изменений содержания пресной воды (СПВ).

Влияние разности осадки-испарение на изменения СПВ в морях сибирского шельфа также не существенно. Хотя для всей акватории СЛО вклад разности осадки–испарение сопоставим с объемами речного стока в арктические моря, для выделенных районов этот вклад можно принять пренебрежимо малым.

Наблюдаемое уменьшение зимних значений солености на акваториях морей сибирского шельфа может быть вызвано рядом причин, связанных с атмосферными процессами. Одним из возможных факторов является ослабление выноса льдов в осенне-зимний период и закрытие заприпайных полыней, вследствие чего замедляется процесс образования нового льда.

Однако по результатам спутниковых наблюдений удалось установить, что изменение направления дрейфа льда при переходе от циклонического к антициклоническому режиму циркуляции атмосферы над Арктикой, приводит к незначительным изменениям выноса льдов из районов окраинных морей. В большинстве случаев, с учетом конфигурации открытой северной границы исследуемых районов, при обоих режимах атмосферной циркуляции дрейф льда направлены вдоль открытой границы.

Другим фактором, влияющим на уменьшение солености в зимний период, является увеличение температур воздуха, определяющих скорость нарастания льдов. Изменение количества тепла, переносимого в Арктический регион из умеренных широт, и общее изменение теплового состояния атмосферы во второй половине прошлого века привело к тому, что над акваториями всех морей сибирского шельфа, начиная с 60-х годов прошлого века, наблюдается устойчивый рост температуры воздуха.

Оценка изменений суммарной толщины льда, образующегося за зиму, выполненная в работе (Rothrock, Zhang, 2005), показала, что наибольшие изменения толщин наблюдаются в Восточно-Сибирском и Чукотском морях. С 1965 по 1995 гг. изменение средней толщины общего количества

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 599

образующегося за зимние месяцы льда (с учетом вынесенного за пределы рассматриваемых районов) составило в этих морях порядка 2.0 и 1.2 м, соответственно (в Восточно-Сибирском толщина изменилась от 4.1 до 2.1 м, а в Чукотском от 2.9 до 1.7 м). С учетом поправки на соленость льда, эти величины достаточно близки к оценкам изменений содержания пресной воды за этот же период времени, которые составляют 1.53 м для Восточно-Сибирского моря и 1.35 м для Чукотского моря (таблица 5.1.4). Изменение толщины ледяного покрова в море Лаптевых, согласно оценкам (Rothrock, Zhang, 2005), составляет около 0.80 м (изменение от 2.7 до 1.9 м), что также сопоставимо с вычисленным изменением содержания пресной воды в 0.48 м. Наблюдаемые различия находятся в пределах доверительного интервала трендов солености.

Однонаправленность наблюдаемых трендов солености во всех морях не может быть вызвана исключительно перераспределением речного стока, как одного из наиболее вероятных факторов формирования долгопериодной изменчивости солености. В связи с этим, наиболее вероятными причинами возникновения климатических трендов солености в летний период являются долгопериодные изменения в процессах таяния и выноса морских льдов, а также водообмена на жидких границах исследуемых областей, что находится в соответствии с общими тенденциями уменьшения солености верхнего слоя в глубоководной части Арктического бассейна (Обзор, 2012). В пользу первого фактора свидетельствуют наблюдаемые тенденции увеличения температуры воды после 1965 г. (таблица 5.1.5). Хотя температуры воздуха в летний период меняются незначительно (Кириллов и др., 2009), уменьшение протяженности ледяного покрова в морях сибирского шельфа способствует уменьшению среднего альбедо поверхности и накоплению большего количества тепла в водной толще. Это тепло, в свою очередь, расходуется на усиление таяния льда.

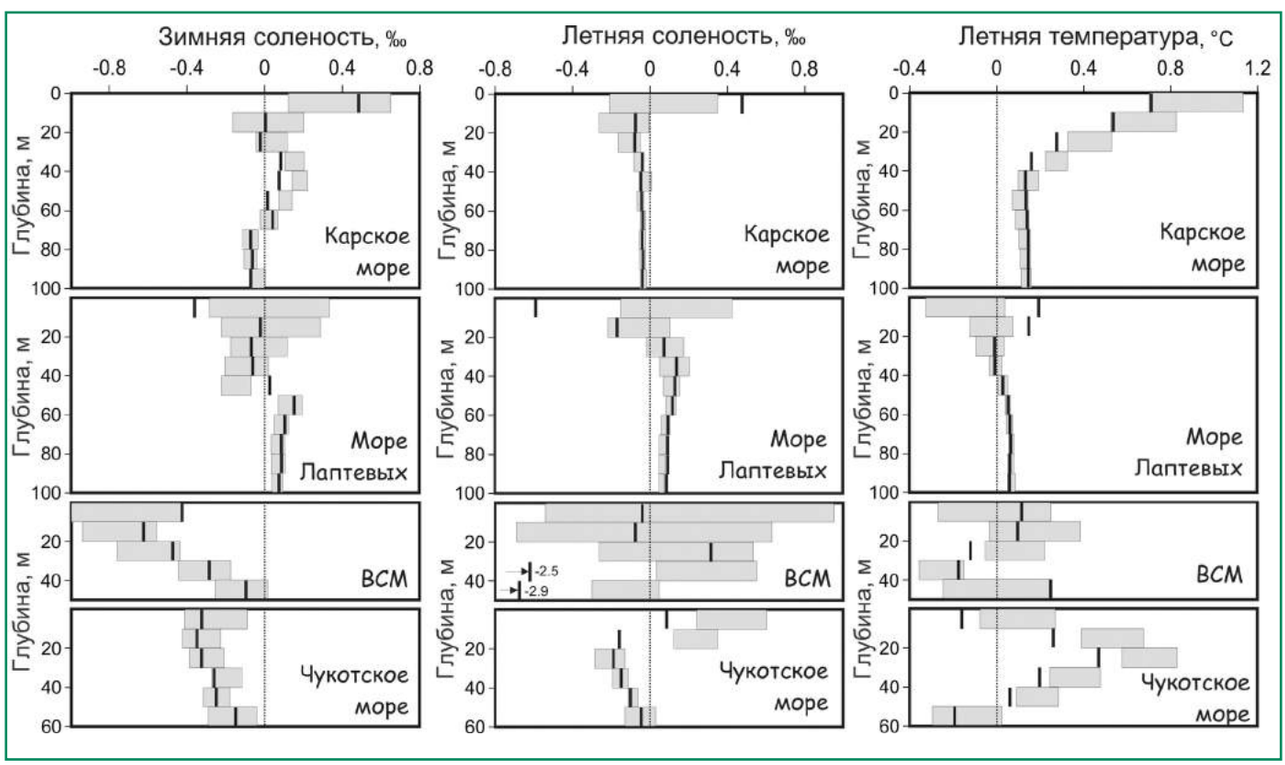


Рис. 5.1.8. Тренды солености и температуры в морях сибирского шельфа по 10-метровым слоям в период с 1965 по 2005 гг. Значения трендов представлены в промилле и градусах Цельсия за 10 лет. Ширина полосы тренда соответствует 85% доверительному интервалу. Черной чертой отмечены значения трендов, рассчитанных при покрытии данными более 20% акватории моря.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 600

В абсолютных значениях увеличение температуры с конца 1970-х годов в морях восточного сектора российской Арктики выражено в меньшей степени, чем в Баренцевом и Карском. Так, в море Лаптевых средняя температура верхнего 50-метрового слоя моря к концу 2000-х годов увеличилась примерно на +0.4°С и на +0.3..0.4°С – в Чукотском. Оценить трендовую составляющую изменения температуры в Восточно-Сибирском море не представляется возможным из-за относительно малого количества данных наблюдений, хотя также можно отметить тенденцию к появлению повышенных температур воды в 2000-х годах.

Изменчивость температуры поверхности моря (ТПМ) для Белого моря с января 1982 г. по декабрь 2011 г. прослежена с использованием спутниковых данных проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder по среднемесячным значениям ТПМ (рис. 5.1.9) (Костяной и др., 2014). В указанный период ТПМ менялась от –1.5…–1.0°С (фактически температуры замерзания морской воды) зимой до 7-13°С летом. На графике выделяется минимум 1999 г., когда среднемесячная температура летом не поднималась выше 5°С. Наибольшие ТПМ достигались летом 2005, 2007 и 2010 гг., когда ТПМ превышала 12°С. Поскольку Белое море ежегодно замерзает, то очевидно, что летние ТПМ от года к году изменялись в большей степени, чем зимние, при этом амплитуда сезонных колебаний ТПМ была значительна. Линейный тренд среднемесячной ТПМ за период 1982–2011 гг. оказался равным +0.077 °С/год, т. е. среднегодовая температура воды в море в целом увеличилась примерно на 2.3°С.

О межгодовой изменчивости солености Белого моря можно судить по данным Беломорской биологической станции “Картеш” (ББС) Зоологического Института РАН (Санкт-Петербург), расположенной в Карелии, в губе Чупа Кандалакшского залива Белого моря (66° 20.230' с.ш. 33° 38.972' в.д.) за 1963–1998 гг. (Berger et al., 2003). На рис. 5.1.10 представлена межгодовая изменчивость аномалии солености верхнего 10–15-м слоя, которая показала наличие трех отдельных периодов. С 1963 по 1975 г. среднегодовые значения солености варьировались в пределах 1–1.5 ‰, затем соленость моря резко уменьшилась на 3‰ к 1982 г., после чего наблюдался плавный рост солености до 2000 г., во время которого она увеличилась примерно на 2‰. Поэтому общий линейный тренд изменения солености Белого моря за указанный период оказался отрицательным, а именно (–0.03)‰/год.

5.1.3.2. Уровень моря

Повышение уровня СЛО есть результат многих процессов в земной, океанской, атмосферной и криосферной оболочках Земного шара, включая глобальное потепление. Оно может оказать существенное влияние на эрозию берегов арктических морей, условия мореплавания, добычу и транспортировку нефти и газа и другие виды хозяйственной деятельности в Арктике.

Таблица 5.1.5. Оценки линейных трендов средней летней температуры верхнего 50-метрового слоя, рассчитанные по временным рядам со степенью покрытия более 20%. Жирным шрифтом выделены оценки трендов 85%-го уровня достоверности

Море	1935–1965 гг.			1965–1995 гг.		
	Оценка тренда, 10 °С/год	Изменение теплосодержания за 30 лет, Дж	В эквиваленте дополнительного потока тепла за июль–август, Вт/м^2	Оценка тренда, 10 °С/год	Изменение теплосодержания за 30 лет, Дж	В эквиваленте дополнительного потока тепла за июль–август, Вт/м^2
Карское	**–0.09**	**–34 10^{18}**	**–9.4**	**0.41**	**154 10^{18}**	**42**
Лаптевых	–0.08	–15 10^{18}	–5.6	0.09	17 10^{18}	6
ВСМ	–0.04	–9 10^{18}	–2.5	0.29	71 10^{18}	20
Чукотское	**0.13**	**27 10^{18}**	**13.2**	**0.16**	**33 10^{18}**	**16**

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 601

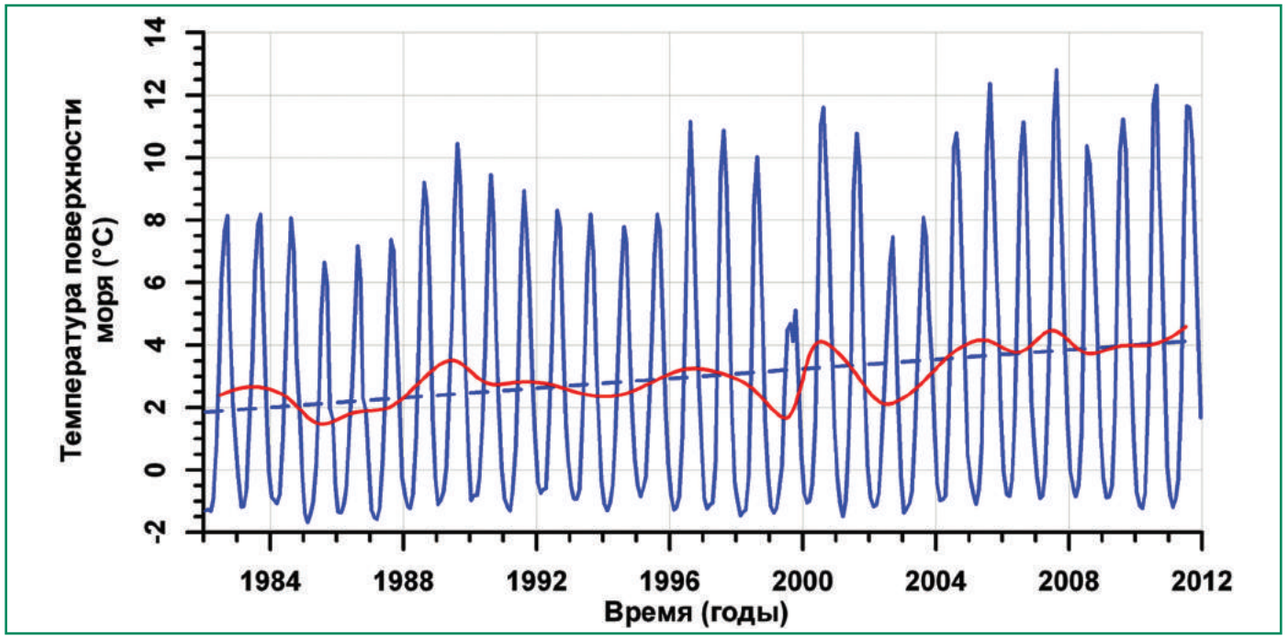


Рис. 5.1.9. Межгодовая изменчивость среднемесячных значений ТПМ (°С) в Белом море в целом в 1982–2011 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder. Красная линия – изменчивость среднегодовой ТПМ.

Изменение высоты уровня моря может быть представлено как результирующая сумма вкладов различных факторов, среди которых: – приливные колебания уровня; – изменения атмосферного давления и ветра; – изменения характера циркуляции вод; – стерическая составляющая колебаний; – эвстатические колебания уровня за счет изменений объема воды в океане (осадки, испарение, таяние льда, речной сток, сток грунтовых вод и пр.); – изменения положения уровня, вызванные геологическими процессами типа постледникового подъема материков и/или оседания земной коры. В СЛО необходимо также учитывать фазовые превращения воды.

Инструментальные измерения уровня в арктических морях России начались в 1920–1930-е. Регулярные наблюдения за данным параметром были начаты в Карском море на станции о. Диксон в 1933 г., в море Лаптевых в бухте Тикси в 1934 г., в Восточно-Сибирском море на станции бухта Амбарчик в 1939 г., в Чукотском море на станции Мыс Шмидта в 1935 г. В 1980-е годы наблюдения за уровнем в арктических морях велись на 71 станции. Однако в 1990-е годы произошло резкое сокращение сети полярных станций, в настоящее время такие наблюдения ведутся только на 21 станции, расположенной в арктических морях.

До конца 1940-х – начала 1950-х годов наблюдения за уровнем моря не привязывались к постоянной высотной основе, что делает невозможным использование этих данных в многолетнем анализе изменчивости данной характеристики. После перехода к постоянной высотной основе по данным наблюдений за уровнем арктических морей в ААНИИ были рассчитаны среднемесячные и среднегодовые уровни по каждой станции.

Максимальная продолжительность наблюдений, охваченных анализом, составила 52 года (п/ст Тикси), минимальная – 39 лет (п/ст б. Солнечная); средняя продолжительность – 534 месяца или 44.5 года. Минимальное значение средней квадратической ошибки составило 9.8 см (п/ст о. Малый Таймыр), максимальное 17.6 см (п/ст Неттен); среднее значение – 14.4 см. Линейный тренд оценивался методом наименьших квадратов. Среднее значение тренда, вычисленное по всем станциям арктических морей России, оказалось равным $+0.177 \pm 0.047$ см/год. При этом отмечается значительный разброс значений в зависимости от положения станций. Так, средний тренд для Баренцева

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 602

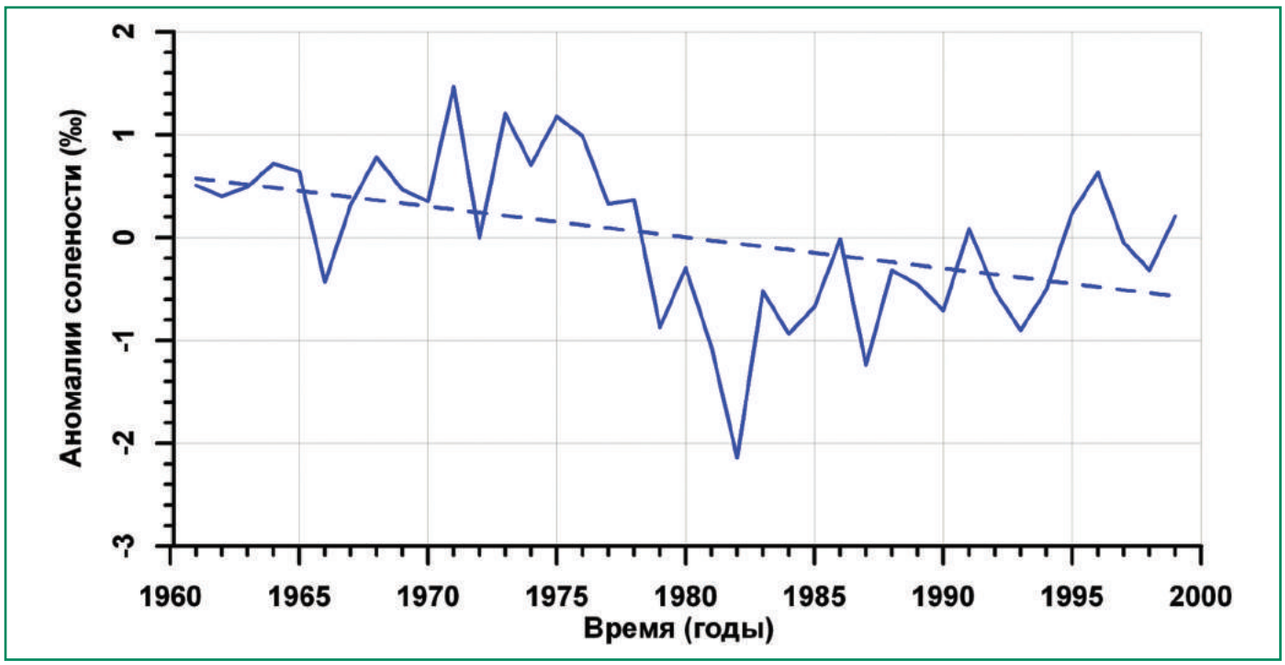


Рис. 5.1.10. Межгодовая изменчивость аномалии солености (‰) Белого моря по данным Беломорской биологической станции «Картеш» (ББС) Зоологического Института РАН за 1963–1998 гг. (Berger et al., 2003).

моря равен –0.048 ± 0.042 см/год, для Карского моря +0.182 ± 0.047 см/год, для моря Лаптевых +0.259 ± 0.045 см/год, для Восточно-Сибирского +0.131 ± 0.051 см/год и для Чукотского моря +0.252 ± 0.050 см/год.

Пространственные вариации тренда среднего уровня моря могут объясняться различием в длинах рядов, по которым вычислялся тренд. Чтобы исключить влияние этого фактора был выделен период времени, в течение которого наблюдения за уровнем моря велись на всех сорока станциях арктических морей, что происходило в 1954–1989 годах. Результаты вычислений тренда средних уровней арктических морей за этот период представлены в таблице 5.1.6. Нетрудно заметить, что хотя величина среднего тренда при этом уменьшилась и составила +0.123 см/год, различие в значениях трендов для различных акваторий не исчезло.

Долговременные линейные изменения уровня моря, наблюдаемые на береговых станциях, в основном обусловлены двумя факторами: вертикальными движениями Земной коры и климатическими изменениями состояния атмосферы и гидросферы. Разделить эти составляющие, оперируя только данными наблюдений за колебаниями уровня, практически невозможно. Анализ многолетней изменчивости уровня арктических морей показывает, что колебания уровня имеют нестационарный характер, по-разному проявляющийся в разных районах. Однако характерной чертой уровенного режима для большинства районов являются наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 года и после, с другой стороны. Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 года носили стационарный характер, его линейный тренд в этот период был близок к нулю (таблица 5.1.7): +0.006–0.114 см/год при среднем значении +0.044 см/год. После 1985 года характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился (рисунок 5.1.11): в 1985 году начался резкий подъем уровня и в конце 1980-х – начале 1990-х его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение, во многих районах арктических морей уровень даже вернулся к средним величинам, но затем в конце 1990-х – начале 2000-х годов он вновь стал расти и в 2005–2007 гг. достиг или превысил наблюдавшиеся ранее максимумы. Значение тренда за период 1984–2011 гг. (Обзор..., 2011) для различных районов арктических морей

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 603

Таблица 5.1.6. Оценки изменчивости среднегодовых уровней моря и значений трендов по станциям арктических морей за периоды наблюдений

Станция	Продолжительность наблюдений, мес.	Среднеквадратическое отклонение, см	Тренд за полный период наблюдений, см/год	Тренд за период наблюдений 1954-1989 гг., см/год	Ошибка тренда, см/год
Баренцбург	540	10.143	–0.151	–0.156	0.033
Мурманск	492	11.980	0.074	–0.091	0.046
Русская Гавань	474	12.483	–0.066	–0.113	0.050
Баренцево море	**502**	**11.535**	**–0.048**	**–0.120**	**0.043**
Мыс Желания	529	11.748	–0.05	–0.255	0.040
Мыс Болванский Нос	514	13.922	0.292	0.133	0.048
Югорский Шар	480	12.720	0.073	0.057	0.050
Амдерма	600	13.710	0.259	0.110	0.037
Моржовая	480	17.043	0.095	0.252	0.067
о. Визе	480	11.002	0.081	0.031	0.043
о. Диксон	559	16.041	0.197	0.090	0.050
о. Уединения	502	11.922	0.078	0.146	0.044
о-ва Известий ЦИК	534	12.931	0.061	0.049	0.044
м. Стерлегова	545	15.988	0.228	0.173	0.051
о. Исаченко	471	12.466	0.356	0.312	0.048
о. Голомянный	526	10.338	0.099	0.023	0.035
о. Правды	537	15.552	0.272	0.221	0.051
о. Гейберга	524	11.576	0.274	0.170	0.038
б. Солнечная	468	11.712	0.470	0.498	0.043
м. Челюскина	493	12.600	0.203	0.128	0.047
Карское море	**515**	**13.204**	**0.187**	**0.134**	**0.046**
о. Андрея	544	13.743	0.379	0.403	0.042
о. Малый Таймыр	504	9.848	0.273	0.238	0.034
о. Преображения	492	13.162	0.136	0.130	0.050
о. Дунай	595	15.744	0.175	0.180	0.045
Тикси	624	14.895	0.123	0.131	0.039
о. Муостах	538	17.475	0.300	0.176	0.057
о. Котельный	597	17.205	0.440	0.417	0.046
пр. Санникова	612	15.592	0.094	0.052	0.043
м. Кигилях	598	13.985	0.025	–0.073	0.040
море Лаптевых	**567**	**14.628**	**0.216**	**0.184**	**0.044**
м. Шалаурова	591	14.248	0.055	0.026	0.041
Амбарчик	572	18.624	0.364	0.229	0.055
о. Четырехстолбовой	519	17.011	0.134	0.137	0.060
Рау-Чуа	550	16.563	0.001	0.015	0.053
о. Айон	561	16.159	0.073	–0.087	0.051
Певек	592	16.196	0.211	0.152	0.046
м. Биллингса	511	16.614	0.186	0.077	0.059
Восточно-Сибирское море	**557**	**16.488**	**0.146**	**0.078**	**0.052**
Мыс Шмидта	532	15.788	0.180	0.082	0.053
о. Врангеля	604	13.546	0.274	0.195	0.036
Ванкарем	600	16.847	0.323	0.256	0.046
о. Колючин	504	16.526	0.278	0.214	0.059
Неттен	537	17.604	0.204	0.201	0.058
Чукотское море	**555**	**16.062**	**0.252**	**0.190**	**0.050**
Среднее	**538**	**14.331**	**0.177**	**0.123**	**0.047**

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 604

составила от +0.023 до 0.475 см/год при средней величине 0.247 см/год и среднеквадратической ошибке 0.112 см/год. При этом наиболее значительные тренды были зафиксированы в юго-западной части Карского моря и в Восточно-Сибирском море.

О межгодовой изменчивости уровня в Белом море в 1993–2011 гг. можно судить по временному ходу аномалий уровня (высоты морской поверхности) моря, рассчитанному по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon (T/P) и Jason 1/2 (J1/2) (рис. 5.1.12) (Костяной и др., 2014). Эта изменчивость характеризуется нерегулярным сезонным ходом уровня моря, амплитуда которого варьирует от 10 до 25 см. При этом, наблюдается его постепенный

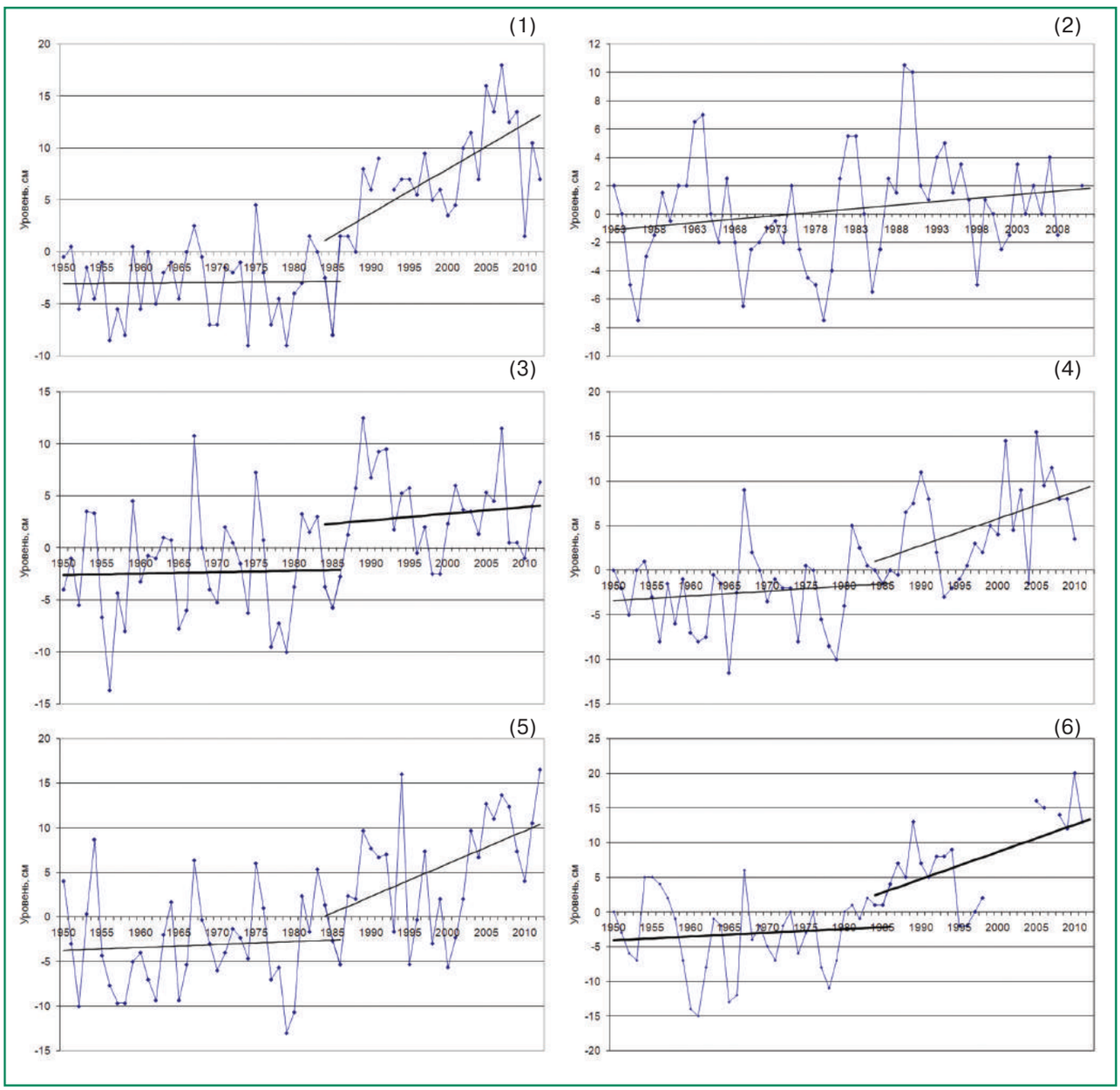


Рис. 5.1.11. Аномалии среднегодового уровня, осредненные по районам арктических морей: 1 – юго-запад Карского моря; 2 – север Карского моря; 3 – восток Карского моря; 4 – юг моря Лаптевых; 5 – Новосибирские о-ва; 6 – Восточно-Сибирское и Чукотское моря (средний уровень за сентябрь). Прямыми линиями показаны линейные тренды.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 605

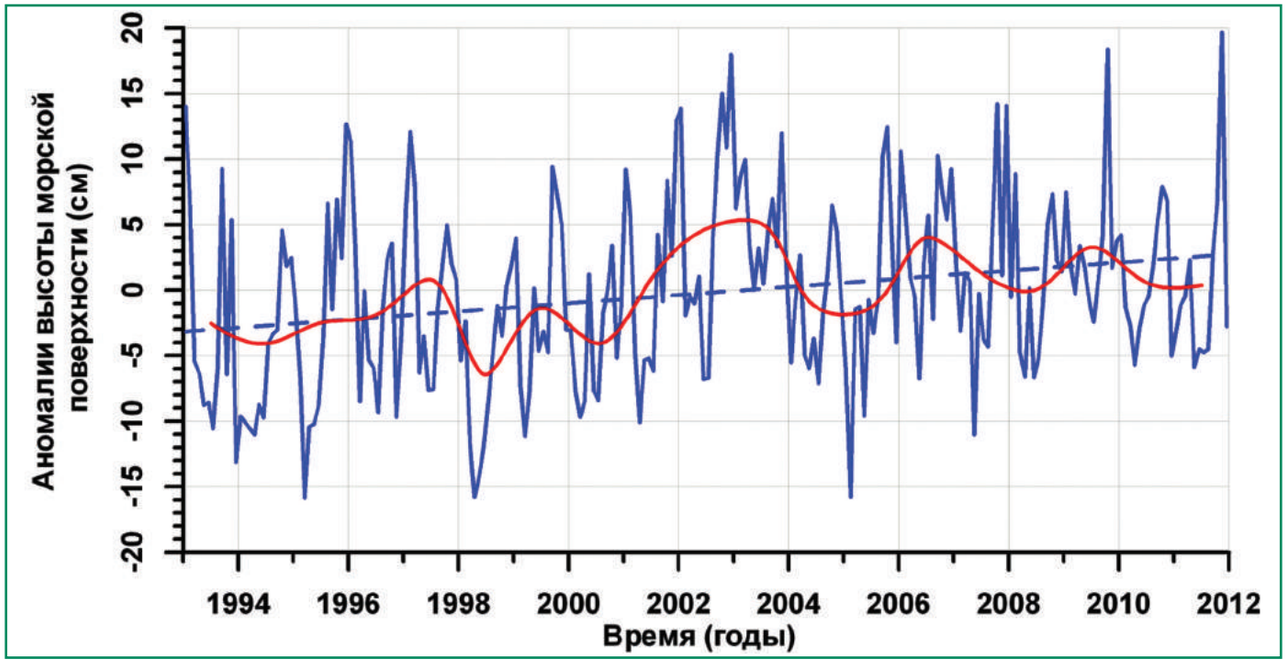


Рис. 5.1.12. Межгодовая изменчивость аномалий высоты морской поверхности (см) Белого моря за период с января 1993 по декабрь 2011 г. по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon и Jason-1. Линейный тренд нанесен пунктирной линией. Красная линия – изменчивость среднегодового уровня.

Таблица 5.1.7. Линейный тренд уровня моря (см/год) по районам арктических морей, оцененный для разных периодов

Район	Оценка линейного тренда (см/год)		
	1950–2011 гг.	1950–1986 гг.	1984–2011 гг.
Юго-запад Карского моря	+0.277 ± 0.032	+0.006 ± 0.053	+0.475 ± 0.099
Север Карского моря	+0.052 ± 0.031	–	–
Восток Карского моря	+0.128 ± 0.036	+0.016 ±0.078	+0.023 ±0.108
Юг моря Лаптевых	+0.208 ± 0.033	+0.055 ± 0.064	+0.288 ± 0.109
Новосибирские о-ва	+0.210 ± 0.041	+0.030 ± 0.080	+0.276 ± 0.136
Восточно-Сибирское море	+0.302 ± 0.047	+0.055 ± 0.084	+0.456 ± 0.124
Среднее	+0.220±0.038	+0.032 ± 0.072	+0.247 ± 0.112

рост со средней скоростью 0.31 см в год, что соответствует средней скорости роста уровня Мирового океана. Таким образом, уровень Белого моря за последние 20 лет вырос примерно на 6 см.

5.1.4. Морской лед

5.1.4.1. Оценка изменения площади льдов в арктических морях

Морские льды – важная составляющая климатической системы Земли. Анализ данных наблюдений состояния ледяного покрова арктических морей показал, что площадь льдов, их толщина, сплоченность и другие характеристики заметно изменялись во времени. Климатические изменения ледяного покрова арктических морей в XX веке–начале XXI века характеризовались наличием отрицательного линейного тренда (рис. 5.1.13). На фоне этого тренда происходили межгодовые и циклические колебания различной продолжительности. Как показано в работах (Фролов и др., 2007; Frolov et al., 2009), во временной структуре изменений ледовитости

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 606

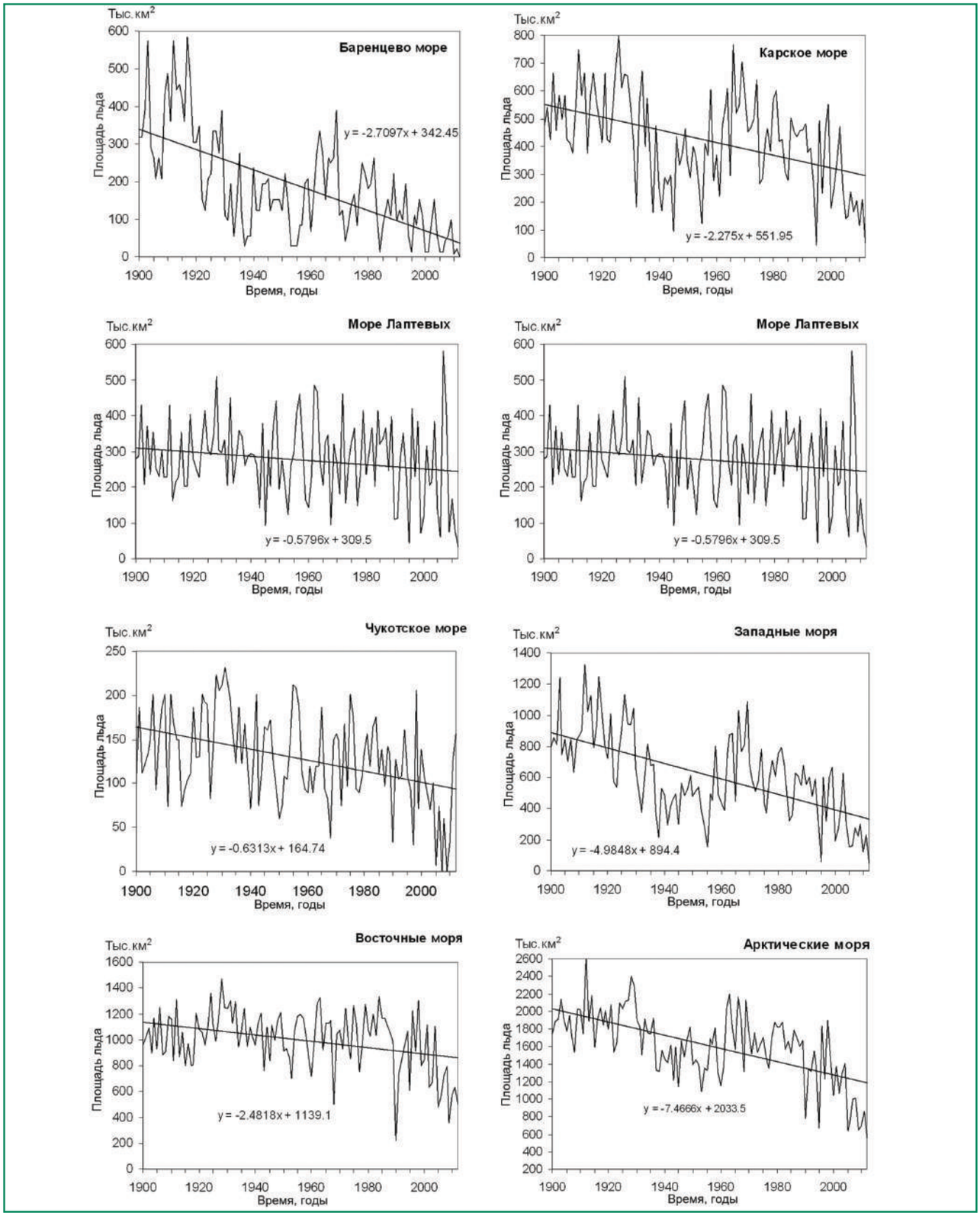


Рис. 5.1.13. Изменения ледовитости в каждом из арктических морей, суммарной ледовитости в западных морях (Баренцевом и Карском) и в восточных морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском) в августе за период 1900–2012 гг. (прямые линии – линейные тренды).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 607

преобладают циклы продолжительностью около 60, 20 и 10 лет. Эти изменения имели пространственные особенности. В западных морях (Баренцевом, Карском) наблюдался более значительный отрицательный линейный тренд ледовитости, на фоне которого происходили длительные колебания, основным из которых был цикл близкий к 60 годам. В восточных арктических морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском) линейные тренды менее выражены, колебания ледовитости характеризуются большей межгодовой изменчивостью, и 60-летний цикл выражен слабее. Сравнить характер колебаний ледовитости в западных и восточных морях и их линейные тренды можно на рисунке 5.1.13.

Вследствие межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий, под влиянием которых формируется ледяной покров, в арктических морях складываются различные по сложности ледовые условия. Они различаются состоянием основных элементов ледяного покрова и их распределением по акваториям морей в различные климатические периоды.

Как известно (Фролов и др., 2007), согласно колебаниям температуры воздуха в арктической зоне, наиболее "холодный" период в XX веке наблюдался в 1965–1975 гг., а в XXI веке 2001–2012 гг. можно отнести к "теплому" периоду. Промежуточный период 1976-2000 гг. достаточно детально исследовался в отношении показателей ледового режима арктических морей в летнее и осенне-зимнее время.

В таблице 5.1.8 приведены сравнительные оценки ледовитости в арктических морях в различные климатические периоды. Происходившие изменения ледовитости от "холодного" периода к "теплому", представленные в таблице 5.1.8, наиболее существенны в морях Карском и Восточно-Сибирском. Средняя ледовитость в этих морях уменьшилась на 37 % и 31 %, соответственно. В теплый период эти моря чаще других почти полностью или полностью очищались ото льдов. В среднем общая площадь льдов в арктических морях уменьшилась на 20%, что соответствует 786 тыс. км^2, и сравнима с площадью Восточно-Сибирского моря, равной 770 тыс. км^2.

Абсолютный минимум ледовитости Северного Ледовитого океана наблюдался в сентябре 2012 г. Общая площадь льдов в океане составила 3.41 млн км^2, что оказалось на 0.76 млн км^2 меньше предыдущего минимума, который наблюдался в 2007 г. и составлял 4.17 млн км^2.

Изменчивость площади ледяного покрова Белого моря с января 1982 г. по декабрь 2011 г. прослежена с использованием спутниковых данных проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSST по среднемесячным данным (рис. 5.1.14) (Костяной и др., 2014). В указанный период площадь ледяного покрова менялась от нуля (море полностью очищается ото льда) летом до 50–70 тыс. км^2 зимой. Наибольшая площадь льда наблюдалась зимой 1985 и 1987 гг., после чего происходит ее уменьшение до настоящего времени. Амплитуда колебаний ледяного покрова значительно менялась в течение всего периода исследования. Линейный тренд изменения среднемесячной площади ледяного покрова за период 1982–2011 гг. оказался равным –209 км^2/год, т. е. площадь льда в море в целом сократилась примерно на 6.3 тыс. км^2.

Таблица 5.1.8. Сравнение площадей льда в арктических морях в августе в "холодный" 1965–1975 гг. и "теплый" 2001–2012 гг. периоды, тыс. км^2

Периоды	Баренцево море	Карское море	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море	Все моря
1965-1975 гг.	180	521	269	630	127	1727
2001-2012 гг.	46	215	221	389	69	941
Разность	134	306	48	241	58	786
Разность относительно площади моря, %	10	37	9	31	16	20

OD-2-1-3n 12/8/14 6:00 PM Page 608

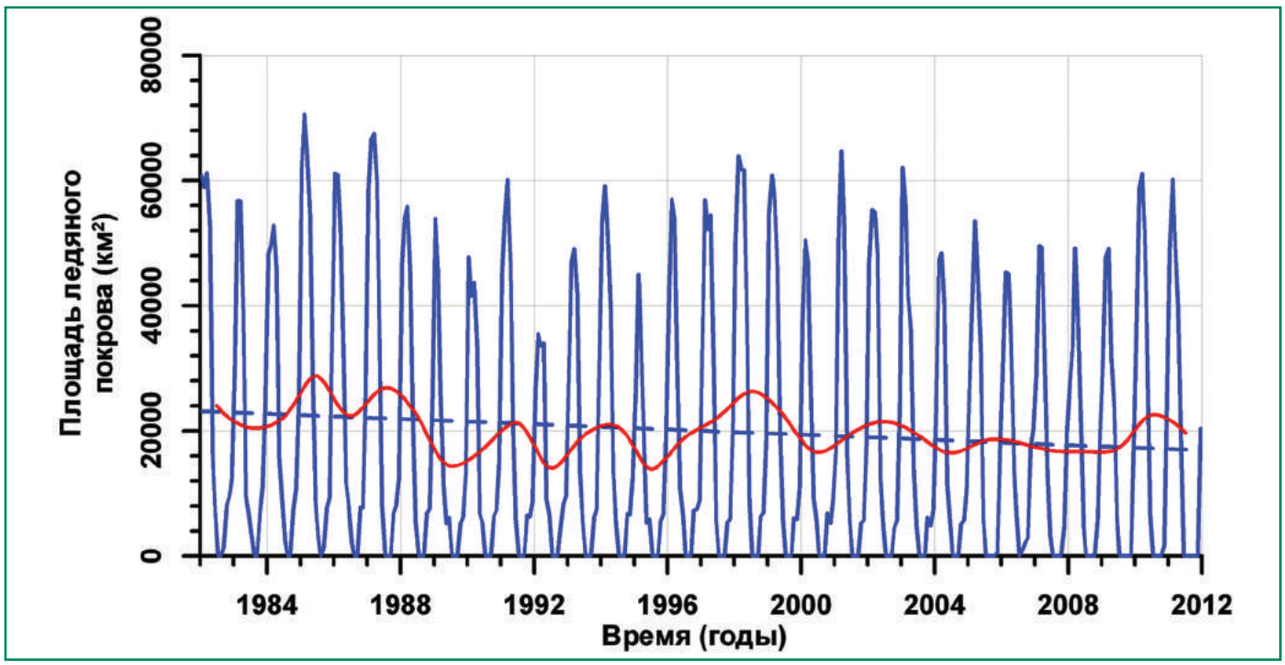


Рис. 5.1.14. Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова (км²) в Белом море в целом в 1982–2011 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSST. Красная линия – изменчивость среднегодовой площади льда.

5.1.4.2. Оценка изменения площадей сплоченных льдов в арктических морях

Наиболее важной характеристикой ледовых условий в летнее время в районах арктических морей являются ледяные массивы – скопления льдов сплоченностью 7–10 баллов. Эти льды обладают повышенной толщиной и торосистостью. В арктических морях сибирского шельфа выделено девять ледяных массивов. Они названы по их географическому положению (рис. 5.1.15).

В табл. 5.1.9 приведены значения разности среднемесячных площадей сплоченных льдов в арктических морях между "холодным" и "теплым" периодами, а также вклад этой переменной в разности ледовитости между теми же климатическими периодами (%). Для каждого моря площади сплоченных льдов получены сложением площадей его ледяных массивов.

Как можно видеть из таблицы 5.1.9, наибольшее сокращение площади сплоченных льдов произошло в Карском море – в среднем на 208 тыс. км². В среднем за теплый сезон площадь сплоченных льдов уменьшилась на 475 тыс. км², с максимумом в августе – 675 тыс. км². В общем уменьшении ледовитости в июне-сентябре на сплоченные льды приходится 75% (табл. 5.1.9).

Таблица 5.1.9. Разности среднемесячных значений площади сплоченных льдов в арктических морях в июне–сентябре в "холодный" 1965–1975 гг. и "теплый" 2001–2012 гг. периоды, тыс. км²

Ледяные массивы	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Средняя
Карское море	77	230	310	214	208
Море Лаптевых	68	73	200	113	113
Восточно-Сибирское море	8	28	106	212	88
Чукотское море	74	71	60	60	66
Общая площадь	227	402	676	599	475
Доля сплоченных льдов в суммарном изменении ледовитости, %	89	86	66	58	75

OD-2-1-3n 12/8/14 6:01 PM Page 609

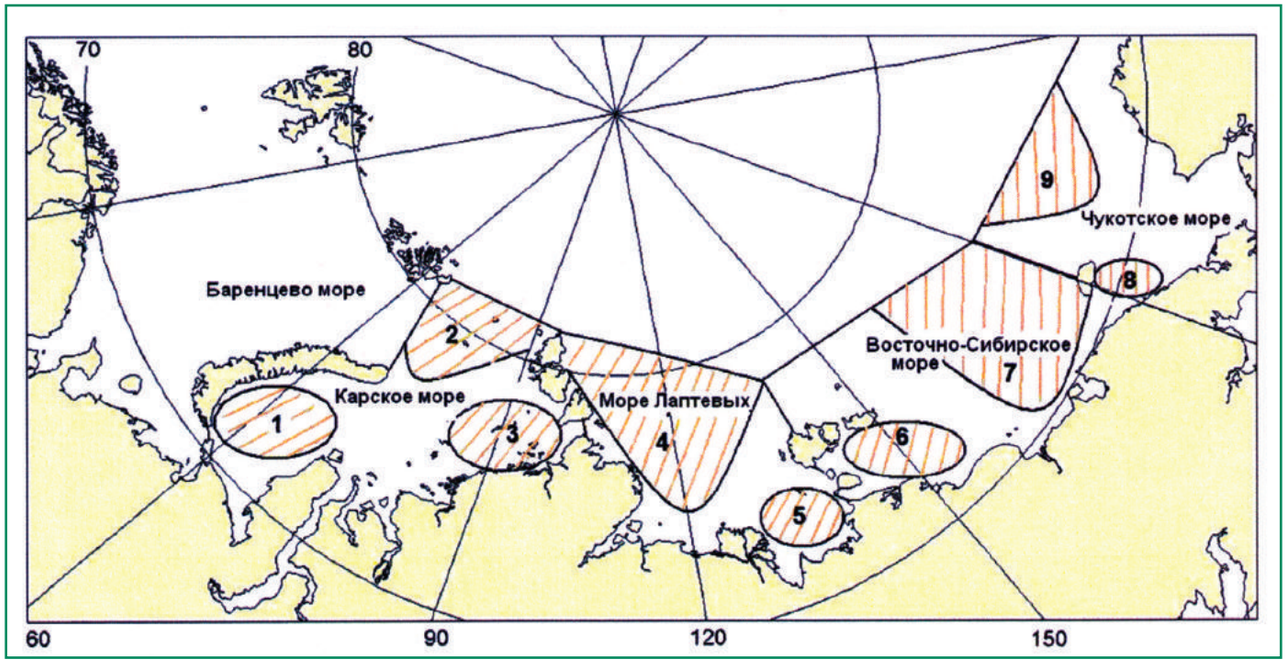


Рис. 5.1.15. Схема расположения ледяных массивов арктических морей. 1-Новоземельский, 2 – Карский Северный, 3 – Североземельский, 4 – Таймырский, 5 –Янский, 6 – Новосибирский, 7 – Айонский, 8 – Врангелевский, 9 – Чукотский Северный.

5.1.4.3. Оценка изменения сроков устойчивого ледообразования в арктических морях

Для оценки изменения сроков устойчивого ледообразования использованы данные наблюдений на полярных станциях в районах арктических морей (по 2 станции в каждом море). Как можно оценить по данным, приведенным в таблице 5.1.10, во всех морях в 2001–2011 гг. замерзание происходило позже, чем в 1965–1975 гг. в среднем на 12 суток. Позже других районов арктических морей в среднем на 22 и 21 сут ледообразование наступало в юго-западных частях Карского (п/с Амдерма) и Чукотского (п/с Врангель) морей соответственно В закрытых бухтах (Диксон, Тикси) ледообразование наблюдалось в среднем на 3–7 сут позже, в открытых районах морей – в среднем на 9–13 сут позже.

5.1.4.4. Оценка изменения площади припая

Припайные (неподвижные) льды – характерный элемент ледового режима арктических морей в период нарастания ледяного покрова. Развитие и динамика припая, его внутригодовые, межгодовые и многолетние изменения являются хорошим показателем климатических изменений в арктических морях. Являясь препятствием для судоходства, припай в то же вре-

Таблица 5.1.10. Сравнение сроков устойчивого ледообразования на полярных станциях в "холодный" 1965–1975 гг. и "теплый" 2001–2012 гг. периоды

Периоды	Карское море		Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море	
	Амдерма	Диксон	Тикси	Кигилях	Айон	Валькаркай	Врангель	Ванкарем
1965–1975 гг.	27.X	6.X	4.X	2.X	3.X	8.X	3.X	11.X
2001–2011 гг.	18.XI	13.X	7.X	11.X	12.X	20.X	23.X	24.X
Разность, сут	22	7	3	9	9	12	20	13

OD-2-1-3n 12/8/14 6:01 PM Page 610

Таблица 5.1.11. Сравнение площадей припая в арктических морях в "холодный" 1965–1975 гг. и "теплый" 2001–2012 гг. периоды, тыс. км²

Периоды	Карское море	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море	Суммарная площадь
1965–1975 гг.	158	215	271	10	653
2001–2012 гг.	137	214	263	10	624
Разность	21	1	8	0	29
Отношение к средней площади, %	13	0.5	3	0	4

мя позволяет производить в зимний период грузовые и иные операции при осуществлении хозяйственной деятельности на шельфе арктических морей.

В районах арктических морей припай занимает от 7% до 53 % их площадей. Суммарная площадь припая в период максимального развития (в апреле–мае) составляет около 30% суммарной площади арктических морей. Менее всего припай развивается в юго-западной части Чукотского моря, наиболее значительны площади припая в восточной части моря Лаптевых, в западной части Восточно-Сибирского и в северо-восточной части Карского морей.

В таблице 5.1.11 приведены результаты сравнения площадей припая в "холодный" и "теплый" климатические периоды. В среднем за период 2001–2012 гг. общая площадь припая по сравнению с периодом 1965–1975 гг. уменьшилась на 29 тыс. км² , что составляет около 4% от средней площади припая. Наибольшие изменения произошли в Карском море (в одном из западных морей), в большей степени подверженному влиянию теплых атлантических циклонов. В восточных морях (Лаптевых, Чукотском) изменения от холодного периода к теплому не наблюдались или они незначительны.

5.1.4.5. Оценка изменения толщины льда в арктических морях

В среднем толщина припайного льда несколько больше среднемноголетней величины в холодные климатические периоды. Из таблицы 5.1.12 видно, что наиболее заметные изменения происходят в Карском море. В среднем за последний период, толщина припая в районах полярных станций этого моря по сравнению с холодным периодом уменьшилась на 18 см. Максимум наблюдался на полярной станции Диксон (24 см).

В восточных морях (Лаптевых, Чукотском) изменения средней толщины припайного льда незначительны и не превышают в среднем 2% от средней многолетней величины. В Карском море эти изменения происходят в пределах 10% от средней величины.

5.1.4.6. Оценка изменения продолжительности ледового периода в арктических морях

Для оценки изменения продолжительности периода со льдом использованы данные наблюдений на полярных станциях в районах арктических морей (по 2 станции в каждом море). Как можно ви-

Таблица 5.1.12. Толщина припайных льдов в арктических морях в "холодный" 1965–1975 гг. и "теплый" 2001–2012 гг. периоды, см

Периоды	Карское море		Море Лаптевых		Восточно-Сибирское море		Чукотское море	
	Амдерма	Диксон	Тикси	Кигилях	Айон	Валькаркай	Врангель	Ванкарем
1965–1975 гг.	129	176	228	215	191	191	180	181
2001–2011 гг.	116	152	224	214	178	190	172	185
Разность	13	24	4	1	13	1	8	–4

OD-2-1-3n 12/8/14 6:01 PM Page 611

Таблица 5.1.13. Продолжительность периода со льдом в арктических морях в "холодный" 1965–1975 гг и "теплый" 2001–2012 гг периоды, сут

Периоды	Карское море		Море Лаптевых море		Восточно-Сибирское		Чукотское море		Средняя
	Амдерма	Диксон	Тикси	Кигилях	Айон	Валькаркай	Врангель	Ванкарем	
1965–1975 гг.	287	316	298	330	341	338	345	335	324
2001–2011 гг.	247	280	291	294	294	300	276	286	284
Разность	40	36	7	36	47	38	69	49	40

деть из таблицы 5.1.13, во всех морях в 2001–2011 гг. продолжительность ледового периода уменьшилась по сравнению с периодом 1965–1975 гг., и в среднем составила 284 суток, что на 40 суток меньше, чем в холодный период. В среднем уменьшение наиболее значительно в юго-западной части Чукотского моря, где оно составило 59 суток.

Изменчивость продолжительности ледового периода для Белого моря с января 1982 г. по декабрь 2011 г. прослежена с использованием спутниковых данных проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSST по среднемесячным данным о ледяном покрове (рис. 5.1.16) (Костяной и др., 2014). Продолжительность ледового периода с 1983 по 1988 гг. сократилась с 305 до 275 дней, затем она стабилизировалась на этом уровне до 2005 г., после чего произошли резкие изменения в сторону уменьшения (в 2006 г.) и увеличения (в 2007 г.) продолжительности ледового периода, и вновь ее резкое уменьшение до 190–230 дней в последующие годы. Линейный тренд изменения продолжительности ледяного покрова за период 1982–2011 гг. оказался равным 2.2 дня/год, т. е. за 30 лет она сократилась на 66 дней.

Таким образом, по результатам оценки изменений основных характеристик ледового режима

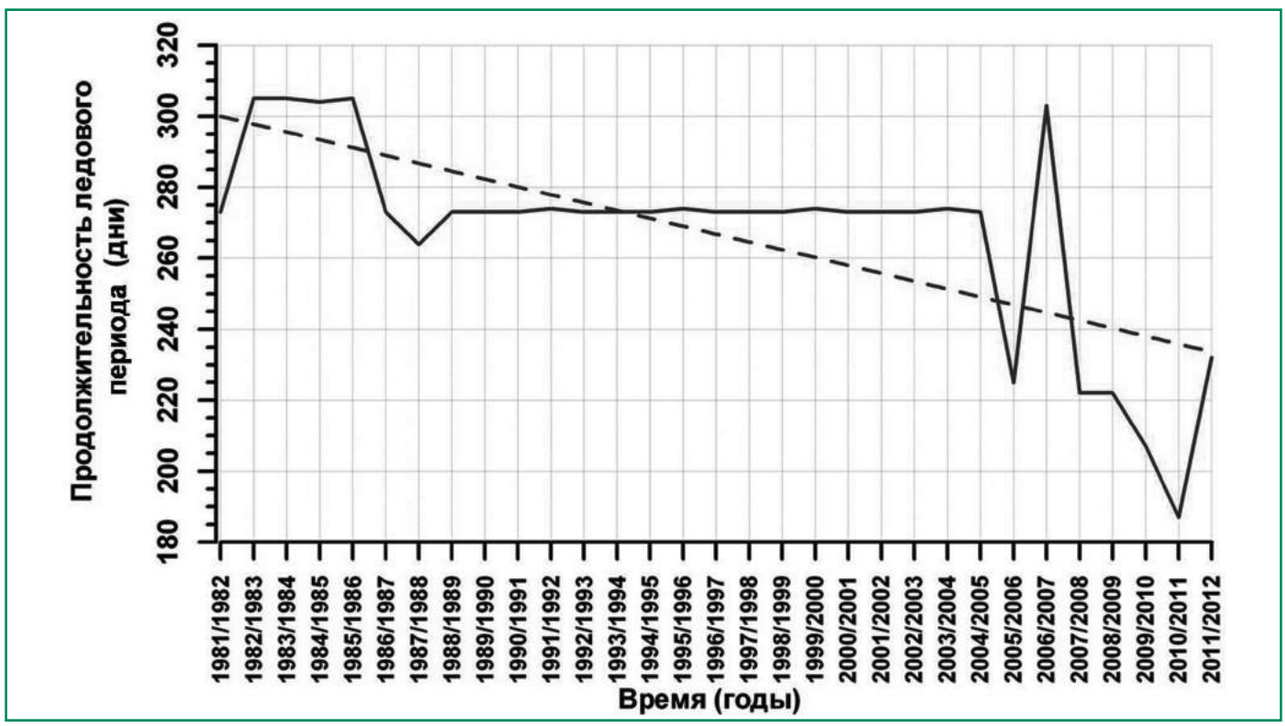


Рис. 5.1.16. Межгодовая изменчивость продолжительности ледового периода (дни) в Белом море в 1982–2011 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC GHRSST. Пунктирная линия – линейный тренд.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:01 PM Page 612

очевидны существенные улучшения ледовых условий в арктических морях во все сезоны года.

5.1.6. Заключение

В целом в северных морях на протяжении последних лет отмечались существенные изменения климатических условий, проявившиеся и в атмосфере и в гидросфере и криосфере. В то же время эти изменения по-разному проявлялись для различных регионов и сезонов года. Так, в зимний сезон повышение температуры в северной части Баренцева моря составило чуть более 4°С за 30 лет, а в районах морей азиатского сектора – Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского – повышение температуры было в диапазоне от 0.4 до 1.1 °С за этот же период. В осенний сезон основное повышение температуры наблюдалось в районе Чукотского моря, где оно составило около 4.5°С за 30 лет. Вместе с тем статистически значимое увеличение суммы твердых осадков отмечалось только в районе Карского моря. Для всех районов арктических морей характерен тренд к более позднему образованию снежного покрова. В изменениях сроков разрушения снежного покрова почти на всей территории севернее 70° с.ш. прослеживаются тенденции к более раннему разрушению, особенно в районах морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. В результате за последние 30 лет наблюдалась устойчивая тенденция к уменьшению продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на всей территории севернее 70° с.ш.

Результаты наблюдений за температурой и соленостью в морях сибирского шельфа свидетельствуют о наличии значимых трендов как летней, так и зимней солености, а также летней температуры. В абсолютных терминах увеличение температуры с конца 1970-х годов в морях восточного сектора российской Арктики выражено в меньшей степени, чем в Баренцевом и Карском. Так, в море Лаптевых средняя температура верхнего 50-метрового слоя моря к концу 2000-х годов увеличилась примерно на +0.4°С и на +0.3..0.4°С – в Чукотском. Оценить трендовую составляющую изменения температуры в Восточно-Сибирском море не представляется возможным из-за относительно малого количества данных наблюдений, хотя также можно отметить тенденцию к появлению повышенных температур воды в 2000-х годах.

Характерной чертой уровенного режима для большинства районов арктических морей является наличие положительного тренда, с одной стороны, и различие в характере колебаний уровня в периоды до 1985 года и после, с другой стороны. Практически во всех районах арктических морей колебания уровня моря до 1985 года носили стационарный характер, линейный тренд уровня в этот период был близок к нулю. После 1985 года характер колебаний уровня на станциях арктических морей существенным образом изменился: в 1985 году начался резкий подъем уровня и в конце 1980-х–начале 1990-х его колебания происходили на повышенном фоне. Затем наблюдалось понижение уровня, во многих районах арктических морей он даже вернулся к средним значениям, но затем в конце 1990-х–начале 2000-х годов уровень вновь стал расти и в 2005–2007 гг. достиг наблюдавшихся ранее максимумов или превысил их.

Существенные изменения наблюдались и в ледовых условиях Северного Ледовитого океана и арктических морей. Абсолютный минимум ледовитости СЛО за весь период наблюдений был отмечен в сентябре 2012 г. Общая площадь льдов в океане составила 3.41 млн км^2, что оказалось на 0.76 млн км^2 меньше предыдущего минимума, который был зарегистрирован в 2007 г. и составлял 4.17 млн км^2. Замерзание в арктических морях происходило позже, чем в 1965–1975 гг. в среднем на 12 суток. В среднем за период 2001–2012 гг. общая площадь припая по сравнению с периодом 1965–1975 гг. уменьшилась на 29 тыс. км^2, что составляет около 4% от средней площади припая. Наибольшие изменения площади припая произошли в Карском море (в одном из западных морей), которое в большей степени подвержено влиянию теплых атлантических циклонов. В восточных морях (Лаптевых, Чукотском) изменения от холодного периода к теплому не произошли или они незначительны. Во всех морях в 2001–2011 гг. продолжительность ледового периода уменьшилась по сравнению с периодом 1965–1975 гг. и в среднем составила 284 суток, что на 40 суток меньше, чем в холодный период. В среднем уменьшение периода со льдом наиболее значи-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:01 PM Page 613

тельно в юго-западной части Чукотского моря, где оно в среднем составило 59 суток.

5.1.7. Литература

Алексеев Г. В., Захаров В. Ф., Иванов Н. Е., 2007. Изменение современного климата Арктики, Труды ААНИИ, т. 447, с. 7–17.

Гудкович З. М., 1961. Связь дрейфа льдов в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в советских арктических морях, Труды Океанографической комиссии АН СССР, т. XI, с. 13–20.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2011 год, 2012. М., Росгидромет, 83 с. (http://www.meteorf.ru).

Захаров В. Ф., 1996. Морские льды в климатической системе, СПб, Гидрометеоиздат, 213 с.

Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А., 2014. Климатическая изменчивость ряда гидрометеорологических параметров морей России с 1979 по 2011 год. В кн.: Труды ГГО, 2014 (в печати).

Кириллов С. А., Махотин М. С., Дмитренко И. А., 2009. Климатическая изменчивость термохалинной структуры вод морей сибирского шельфа и ее причины, в сборнике "Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития" Кассенс Х., Лисицин А.П., Тиде Й., Полякова Е. И., Тимохов Л. А., Фролов И. Е. (ред.), Изд–во МГУ, с. 173–186.

Лугина К. М., Сперанская Н. А., 1984. Изменчивость средней годовой приземной температуры воздуха в высоких широтах северного полушария, Тр. ГГИ, № 295, с. 87–97.

Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О., 1980. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана, Л., Гидрометеоиздат, 270 с.

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2010, 2011. И. Е. Фролов (ред.), СПб, ААНИИ, 96 с. (http://www.aari.ru/main.php).

Обзор гидрометеорологических процессов в Северном Ледовитом океане. 2011, 2012. И. Е. Фролов (ред.), СПб, ГНЦ РФ ААНИИ.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. М., Росгидромет.

Радионов В. Ф., Брязгин Н. Н., Александров Е. И., 1996. Снежный покров в Арктическом бассейне, СПб, Гидрометеоиздат, 124 с.

Радионов В. Ф., Александров Е. И., Брязгин Н. Н., Дементьев А. А., 2012. Изменения температуры, осадков и снежного покрова в районах арктических морей за период 1981–2010 гг., Лед и Снег, вып. 4 (120) (в печати).

Радионов В. Ф., Александров Е. И., Байбородова В. Р., Брязгин Н. Н., Дементьев А. А., 2004. Многолетние изменения продолжительности залегания снега в Арктике, МГИ, вып. 97, с. 136–142.

Тимохов Л. А., Чернявская Е. А., Никифоров Е. Г., Поляков И. В., Карпий В. Ю., 2011. Пространственно-временная изменчивость солености воды в зимний период в слое 5-50 м Арктического Бассейна, ПАА, № 3(89), с. 5–19.

Тимохов Л. А., Чернявская Е. А., Никифоров Е. Г., Поляков И. В., Карпий В. Ю., 2012. Статистическая модель межгодовой изменчивости полей зимней солености поверхностного слоя в Арктическом бассейне, ПАА, № 1(90), с. 89–102.

Филиппов В. В., Жуков М. А., 2004. Проблемы устойчивого развития арктической зоны Российской Федерации, Аналитический доклад, http://www.arctictoday.ru.

Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа, СПб, "Наука", 136 с.

Фролов И. Е., Ашик И. М., Кассенс Х., Поляков И. В., Прошутинский А. Ю., Соколов В. Т., Тимохов Л. А., 2009. Аномальные изменения термохалинной структуры Северного Ледовитого океана, ДАН, т. 429, № 5, с. 688–690.

Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М., 2010. Изменения климата Арктики и Антарктики – результат действия естественных причин, ПАА, № 2 (85), с. 52–60.

Шерстюков Б. Г., Салугашвили Р. С., 2010. Новые тенденции в изменениях климата Север-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:01 PM Page 614

ного полушария Земли в последнее десятилетие, Труды ВНИИГМИ–МЦД, вып. 175, Обнинск, с. 43–51.

Alekseev G. V., Kuzmina S. I., Nagurhy A. P., Ivanov N. E., 2007. Arctic sea ice data sets in the context of climate change during the 20th century, in: Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years, Series: Brunnimann S. et al. (eds.), Advances in Global Change Research, vol. 33, 350 p.

Alexander M., Matrosova L., Penland C., Scott J. D., 2008. Forecasting Pacific SSTs: Linear Inverse Model Predictions of the PDO, Journal of Climate, 15 January, Volume 21, 676–691. DOI: 10.1175/2007JCLI1849.1.

Barnston A., Ropelewski C., 1992. Prediction of ENSO Episodes using canonical correlation analysis, J. Clim., pp. 1316–1345.

Bekryaev R. V., Polyakov I. V., Alexeev V. A., 2010. Role of polar amplification in longterm surface air temperature variations and modern Arctic warming, J. Climate, 23, pp. 3888–3906.

Berger V. J., Naumov A. D., Usov N., Zubaha M., Smolyar I., Tatusko R., Levitus S., 2003. 36–year time series (1963–1998) of zooplankton, temperature, and salinity in the White Sea [CD–ROM], International Ocean Atlas and Information Series, 7[s.n.][s.l.], IV, 362 p.

Chylek P., Folland C.K., Lesins G., Dubey M.K., Wang M.-Y., 2009. Arctic air temperature change amplification and the Atlantic multidecadal oscillation, Geophys. Res. Lett., 36, L14801, doi: 10.1029/2009GL038777.

Comiso J. C., 2006. Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover, Geophysical Research Letters, vol. 33, L18504, doi: 10.1029/2006GL027341.

D'Aleo J., Easterbrook D., 2010. Multidecadal tendencies in ENSO and global temperatures related to multidecadal oscillations, Energy& Enviroment, vol. 27, no 5, pp. 437–460.

Dmitrenko I. A., Kirillov S. A., Tremblay L. B., 2007. The long–term and interannual variability of summer fresh water storage over the eastern Siberian Shelf. Implication for climatic chang,. Journal of Geophysical Research, doi:10.1029/2007JC004304.

Eden C., Jung T., 2001. North Atlantic Interdecadal Variability: Oceanic Response to the North Atlantic Oscillation (1865–1997), Journal of Climate, vol. 14, pp. 676–691.

Frolov I. E., Gudkovich Z. M., Karklin V. P., Kovalev E. G., Smolyanitsky V. M., 2009. Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial Ice Cover Observations. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 164 p.

Gray S. T. Graumlich L. J., Betancourt J. L., Pederson G. T., 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D., Geophys. Res. Lett., 31: L12205, Bibcode 2004GeoRL..3112205G, doi:10.1029/2004GL019932.

Guan Bin, Sumant Nigam, 2009. Analysis of Atlantic SST Variability Factoring Interbasin Links and the Secular Trend: Clarified Structure of the Atlantic Multidecadal Oscillation, J. Climate, 22 (15), pp. 4228–4240, Bibcode 2009JCli...22.4228G, doi:10.1175/2009JCLI2921.1

Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010. Global surface temperature change, Rev. Geophys., 48. RG 4004, doi: 1029/2010 RG 000345.

Kaplan A., Cane M. A., Kushnir Y., Clement A. C., 1998. Analysis of global sea surface temperatures 1856–1991, J. Geophys. Res., 103.

Keenlyside N. S., Latif M., Jungclaus J., Kornblueh L., Roeckner E., 2008. Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector, NATURE, vol. 453, www.nature.com/doifinder/10.1038/nature06921.

Knight J. R., Folland C. K., Scaife A. A., 2006. Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation, Geophys. Res. Lett., 33: L17706, Bibcode 2006GeoRL..3317706K, doi: 10.1029/2006GL026242.

Lafit M., Barnett T. P., 1992. Decadal climate variability over the North Pacific and North America: Dynamics and Predictability, J. Clim., vol. 5, pp. 1316–1345.

Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I., 2009. Barents Sea multidecadal variability, Geophys. Res. Lett., 36, L19604, doi: 10.1029/2009GL039847.

Mochizuki T., Ishii M., Kimoto M., Chikamoto Y., Watanabe M., Nozawa T., Sakamoto T., Shiogama H., Awaji T., Sugiura N., Toyoda T.,

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 615

Yasunaka S., Tatebe H., Mori M., 2010. Pacific decadal oscillation hindcasts relevant to near-term climate prediction, PNAS, vol. 107, no. 5, pp.1833–1837, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0906531107.

Overland J. E., Wang M., 2010. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice, Tellus, 62A, pp. 1–9.

Polyakov I. V., Alekseev G. V., Bekryaev R. V., Bhatt U., Colony R., Johnson M. A., Karklin V. P., Makshtas A. P., Walsh J., Yulin A.V., 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming, Geophys. Res. Lett. 29, 1878, doi:10.1029/2001GL011111.

Polyakov I. V., Alekseev G., Bekryaev R., Bhatt U. S., Colony R. L., Johnson M., Karklin V., Walsh D., Yulin A., 2003. Long-term variability of ice in the Arctic marginal seas, Journal of Climate, 16, pp. 2078–2085.

Polyakov I. V., Alekseev G. V., Timokhov L. A., Bhatt U. S., Colony R. L., Simmons H. L., Walsh D., Walsh J. E., Zakharov V. F., 2004. Variability of the intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the last 100 years, Journal of Climate, 17, pp. 4485–4497.

Polyakov I. V., Bhatt U. S., Simmons H. L., Walsh D., Walsh J. E., Zhang X., 2005. Multidecadal variability of North Atlantic temperature and salinity during the Twentieth Century, Journal of Climate, 18, pp. 4562–4581.

Polyakov I. V., Alexeev V. A., Belchansky G. I., Dmitrenko I., Ivanov V. V., Kirillov S., Korablev A., Steele M., Timokhov L., Yashayev I., 2008. Arctic Ocean freshwater changes over the past 100 years and their causes, Journal of Climate, 21, pp. 364–384.

Polyakov I., Alexeev V., Bhatt U., Polyakova E., Zhang X., 2010. North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability, Clim. Dyn., 34, pp. 439–457, DOI 10.1007/s00382-008-0522-3.

Rigor I. G., Wallace J. M., Colony R. L., 2002. Response of sea ice to Arctic Oscillation, J. Climate, 15, pp. 2648–2663.

Rothrock D. A., Zhang J., 2005. Arctic Ocean sea ice volume: What explains its recent depletion? Journal of Geophysical Research, 110, C01002, doi: 10.1029/2004JC002282.

Shiklomanov I. A., Shiklomanov A. I., Lammers R. B., Peterson B. J., Vorosmarty C. J., 2000. The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. The Freshwater Budget of the Arctic Ocean, E. L. Lewis et al. (eds.), Kluwer Academic, pp. 281–296.

Soon W. W.-H., 2005. Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years, Geophys, Res. Lett., 32, L16712, doi: 10.1029/2005GL023429, 2005.

Steele M., Ermold W., 2004. Salinity trends on the Siberian shelves, Geophysical Research Letters, 31, L24308, doi: 10.1029/2004GL021302.

Глава 5.2. БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ

Т. Р. Еремина

Л. Ю. Бугров, А. А. Максимов, В. А. Рябченко, М. Б. Шилин

5.2.1. Введение

Балтийское море является внутриконтинентальным мелководным, замерзающим морем бассейна Атлантического океана. Оно омывает берега девяти стран: Дании, Германии, Польши, России, Финляндии, Швеции, Латвии, Литвы и Эстонии. Несмотря на то, что в Балтике России принадлежит лишь небольшая часть прибрежных акваторий в Финском заливе и в юго-восточной части моря (Калининградский шельф), региональные изменения климата и последствия этих изменений имеют большое значение для социально-экономического развития этих регионов. Это связано с тем, что российским прибрежным зонам Балтийского моря придается функция *основного звена* в стыковке экономических пространств России и Европейского Сообщества (ЕС). Вместе с тем, на водосборном бассейне моря, являющимся одним из крупнейших среди внутриконтинентальных морей, проживает более 85 миллионов человек. На приморских территориях РФ Финского залива проживает около 9 миллионов жителей,

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 616

включая пятимиллионный Санкт-Петербург, являющийся самым крупным городом Балтийского моря. Густонаселенность российских приморских территорий на Балтике, интенсификация хозяйственной деятельности: развитие судоходства, строительство портов и нефтяных терминалов, гидротехническое строительство, рыболовство, туризм – все это делает весьма актуальным получение оценок изменения климата и его последствий для обеспечения благополучия проживающего здесь населения.

Согласно существующим оценкам (BACC Author Group, 2008) потеплением климата в Балтийском регионе обусловлено увеличение повторяемости стихийных бедствий, в том числе, штормовых нагонов и катастрофических наводнений, с которыми все чаще сталкиваются жители прибрежных районов Балтийского моря. Для минимизации ущерба и возможных негативных последствий изменения климата для населения и ведения хозяйственной деятельности, многими странами Балтийского моря на основе реализации того или иного сценария климатических изменений разрабатываются стратегии и планы адаптации морской деятельности, рекомендации по оптимизации деятельности и охране окружающей среды Балтийского моря.

В проведенных ранее оценках изменения климата в Балтийском регионе были показаны основные тенденции в отношении наблюдаемых в XX и в начале XXI века изменений ряда гидрометеорологических характеристик, таких как температура воздуха, количество осадков, температура поверхности моря, соленость, продолжительность и площадь ледового покрытия в Балтийском море (Оценочный доклад…, 2008). На основе этих тенденций и наблюдаемых изменений в биологических сообществах, было дано достаточно подробное описание возможной дальнейшей эволюции морских организмов в условиях изменения климата – от микроорганизмов до морских млекопитающих и птиц. Основными факторами, на основе которых строились прогностические предположения, являлись повышение температуры поверхностного слоя моря, изменение стока рек, возможное распреснение, сокращение длительности ледового периода и площади покрытия льдом (Оценочный доклад…, 2008).

Однако, целый ряд аспектов, связанных с проявлениями изменения климата в Балтийском море, и в особенности, в его прибрежных зонах, остались без рассмотрения. Для восполнения данного пробела, был выполнен анализ данных наблюдений по ряду гидрометеорологических характеристик для российской прибрежной части Финского залива и проведено сравнение с прибрежными районами юго-восточной Балтики (Dailidiene et al., 2011; 2012; Навроцкая, Чубаренко, 2011; Еремина и др., 2013).

5.2.2. Климат: температура воздуха, давление, осадки, скорость ветра в Балтийском море

Анализ длительных рядов наблюдений гидрометеорологических параметров Балтийского моря свидетельствует о заметных изменениях, проявившихся в метеорологических характеристиках. По существующим оценкам рост средней температуры воздуха в регионе, наблюдавшийся в XX веке, уже превысил 0.7°C (BACC Author Group, 2008). Это значение соответствует оценке IPCC, сделанной для глобального линейного тренда температуры за период с 1906 по 2005 год (Climate change 2007, 2007). Анализ исторических рядов наблюдений показывает, что XX век оказался самым теплым за последние 500 лет (Bates et al, 2008).

Значительный сдвиг в климате Балтийского региона произошел в 60-е годы XX века. В связи с интенсификацией западного переноса в регионе повысилась зимняя температура воздуха, увеличилось количество осадков (BACC Author Group, 2008). Адвекция сравнительно теплых и влажных воздушных масс привела к более частому появлению мягких зим, и соответственно, к сокращению ледового сезона (Dailidiene et al., 2011).

Современные исследования атмосферной циркуляции показывают увеличение циклонической активности и частоты появления процессов западного переноса над Балтийским морем, что непосредственно связано с Северо-Атлантическим колебанием (North Atlantic Oscillation, NAO). Установлено, что частота появления глубоких циклонов над Балтикой значительно увеличилась (Sepp, 2009). Среднее приземное давление

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 617

во всех балтийских циклонах составляло 1000.7 гПа и уменьшилось на 2.1 гПа в течение 55 лет. Существует относительно сильная корреляционная связь между индексом NAO и давлением воздуха. Редкие, но глубокие циклоны формируются над балтийским регионом при положительной фазе NAO (Sepp, 2009). Корреляционная связь между частотой Балтийских циклонов и годовым значением индекса NAO отрицательна (–0.27) и статистически значима.

Для анализа изменения температуры воздуха и скорости ветра в Балтийском регионе использовалась глобальная база данных НАСА (NASA Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center) и система ассимиляции ежемесячных глобальных данных (The Global Land Data Assimilation System) с пространственным разрешением 1 градус (продукт – GLDAS_CLM10_M.001) за период с января 1979 по декабрь 2011 года. Для исследования долгопериодной изменчивости аккумулированных осадков использовалась глобальная база данных GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data за период с января 1979 по декабрь 2010 года (ежемесячные данные с пространственным разрешением 1 градус) и система визуализации TRMM Online Visualization and Analysis System (TOVAS). Анализ и визуализация данных, приведенных в этой главе, были выполнены с помощью он-лайн системы Джованни, разработанной и поддерживаемой Годдардовским центром данных НАСА (NASA GES DISC) (Костяной и др., 2014).

Анализ изменений приповерхностной температуры воздуха над Балтийским регионом свидетельствует о быстром и значительном ее росте с конца 1980-х годов прошлого столетия по настоящее время (рис. 5.2.1). Температура воздуха выросла за тридцатилетний период на 2°С и скорость роста составила 0.07°С/год. Одновременно увеличилось количество осадков над регионом Балтийского моря (рис. 5.2.2). Несмотря на хорошо выраженную положительную тенденцию, по абсолютной величине количество осадков возросло незначительно – всего на 3 мм за исследуемый

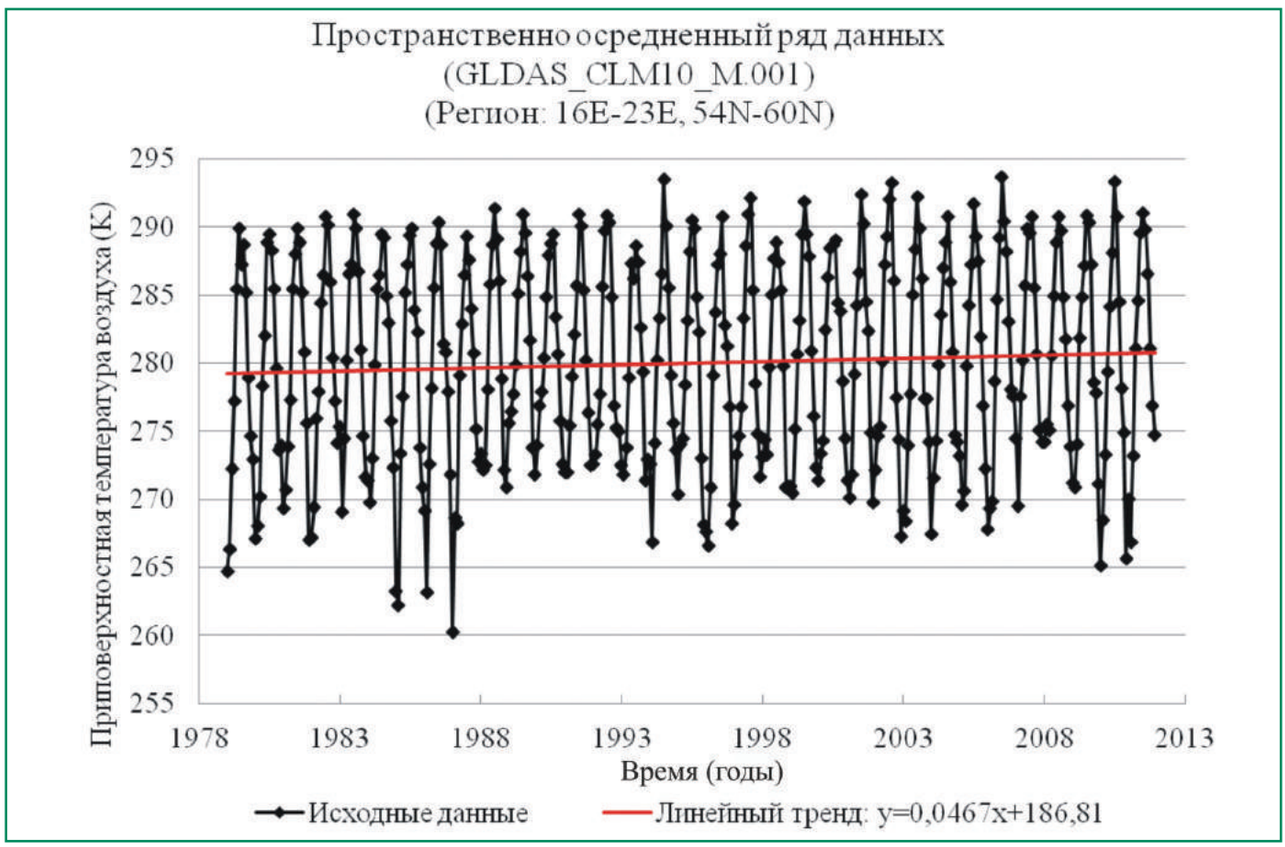


Рис. 5.2.1. Приповерхностная температура воздуха над Балтийским регионом (К).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 618

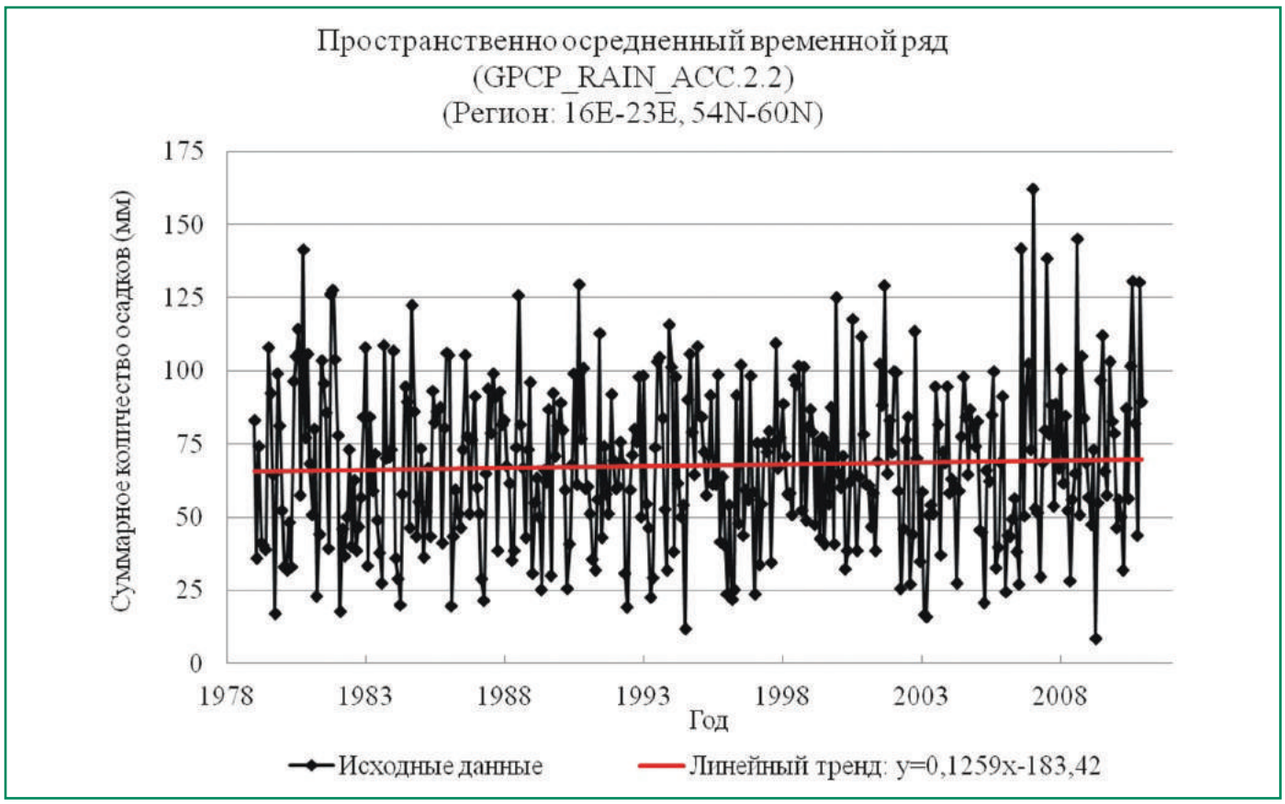


Рис. 5.2.2. Количество осадков над Балтийским регионом (мм).

Рис. 5.2.3. Скорость ветра над Балтийским регионом (м/с).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 619

период. Скорость ветра уменьшилась на 0.4 м/с за 30 лет (рис. 5.2.3), что согласуется с обнаруженными ранее тенденциями в изменении скорости ветра в юго-восточном районе Балтийского моря (Dailidiene et al., 2011). Однако при годовом осреднении не удалось обнаружить отмечаемое другими авторами увеличение частоты появления экстремумов ветрового режима в зимний период времени последних десятилетий (Dailidiene et al., 2011).

5.2.3. Температура воды, уровень моря, ледовые условия, сток рек

Исследования показали, что в настоящее время температура воды на поверхности Балтийского моря на 1°C выше, чем температура, которая наблюдалась 140 лет назад (Dailidiene et al., 2011). При этом рост поверхностной температуры в Балтийском море составил 0.06°C/год за период 1982–2006 гг., что в 5–6 раз быстрее роста средней температуры поверхности Мирового океана (0.01°C/год) (Dailidiene et al., 2011).

Одним из следствий глобального роста температуры является увеличение повторяемости стихийных бедствий, к которым относятся и такие явления как общий подъем уровня моря, штормовые нагоны и катастрофические наводнения.

Известно, что к основным индикаторам изменения климата относится уровень моря (Climate change 2007, 2007). Основными факторами, влияющими на многолетнюю изменчивость среднего уровня Балтийского моря, являются эвстатический рост уровня, обусловленный глобальными изменениями климата, подъем земной поверхности и водный баланс моря (Johansson et al., 2004). Комплексное воздействие этих факторов и определяет степень повышения или понижения уровня моря.

Анализ исторических рядов наблюдений более чем за 100-летний период показал, что средний уровень Балтийского моря по осредненным оценкам вырос на 0.17 метра (0.12–0.22 м). Подъем среднего уровня моря за период с 1961 по 2003 годы составил 1.8 мм/год (1.3–2.3 мм/год) (Climate change 2007, 2007). Важно отметить, что наблюдаемый подъем уровня был обнаружен на многих уровненных измерительных станциях Балтийского моря (Ekman, 2003; Johansson et al., 2004; Dailidiene et al., 2006).

По существующим оценкам (Church et al., 2001; Gornitz, 1995), эвстатический подъем среднего уровня моря в течение 20-го столетия оценивается величиной 1.49 ± 0.53 мм/год, при этом изменчивость уровня Балтийского моря во временном масштабе более месяца, в наибольшей степени может быть объяснена изменчивостью уровня в Каттегате. Однако при этом, долговременные изменения уровня в Каттегате и Северном море могут заметно отличаться от глобального роста среднего уровня моря (Meier et al., 2004).

Подъем земной поверхности в Балтийском регионе происходил в течение всего Голоцена (Lepparanta, Myberg, 2009). В южной части моря величина подъема по разным оценкам (Dailidiene et al., 2006) составляла 0–1 мм/год. По данным многолетних наблюдений максимальный подъем – 9 мм/год относительно среднего уровня моря – был зафиксирован на севере Ботнического залива (Lepparanta, Myberg, 2009).

В южных районах моря водный баланс Балтийского моря имеет тесную связь с атмосферными процессами в Северной Атлантике, основную направленность которых для Северной Европы обычно выражают через зимний индекс NAO. Многими исследователями показано, что изменчивость уровня Балтийского моря с временными масштабами более одного года имеет хорошо выраженную корреляционную связь с индексом NAO (Meier et al., 2004; Dailidiene et al., 2011). Так, например, наиболее значительные изменения гидрометеорологических параметров отмечались в южных прибрежных районах Балтики, когда зимний индекс NAO находился в основном в положительной фазе с 1988 по 1995 гг. (Dailidiene et al., 2011).

В настоящее время, на основе анализа данных многолетних наблюдений, а также с использованием климатических региональных моделей, выполнено значительное количество исследований, посвященных изменению среднего уровня моря в условиях регионального потепления климата в различных частях Балтийского моря. Основные результаты этих исследований обобщены в работе (Soomere et al., 2009). Следует отметить, что анализ данных многолетних наблюде-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 620

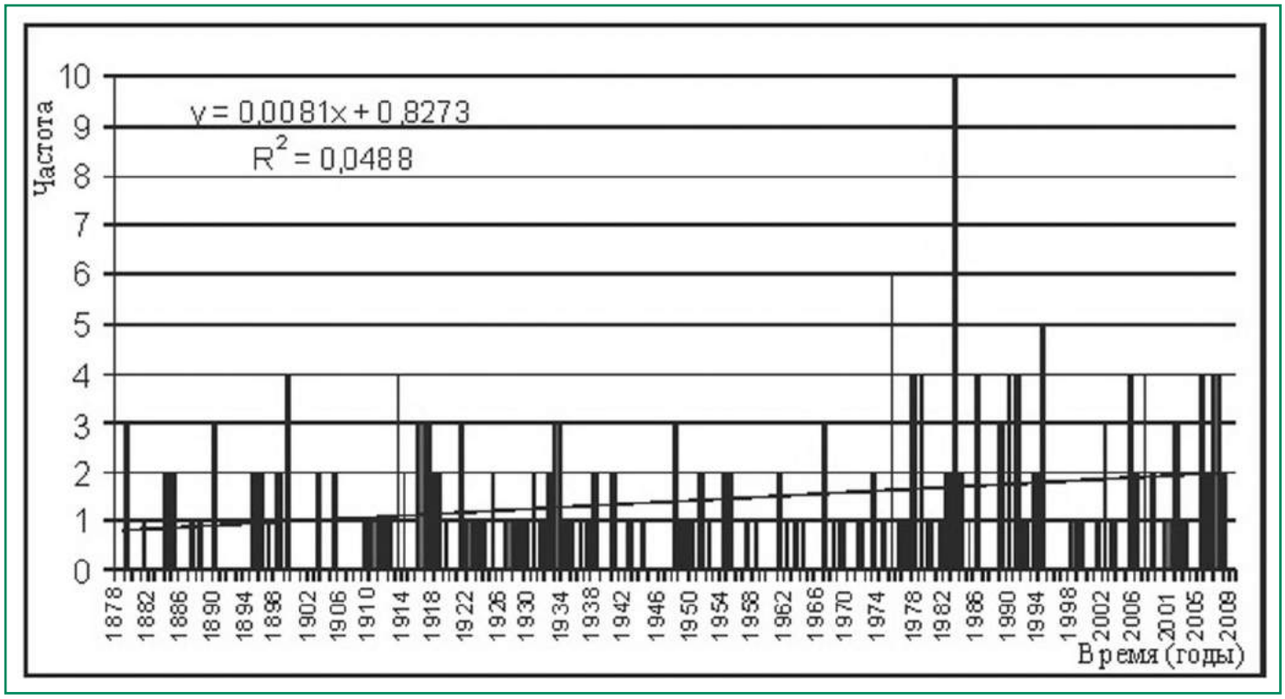


Рис. 5.2.4. Частота наводнений в устье р. Невы по годам и тенденция ее изменения за период 1878–2009 гг., в/п Горный институт (Псаломщикова и др., 2010).

ний показал, что наибольшие изменения среднего уровня в сезонном цикле отмечаются в северной оконечности Ботнического залива и восточной части Финского залива (Meier et al., 2004). На основе сценарных расчетов, выполненных для Балтийского моря с использованием региональной океанской, совмещенной с ледовой, моделью Россби Центра (RCAO) (Meier et al., 2004), авторами сделан вывод о том, что наибольшее увеличение среднего уровня моря в результате эвстатического роста уровня в будущем климате ожидается в городах Гданьск и Санкт-Петербург.

Статистический анализ многолетних рядов наблюдений уровня моря подтверждает, что годовые максимумы значительно увеличились за последние 70 лет. Изменения особенно заметны в центральной части Балтийского моря. Максимумы в этом районе выросли за последние полвека почти на 10 см (Soomere, Healy, 2008). Наиболее опасный рост максимальных уровней произошел в Финском заливе. Разброс экстремумов высоты уровня моря в Финском заливе является максимальным для Балтики и составляет от минус 1 метра до плюс 4.21 метра (Soomere et al., 2009).

Начиная со второй половины 70-х годов двадцатого века, наводнения, вызванные штормовыми нагонами в Невской губе, регистрируются намного чаще, чем в середине прошедшего столетия (рис. 5.2.4).

Современные изменения в интенсивности штормовых нагонов ярко проявились в январском шторме 2005 года, во время которого были установлены новые максимумы уровня моря на большинстве наблюдательных постов восточного побережья Балтики (Рябченко, Либерман и др., 2008). Причиной рекордных уровней являлось сочетание нескольких факторов. Шторму предшествовала сильная циклоническая активность и высокий начальный уровень Балтики (+70 см). Во время шторма на акватории Балтики возникли и сохранялись в течение нескольких часов волны, превышающие 7 метров по высоте. Максимальные скорости ветра достигали 29 м/с. Можно только предполагать, сможет ли в будущем подобный шторм генерировать более высокие волны и рекордные уровни моря. Волны экстремальной высоты могут возникать только при движении очень глубокого циклонического вихря в северо-северо-восточном направлении. Поскольку

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 621

только единичные циклоны перемещаются по такому маршруту, то "идеальный шторм" может никогда и не развиться (Soomere, Healy, 2008).

5.2.3.1. Долгопериодная изменчивость гидрометеорологических характеристик в прибрежных зонах Северной и Южной Балтики

С последствиями проявления эффекта потепления климата чаще всего сталкиваются жители прибрежных районов Балтийского моря. В российской части Финского залива катастрофические наводнения в Санкт-Петербурге и прогноз возможного затопления территорий исследовались рядом авторов (Аверкиев, Клеванный, 2009; Псаломщикова и др., 2010; Гордеева и др., 2011). В работе (Гордеева и др., 2011) выполнен достаточно детальный анализ влияния изменений климата на межгодовую изменчивость уровня в п. Кронштадт: на основе регрессионной модели получены оценки роста уровня при различных климатических сценариях к концу XXI века и дана оценка вклада эвстатических факторов в рост уровня в Кронштадте.

В работе (Еремина и др., 2013) предпринята попытка исследования многолетней изменчивости среднего уровня моря и ряда гидрометеорологических характеристик в восточной части Финского залива и выполнено сравнение с результатами исследований, полученными для южных прибрежных районов Балтийского моря (Dailidiene et al., 2011, Dailidiene et al., 2012, Навроцкая, Чубаренко, 2011).

В качестве исходных данных были использованы временные ряды наблюдений за период с 1958 по 2009 годы на морских и прибрежных гидрометеорологических станциях восточной части Финского залива.

Для анализа временной изменчивости и выявления тенденций были построены графики межгодовых колебаний и тренды рассматриваемых гидрометеорологических характеристик. Как видно из рисунков 5.2.5–5.2.9 на фоне практически неизменной дисперсии колебаний анализируемых параметров, для отдельных характеристик наблюдаются довольно слабо выраженные тенденции. Интенсивный рост индекса NAO до середины 1980-х годов сменился слабой тенденцией к понижению в зимние месяцы (рис. 5.2.5а). Слабо выражены повышающийся тренд для временных рядов приземного давления в зимние и летние месяцы (рис. 5.2.6а, б) и тенденция снижения среднегодовых величин стока р. Невы за пятидесятилетний период (рис. 5.2.9а). Вместе с тем, температура воздуха (рис. 5.2.7а, б) и уровень моря (рис. 5.2.8а, б) в зимние месяцы в восточной части Финского залива имеют хорошо выраженную положительную тенденцию, а продолжительность ледового покрова – отрицательную (рис. 5.2.5б). С середины 80-х годов XX столетия отмечается резкое возрастание температуры поверхности моря (рис. 5.2.8б).

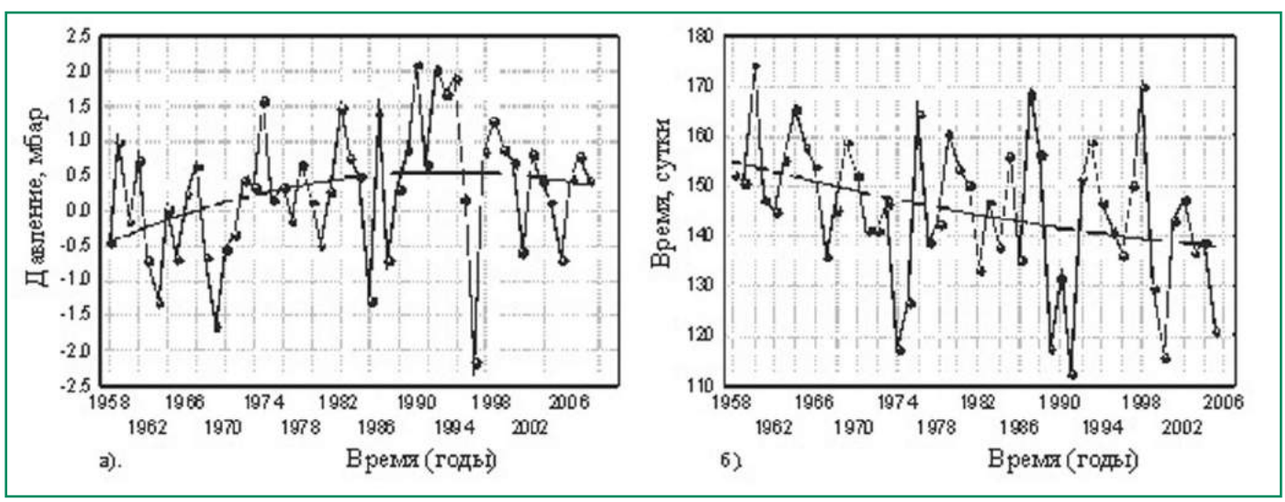


Рис. 5.2.5. Межгодовое изменение зимних значений индекса NAO за 1958–2010 гг. (а) и продолжительность ледового покрытия в Финском заливе за 1958–2006 гг. (б) (Еремина и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 622

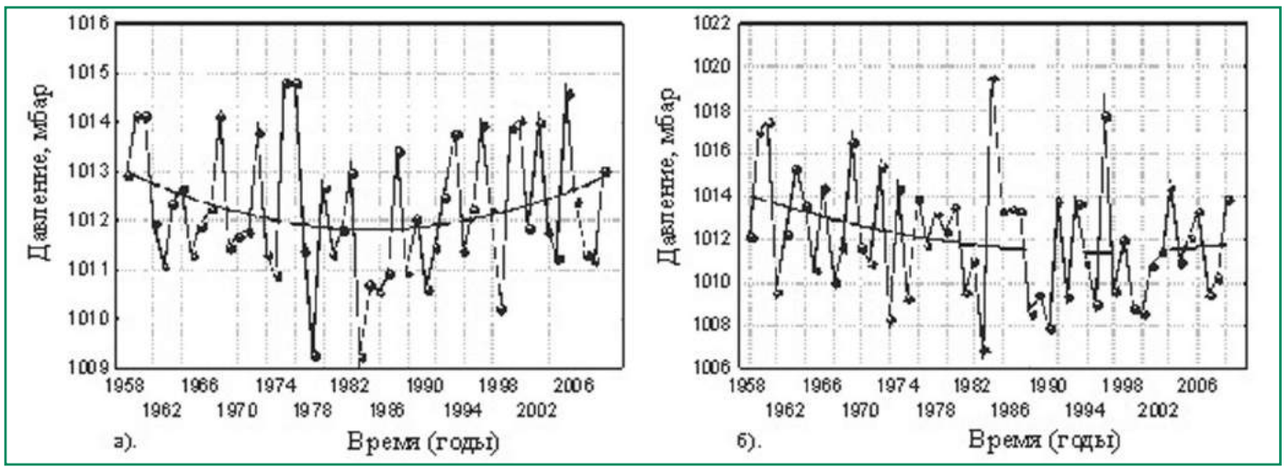


Рис. 5.2.6. Межгодовое изменение атмосферного давления над акваторией Финского залива в зимние (а) и летние (б) месяцы за 1958–2009 гг. (Еремина и др., 2013).

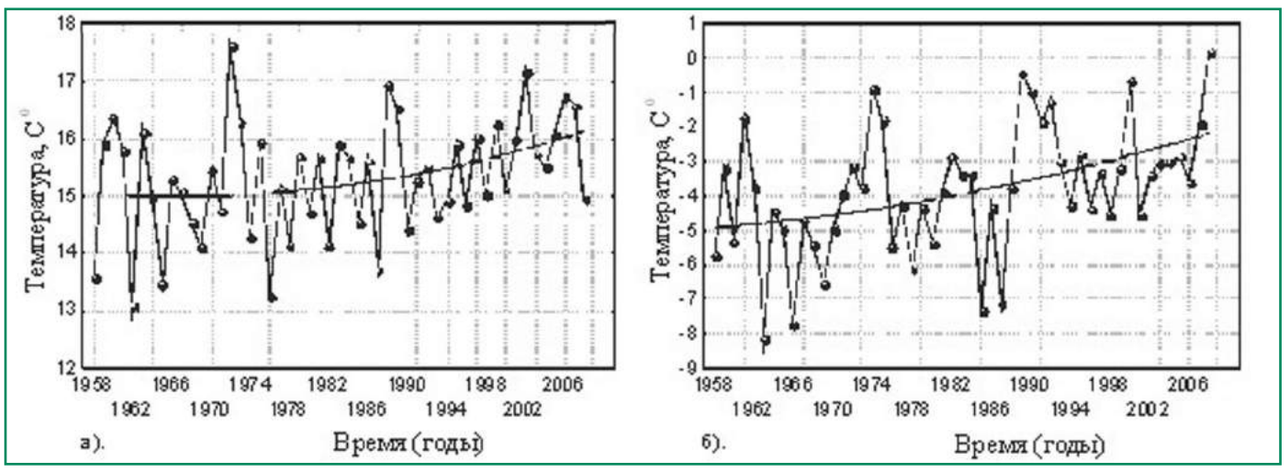


Рис. 5.2.7. Межгодовое изменение летней (а) и зимней (б) температуры воздуха в восточной части Финского залива (Еремина и др., 2013).

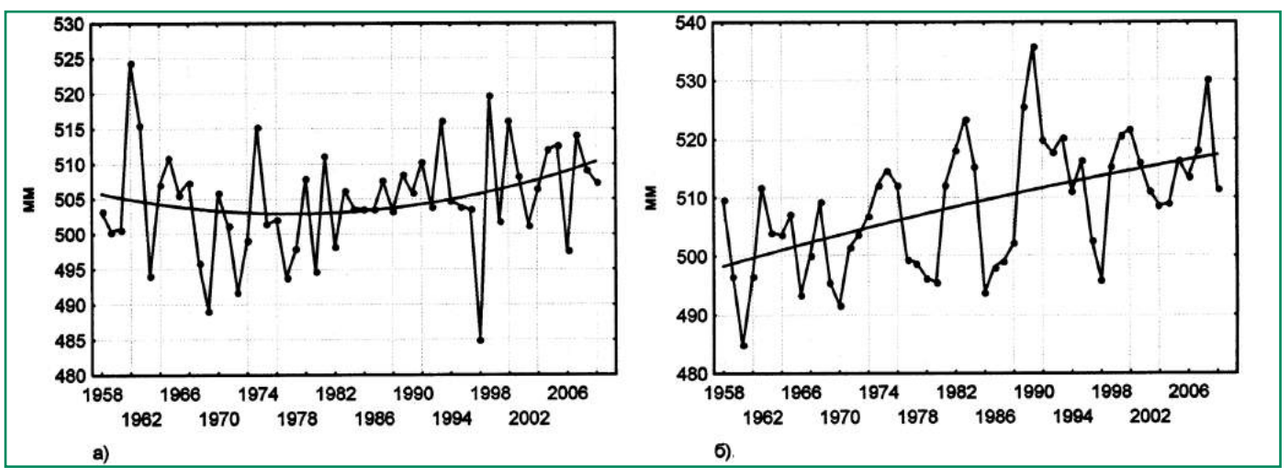


Рис. 5.2.8. Межгодовое изменение уровня моря Финского залива в летние (а) и зимние (б) месяцы за 1958–2009 гг. (Еремина и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 623

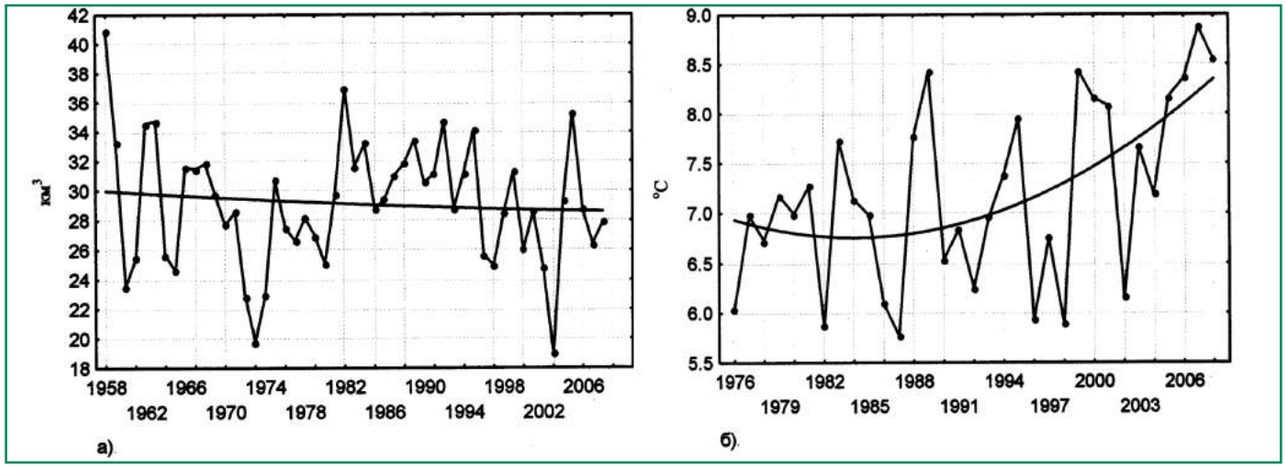


Рис. 5.2.9. Межгодовое изменение стока р. Нева летом за 1958–2009 гг. (а) и температуры поверхности воды по п. Ломоносов за 1976–2008 гг. (б), (Еремина и др., 2013).

Согласно полученным результатам, температура воздуха в зимний период увеличилась на 2.8°С, в то время как летняя температура возросла на 1.2°С. Температура поверхности воды по данным п. Ломоносов, за последние 20 лет повысилась на 1.6°С. Продолжительность покрытия льдом в восточной части Финского залива за этот же период уменьшилась на 15 суток. Несмотря на четко выраженную тенденцию увеличения уровня моря в зимний период, его рост составил незначительную величину – 1.9 см за 50 лет, а в летнее время рост уровня начался с середины 1980-х годов и составил 0.8 см.

Изменения трендов приземного давления в восточной части Финского залива и индекса Северо-Атлантического колебания четко показывают смену циркуляционных особенностей атмосферы Атлантического сектора Северного полушария за пятидесятилетний период. С середины 60-х и до середины 80-х годов XX века (1966–1985 гг.), траектории циклонов проходили в основном через Балтийское море. С середины 80-х годов (1986–2010 гг.) над северо-западной частью Европы преобладал тип циркуляции, характеризующийся смещением траекторий циклонов на север к Баренцеву морю и формированием гребня над Восточной Европой. Индекс Северо-Атлантического колебания, который начал понижаться с середины 1980-х годов, также подчеркивает изменение циркуляционной эпохи с зонального типа циркуляции на меридиональный, особенно в летний сезон. Распределение аномалий приземного давления за эти две циркуляционные эпохи показаны на примере январских карт (рис. 5.2.10). Циклоны, перемещающиеся по северным траекториям, выносят в своих теплых секторах большее количество тепла на северную часть Балтийского моря. Уменьшение количества циклонов, проходящих через акваторию Финского залива, приводит, в свою очередь к уменьшению количества выпадающих здесь осадков. Наметившаяся в последние годы тенденция уменьшения индекса NAO выражена очень слабо, по сравнению с его ростом в предшествующие два десятилетия, и средние значения индекса в настоящее время все еще находятся в положительной фазе, что свидетельствует о сохраняющейся тенденции потепления климата в Балтийском регионе (Еремина и др., 2013).

Сравнение полученных результатов многолетней изменчивости гидрометеорологических характеристик в восточной части Финского залива с юго-восточной прибрежной акваторией (Dailidiene et al., 2012) показывает, что рост среднегодовой температуры воздуха в северном прибрежном районе Балтики составил 1.7°С, в то время как на юге региона он не превышал 1°С. При этом продолжительность ледового покрова в южной части уменьшилась почти на месяц, а на севере – на 15 дней. Столь значительное сокращение продолжительности ледового покрова в южной части моря, при заметно меньшем росте температуры, связано с тем, что средние зимние тем-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 624

пературы в южной Балтике близки к нулевым и/или чуть более высоким значениям. На севере Балтики, где зимние температуры заметно ниже, повышение температуры почти на 2°С не может привести к более быстрому исчезновению льда, поскольку средние зимние значения сохраняются в отрицательном диапазоне температур.

На рис. 5.2.11 представлен график многолетнего изменения максимальной площади ледяного покрова Балтийского моря за весь исторический период наблюдений с 1720 по 2010 гг. по данным Финского метеорологического института. Очевидно, это самый длинный ряд наблюдений ледовитости моря среди всех морей России. Этот график дает представление о периодах времени, когда море замерзало практически полностью, что чередовалось с относительно теплыми периодами различной продолжительности. Красными и зелеными линиями отмечены условные границы площади ледяного покрова Балтийского моря, которые характеризуют очень суровые зимы с максимальным покровом льда, суровые, средние, мягкие и очень мягкие зимы (с минимальным ледяным покровом). Обращает на себя внимание последний, наиболее продолжительный теплый период, который попадает в диапазон средних, мягких и очень мягких зим наблюдаемый с начала 90-х годов прошлого столетия.

Сравнение роста среднего уровня моря в прибрежных районах показало, что уровень моря в Клайпедском проливе повышался в среднем на 2.5 мм/год в течение 1961–2005 гг., а в восточной части Финского залива в зимний период рост уровня составлял всего 0.4 мм/год. Вместе с тем, на севере Балтики, также как и в ее южной части, наибольшая изменчивость гидрометеорологических характеристик отмечалась в зимний период.

Можно заключить, что в восточной части Финского залива температура воздуха росла быстрее, чем на юге Балтики, но в изменчивости уровня отмечалось обратное соотношение. Как упоминалось ранее, на изменение среднего уровня в северной Балтике значительное влияние оказывает поднятие земной поверхности. Нетрудно рассчитать, что при средней скорости поднятия, которая оценивается в 2 мм/год (Lepparanta, Myrberg, 2009), для восточной части Финского залива возможный рост уровня за 50 лет мог бы составлять 11.9 см. Эта величина сопоставима с ростом уровня, наблюдаемым в различных районах южной Балтики (6–20 см) (Dailidiene et al., 2012; Навроцкая, Чубаренко, 2011).

Таким образом, проведенный анализ длительных рядов наблюдений в восточной части Финского залива показал, что за последние 50 лет произошли заметные изменения гидрометеорологических характеристик (Еремина и др., 2013). Самые значительные аномалии были зафиксированы в период 1991–2005 гг. Статистические оценки изменения температуры поверхности моря (ТПМ) в восточной части Финского залива показывают, что рост температуры, который за последние два десятилетия составил 0.08°С, значительно превышает рост температуры поверхности Мирового

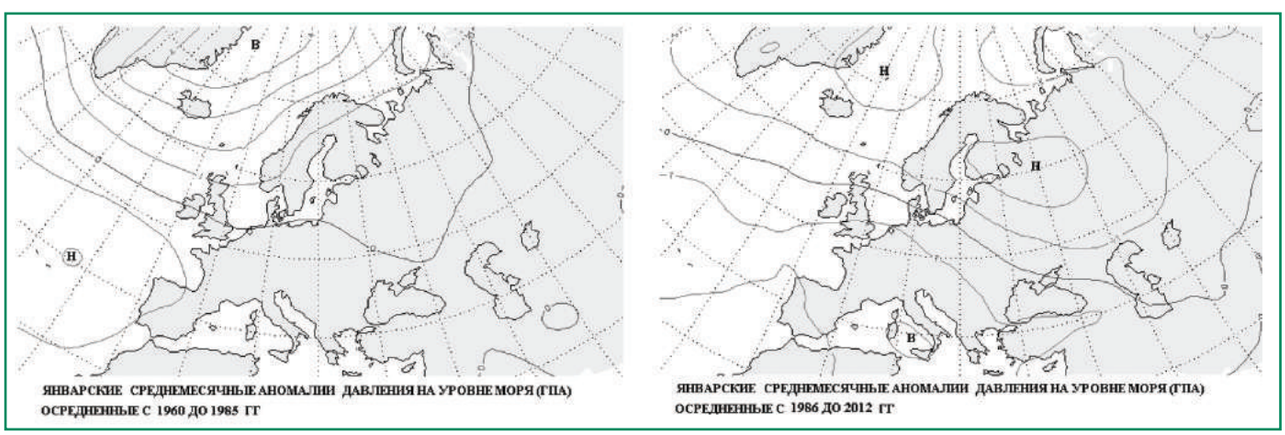


Рис. 5.2.10. Аномалии приземного атмосферного давления в зональную циркуляционную эпоху и меридиональную циркуляционную эпоху (Еремина и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 625

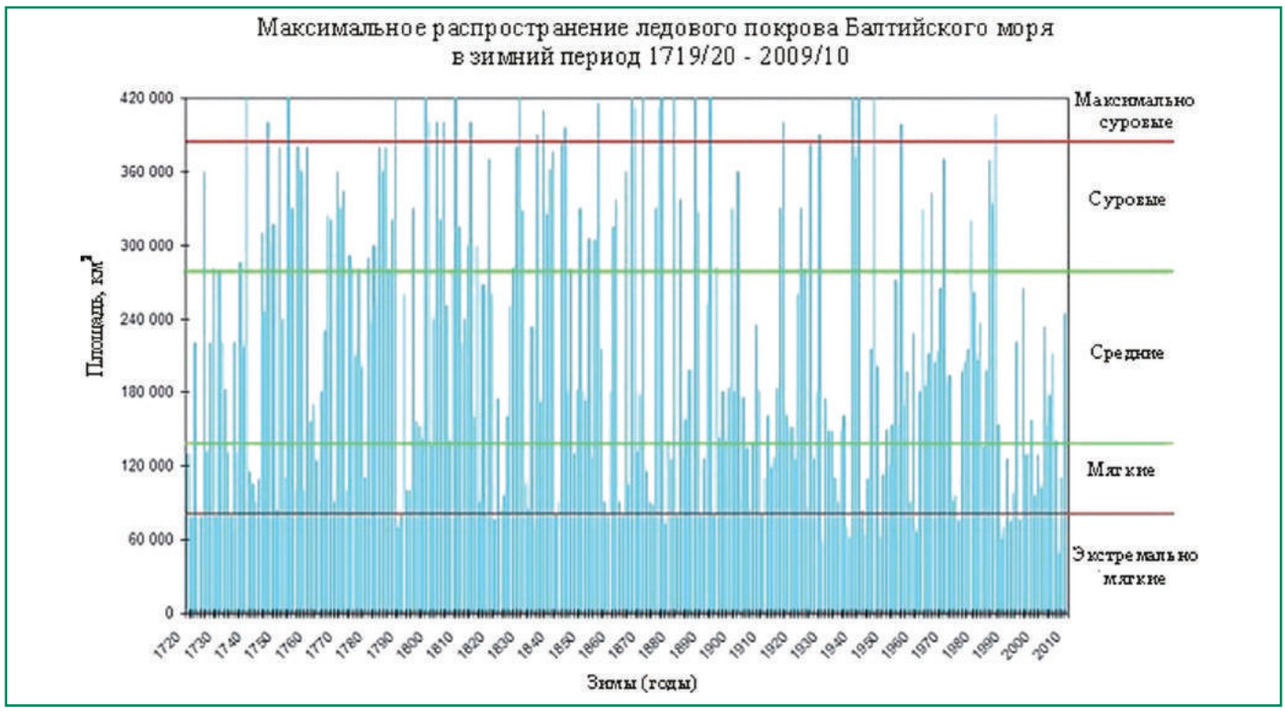


Рис. 5.2.11. Многолетняя изменчивость максимальной площади ледяного покрова (км²) в Балтийском море за период исторических наблюдений с 1720 по 2010 гг. по данным Финского метеорологического института (http://www.helcom.fi/BSAP_assessment/ifs/ifs2010/en_GB/iceseason/).

океана (Еремина и др., 2013). Однако, следует отметить, что столь быстрый рост ТПМ, начиная с начала девяностых годов, возможно связан с нарушением свободного водообмена в Невской губе, в которой располагается станция, в связи с началом строительства дамбы, входящей в состав Комплекса Защитных Сооружений (КЗС) Санкт-Петербурга от наводнений. Для уточнения величины роста температуры поверхности моря, необходимо было бы выполнить анализ для станции, расположенной за пределами КЗС, однако, авторы не располагали такими данными. Вместе с тем, в начале 90-х годов начался и значительный рост температуры воздуха, что позволяет говорить о согласованности полученных оценок.

5.2.4. Модельные оценки влияния изменения климата на экосистему Балтийского моря

Морские экосистемы в Балтийском море в настоящее время функционируют в условиях изменений климата и усиления биогенной нагрузки. Совместное действие этих факторов обуславливает перестройку структуры и изменяет скорости процессов в морских экосистемах. Увеличение содержания биогенных элементов (минеральных соединений азота и фосфора) в морской среде связано с их поступлением от источников, расположенных на суше, с речным стоком, из атмосферы и донных отложений. Избыток минеральных соединений азота и фосфора приводит к эвтрофикации вод, проявляющейся в цветении сине-зеленых водорослей, снижении прозрачности воды, обрастании берегов, изменении кормовой базы рыб и смене их видового состава. Несмотря на определенные меры по сокращению биогенной нагрузки, предпринятые балтийскими странами в последние десятилетия, состояние Балтийского моря в целом остается неудовлетворительным, и эвтрофикация остается по-прежнему центральной проблемой. В этой связи страны Хельсинской Конвенции, включая Россию, разрабатывают План действий по Балтийскому морю (The Baltic Sea Action Plan, BSAP), одна из главных целей которого – восстановление “хорошего экологического состояния” Балтийского моря (HELCOM, 2007б). Для достижения этого состояния, азотные

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 626

и фосфорные нагрузки на Балтийское море должны быть уменьшены соответственно на 18% и 42%. Указанные предварительные оценки были получены с помощью системы поддержки принятия решений Baltic Nest, разработанной в Стокгольмском Университете (Wulff et al., 2001; 2007). Однако эти оценки не учитывали эффекты изменений климата, такие как, например, изменения физического состояния моря.

Для количественного описания функционирования морских экосистем в условиях изменений климата и усиления биогенной нагрузки в ближайшем будущем привлекаются детальные региональные эко-гидродинамические модели Балтийского моря. Первой среди этих моделей была разработана долгосрочная крупномасштабная модель эвтрофикации Балтийского моря BALTSEM (The Baltic sea Long-Term large-Scale Eutrophication Model) (Gustafsson, 2003, Savchuk, 2002). В модели BALTSEM Балтийское море представлено 13 подбассейнами с горизонтально-осредненными характеристиками, которые динамически связаны между собой и имеют высокое разрешение по вертикали. Позже были разработаны трехмерные эко-гидродинамические модели: экологическая региональная модель океана ERGOM (The Ecological Regional Ocean Model) (Neumann, et al., 2002, Neumann, Schernewski, 2008); шведская биогеохимическая модель прибрежных и океанских вод, объединенная с моделью циркуляции океана центра Россби RCO-SCOBI (The Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model coupled to the Rossby Centre Ocean circulation model) (Meier et al., 2003; Eilola et al., 2009); Санкт-Петербургская модель эвтрофикации Балтийского моря SPBEM (St.Petersburg Baltic Eutrophication Model) (Neelov et al., 2003; Ryabchenko et al., 2010). Горизонтальное пространственное разрешение моделей ERGOM, RCO-SCOBI и SPBEM составляет 5.6, 3.7 и 9.3 км, соответственно; вертикальное разрешение примерно одинаково. Временные шаги моделей RCO-SCOBI, ERGOM, SPBEM и BALTSEM равны 150 с, 600 с, 1200 с и три часа, соответственно. Поэтому при задании внешних воздействий с шагом, скажем, более 3 часов все модели разрешают физические и биохимические процессы большего периода.

Оценка будущих изменений морских экосистем производится путем имитации их поведения при задании воздействий на систему в соответствии с заранее разработанными сценариями изменения климата и биогенных нагрузок на Балтийское море.

Сценарии изменения климата. В настоящий момент сложился общепринятый ансамбль из 40 глобальных сценариев развития человечества (IPCC Special Report on Emission Scenarios, 2000), для каждого из которых проведена оценка величины эмиссии парниковых газов, наиболее значимым из которых является углекислый газ CO_2. Именно эти сценарии эмиссии парниковых газов и задают временной ход воздействия на состояние атмосферы при моделировании отклика системы океан-атмосфера в масштабе текущего столетия – моделировании климатических изменений в зависимости от различных моделей развития человечества, которым соответствуют четыре группы сценариев (A1, A2, B1, B2). Самый высокий уровень (> 1800 ГтС) суммарной эмиссии CO_2 получен для семейства сценариев A1, самый низкий уровень (< 1100 ГтС) – для семейства сценариев B1. В последнем отчете Международной комиссии по климатическим изменениям (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) (Climate change 2007, 2007) показано, что изменение климата продолжается, и что антропогенное потепление существенно увеличилось. За период 1906–2005 гг. средняя глобальная температура повысилась на 0.74°C, а в последующие 20–25 лет ожидается дальнейшее повышение температуры от 0.2 до 0.4°C.

Сценарии эмиссий парниковых газов, прежде всего CO_2, в атмосферу определяют в конечном итоге сценарии изменения климата, рассчитываемые по глобальным моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). За последнее десятилетие улучшилось качество воспроизведения современного климата МОЦАО нового поколения, характеризуемых увеличением разрешения, улучшением вычислительных методов и параметризации физических процессов, включением описаний дополнительных климатически значимых процессов, к которым относятся большинство МОЦАО, участвующих в проектах сравнения моделей (Оценочный доклад…., 2008). Одним из важных условий качественного расчета будущих изменений климата является требование, чтобы модели достоверно воспроизводили основные характеристи-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 627

ки современного климата. Пока ни одна из моделей не может быть признана удовлетворяющей в полной мере указанному требованию. Считается, что для повышения качества расчета климата следует использовать модели более высокого пространственного разрешения с более полным учетом физических процессов (Оценочный доклад…., 2008).

Региональные изменения климата в 21 столетии могут быть оценены двумя способами: 1) просто как "вырезка" региона из глобального прогноза, полученного по МОЦАО, 2) на основе расчетов по региональным климатическим моделям, которые в качестве граничных условий используют результаты расчетов по глобальным моделям климата. Преимущества второго способа очевидны: пространственное разрешение прогностических полей намного лучше.

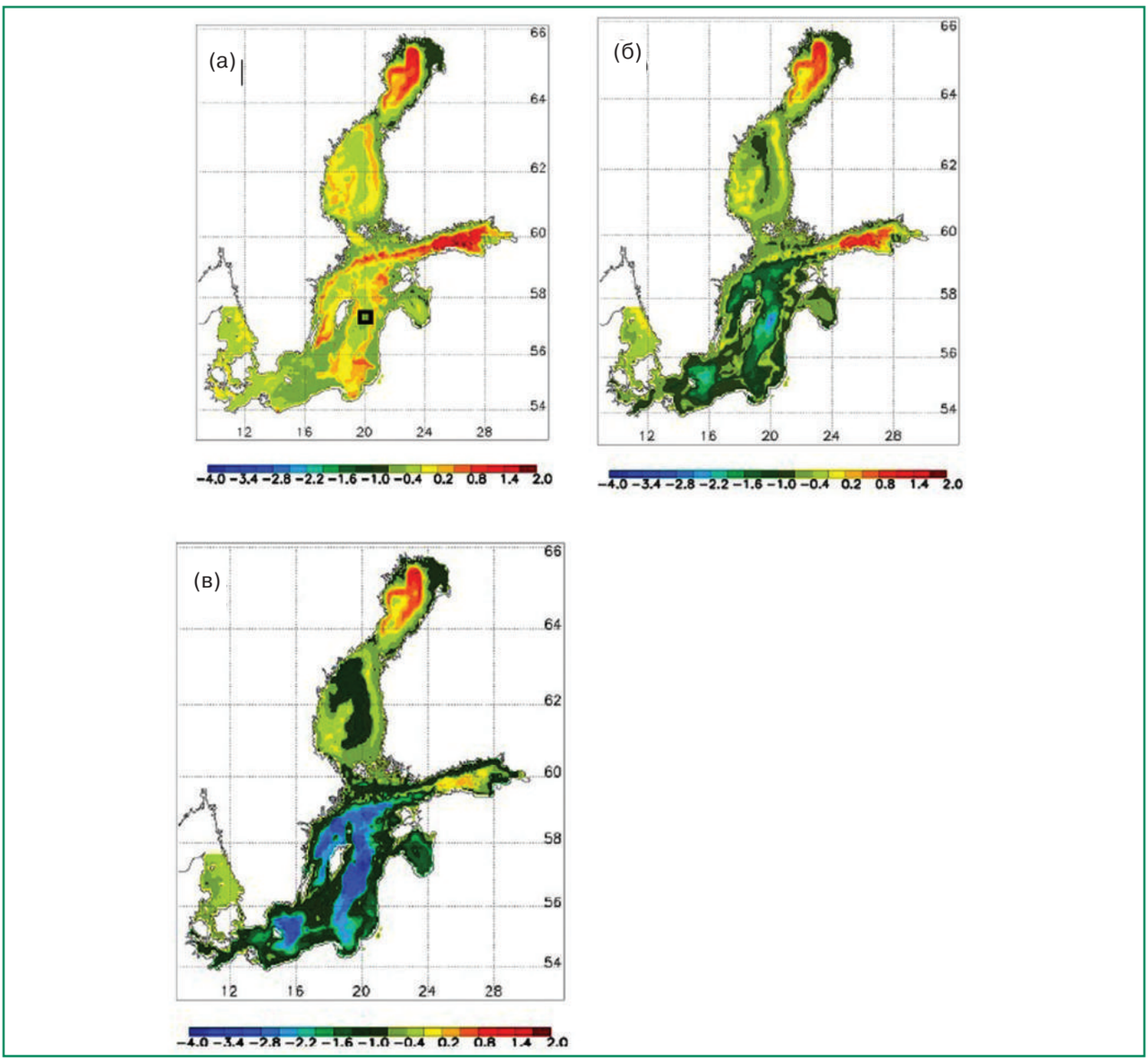


Рис. 5.2.12. Средние по ансамблю моделей (BALTSEM, RCO-SCOBI и ERGOM) изменения летней (средней за июнь–август) придонной концентрации кислорода (в мл/л) между периодами 2069–2098 гг. и 1978–2007 гг. Фрагменты а, б, в соответствуют результатам расчетов по сценариям изменения нагрузок BSAP, REF и BAU (Meier et al., 2011). Расположение станции мониторинга BY15 в Готландской впадине обозначено черным квадратом на фрагменте (а).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 628

Сценарии изменения биогенных нагрузок. Биогенные нагрузки на Балтийское море могут быть разделены на внутренние (поступление биогенных элементов из донных отложений) и внешние. Внешние нагрузки складываются из нагрузок с суши, т. е. поступления биогенных элементов в морскую воду от точечных источников на суше и с речным стоком, и из атмосферных выпадений. Речная часть биогенных нагрузок, в которую обычно включаются и нагрузки от точечных источников, рассчитывается как произведение концентрации биогенного элемента и расхода речной воды. Поэтому прогноз будущих изменений биогенных нагрузок с суши определяется как прогнозом изменения расхода рек, так и прогнозом изменения концентрации биогенных элементов в водах, поступающих с суши. Существующие сценарии изменения биогенных нагрузок можно разделить на 3 группы: целевые (идеалистические), оптимистические и инерционные (Business as usual, BAU). К целевым сценариям относится сценарий Плана действий по Балтийскому морю (BSAP), разработанный ХЕЛКОМ (HELCOM, 2007б). Этот сценарий соответствует уменьшению нагрузок, которое гарантирует достижение хорошего экологического статуса Балтийского моря, характеризуемого определенными значениями следующих индикаторов: зимней концентрации биогенных элементов, летней придонной концентрации растворенного кислорода, средней годовой концентрации фитопланктона и среднегодовой глубины диска Секки. К оптимистическим сценариям могут быть отнесены сценарии, основанные на рекомендациях Европейского Союза и ХЕЛКОМ по совершенствованию систем водоочистки и достижением за этот счет установленных допустимых концентраций биогенных элементов в бытовых и промышленных стоках. Наконец, параметры

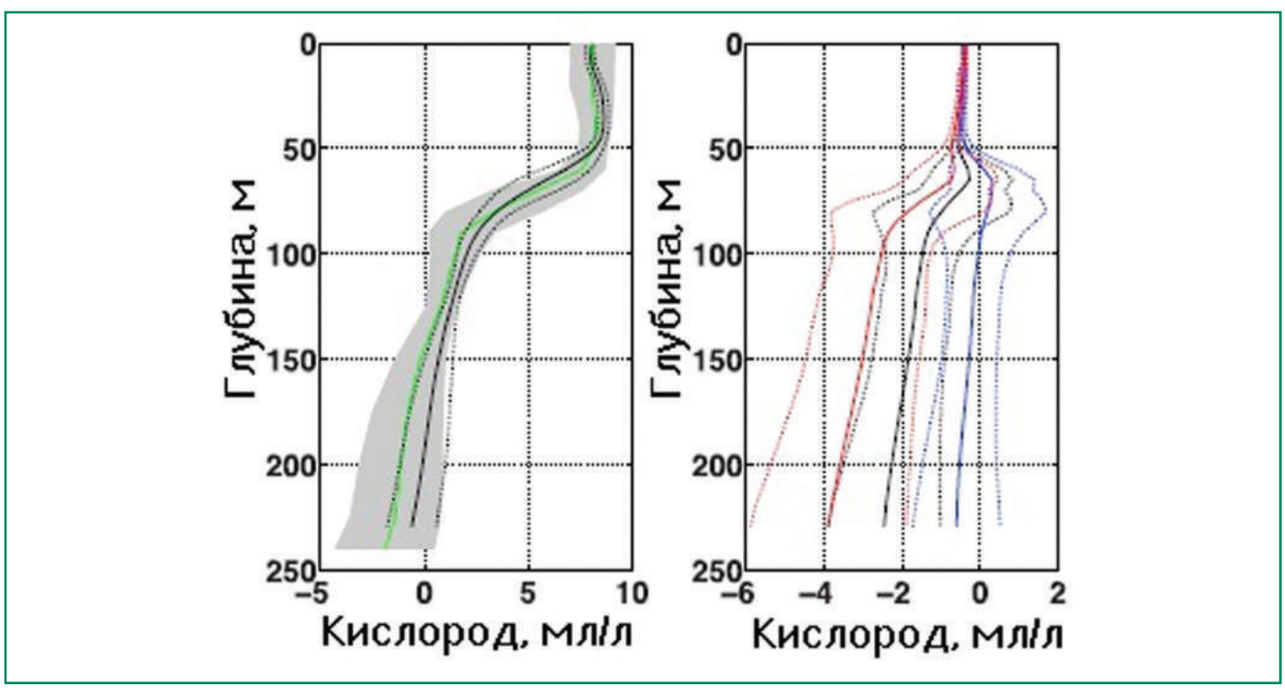


Рис. 5.2.13. Средние по ансамблю моделей (BALTSEM, RCO-SCOBI и ERGOM) вертикальные распределения (слева) и изменения (справа) концентрации кислорода (мл/л) на станции мониторинга BY15 (расположение станции см. на рис. 5.2.12) (Meier et al., 2011). Зеленая и черная кривые на левом фрагменте – данные наблюдений и результаты расчета, осредненные по контрольному периоду 1978–2007 гг. Голубая, черная и красная кривые на правом фрагменте – рассчитанные изменения средней по периоду концентрации кислорода между 2069–2098 гг. и 1978–2007 гг. в сценариях BSAP, REF and BAU, соответственно. Сероводород представлен отрицательными значениями концентрации кислорода. Диапазон изменчивости указан как стандартное среднеквадратичное отклонение от ансамблевого среднего модельных результатов (точечные кривые) или наблюдений из экологической базы данных по Балтийскому морю (Baltic Environmental Database) (область, заштрихованная серым цветом).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 629

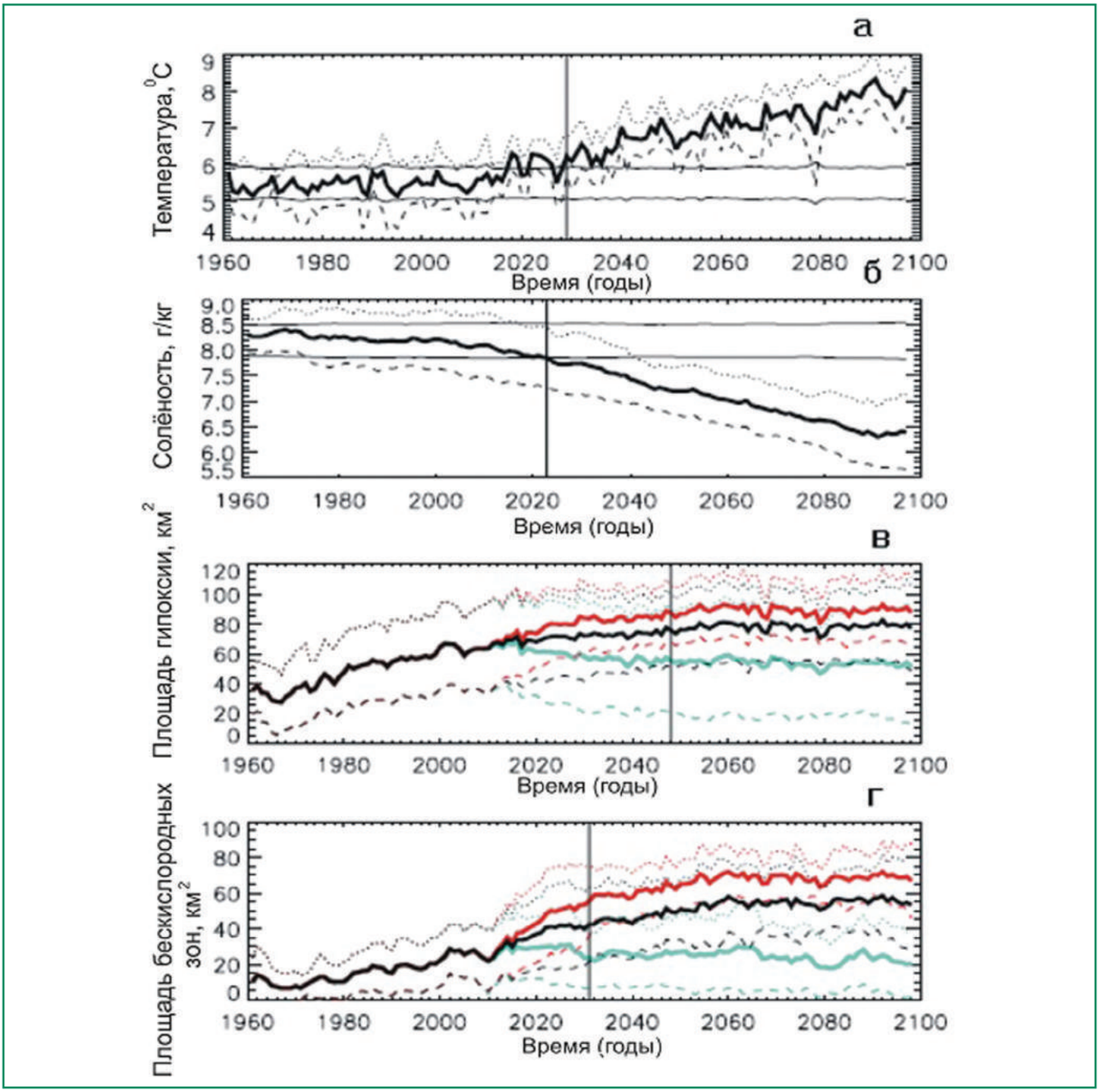


Рис. 5.2.14. Средняя по объему температура в ˚С (а) и соленость в г/кг (б), а также площади в 103 км² гипоксии (концентрация O_2 <2 мл/л) (в) и бескислородных зон (концентрация O_2 <0 мл/л) (г) для всего Балтийского моря, включая Каттегат (сплошные линии) (Meier et al., 2011). Диапазоны среднеквадратичного отклонения от средних по ансамблю значений изображены точечными и пунктирными линиями. Почти прямые линии показывают 95% доверительный интервал, рассчитанный с помощью *t*-теста для статистически значимых отклонений от средних по ансамблю значений температуры и солености в течение 1978–2007 гг. На фрагментах в и г голубыми, черными и красными линиями показаны рассчитанные площади гипоксии и бескислородных зон для сценариев изменения биогенных нагрузок BSAP, REF и BAU, соответственно. Вертикальными линиями на фрагментах а и б отмечены годы 2029 и 2023 для температуры и солености, соответственно. В течение последующих за указанными лет средние по ансамблю температура и соленость будут значительно отличаться от их ансамблевых средних за 1978–2007 гг. (с достоверностью 95%). Аналогично, вертикальными линиями на фрагментах в и г отмечены начала периодов (2048 г. и 2031 г.), когда средние по ансамблю площади гипоксии и бескислородных зон в сценарии BSAP будут значительно отличаться от соответствующих ансамблевых средних в сценарии REF.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 630

инерционных сценариев BAU определяются, исходя из неблагоприятных условий развития экономики анализируемой области водосбора, в том числе ухудшения конъюнктуры на международных рынках сырья и топлива, ограниченных возможностей использования благоприятных и региональных факторов развития (см., например, Кондратьев, 2011).

Наиболее детальные модельные оценки будущих изменений морских экосистем Балтийского моря в 21 столетии получены недавно на основе ансамблевого подхода (Meier et al., 2011; Meier et al., 2012). Ниже обсуждаются результаты этих работ, в которых использовались 4 сценария изменения климата и следующие три сценария изменения биогенных нагрузок. Во всех трех сценариях речные нагрузки рассчитываются как произведение концентраций биогенных элементов и расхода речных вод (Stalnacke et al., 1999). В базовом (REFerence (REF)) сценарии концентрации в реках, атмосферных осадках и точечных источниках принимаются постоянными после 2007 г. и равными их средним значениям в период 1995–2002 гг. В сценарии BSAP в соответствии с (HELCOM, 2007б) концентрации биогенных элементов в реках линейно уменьшаются с 2007 по 2020 гг., на 17% для азота и на 35% для фосфора, и после 2020 г. остаются неизменными. Атмосферные выпадения за тот же период уменьшаются на 50%. В сценарии BAU, соответствующем экспоненциальному росту сельскохозяйственного производства во всех Балтийских странах (HELCOM, 2007б), концентрации в реках линейно растут в тот же период на 44% для азота и на 37% для фосфора и также не меняются после 2020 г. Атмосферные выпадения остаются на современном уровне. Указанные три сценария изменения биогенных нагрузок комбинируются с 4 сценариями изменения климата.

В (Meier et al., 2011), используя ансамбль из 3-х физико-биогеохимических моделей (BALTSEM, RCO-SCOBI и ERGOM), а также в (Кондратьев, 2011) на основе модели SPBEM было показано, что потепление климата может привести к росту температуры моря, уменьшению солености и площади морского льда, увеличению речного стока. Эти изменения гидрологического режима будут оказывать существенное воздействие на морские экосистемы Балтийского моря (Meier et al., 2011). При потеплении климата площади гипоксийных и аноксийных зон в Балтийском море будут увеличиваться или, в лучшем случае, незначительно уменьшаться (в случае сценария BSAP с уменьшением биогенной нагрузки) по сравнению с их современными значениями (рис. 5.2.12–5.2.14). Этот результат в качественном отношении не зависит от того, какая глобальная климатическая модель и какой сценарий изменения климата использовались в расчетах. Прогнозируемое уменьшение концентрации кислорода вызывается: 1) увеличением биогенных нагрузок за счет усиления речного стока; 2) уменьшением потока кислорода из атмосферы в море в результате роста температуры воды; 3) интенсификацией оборота биогенных элементов в море.

Таким образом, согласно модельным оценкам, в будущем климате качество воды, характеризуемое указанными выше экологическими индикаторами, будет ухудшаться по сравнению с современными условиями. Предлагаемое BSAP уменьшение биогенных нагрузок приведет только к незначительному улучшению качества воды. Анализ биогеохимических потоков показал (Meier et al., 2012), что в теплых водах с пониженным содержанием кислорода внутренние обратные связи в системе усиливаются. Усиление потоков фосфора из осадков, уменьшение интенсивности денитрификации и увеличение фиксации атмосферного азота в определенной степени могут противодействовать стратегиям борьбы с избыточными биогенными нагрузками.

5.2.5. Последствия изменения климата для экосистемы Балтийского моря

Климатические факторы оказывают существенное влияние на биологические сообщества Балтийского моря. Непосредственными причинами изменений являются изменения гидрологического и гидрохимического режима, обусловленные климатическими процессами.

При этом ведущую роль играют кислородные условия в глубинных водах, в значительной степени определяющие содержание биогенных элементов. При гипоксии происходит увеличение концентрации фосфатов вследствие их выхода из донных отложений. В отношении соединений азо-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 631

та, как правило, наблюдается противоположная тенденция из-за денитрификации. Нарушение соотношения основных биогенных элементов вследствие гипоксии является главным фактором, вызывающим массовое развитие азотофиксирующих синезеленых водорослей в Балтийском море (Conley et al.; 2009; Savchuk, 2010). Подобная ситуация неоднократно наблюдалась и в российской части Финского залива, где гипоксийные явления середины 1990-х и 2000-х гг. сопровождались увеличением сначала концентрации фосфатов (Pitkanen, Valipakka, 1997; Pitkanen et al., 2001; Еремина, Карлин, 2008), а затем с лаг-периодом в один год биомассы фитопланктона из-за "цветения" синезеленых водорослей (Голубков и др., 2008; Golubkov, Alimov, 2010).

Температура и соленость – два важнейших абиотических фактора, определяющих границы распространения большинства балтийских организмов. При их изменении надо ожидать и изменения в распространении многих видов. При этом наряду с продвижением пресноводных и солоноватоводных организмов вглубь моря, может наблюдаться также расширение ареала и ряда морских форм, поскольку распространение многих из них в Балтике лимитировано не столько соленостью, сколько температурой (Elmgren, 1984). Изменения видового состава повлекут за собой трансформацию трофической структуры природных сообществ.

Изменения климата стимулируют развитие синезеленых водорослей также непосредственным образом через повышение температуры и усиление стратификации воды, поскольку "цветение" формируется в летнее время только при температуре выше 16°С. В тоже время на развитии весеннего пика фитопланктона, вызванного главным образом диатомовыми водорослями, повышение температуры и увеличение стабильности водной толщи в последние десятилетия сказались отрицательно. Для среднегодовой биомассы фитопланктона, однако, характерна многолетняя тенденция к увеличению вследствие эвтрофирования (HELCOM, 2007a; Assessment..., 2008).

Изменения климата и состава фитопланктона привели к изменениям в зоопланктоне Балтийского моря. Большее развитие получили предпочитающие теплые опресненные поверхностные воды коловратки, ветвистоусые ракообразные и мелкие копеподы рода Acartia, которые существуют за счет так называемой микробиальной петли, в основе которой органическое вещество, образованное синезелеными водорослями. В то же время численность холодолюбивых крупных морских копепод, представителей "пастбищной" пищевой цепи, снизилась (HELCOM, 2007a; Assessment..., 2008). В макрозообентосе наиболее значительные изменения связаны с гибелью донных животных на обширных площадях глубоководных районов Балтийского моря вследствие гипоксийно-аноксийных явлений. В то же время в мелководных районах, где сохранялся благоприятный кислородный режим, биомасса макрозообентоса в течение XX столетия увеличилась в несколько раз вследствие эвтрофирования (HELCOM, 2007a; Assessment..., 2008). Аналогичные процессы отмечены и в российских водах Финского залива (Максимов, 2006).

Ухудшение кислородного режима глубинных вод явилось одной из причин снижения запасов трески, основной промысловой рыбы Балтийского моря. Это в свою очередь повлекло за собой каскадные изменения на других трофических уровнях, в частности увеличилась численность балтийского шпрота вследствие уменьшения его выедания треской (Osterblom et al., 2007).

Разработанные сценарии изменений климата для региона Балтийского моря предсказывают увеличение температуры и количества осадков, в особенности в зимнее время. Зимний климат Балтийского региона находится под контролем атмосферных макроциркуляционных процессов в Атлантическом секторе Северного полушария (Assessment..., 2008; Гидрометеорология…, 1992), обычно характеризуемых индексом Северо-Атлантического колебания (NAO от английского North Atlantic Oscillation). Положительные аномалии NAO связаны с сильными западными ветрами, несущими теплый и влажный воздух с Атлантики на север Европейского континента. В результате зимы становятся мягче, и количество осадков увеличивается (Hurrell, 1995; Смирнов и др., 1998; Hurrell, Deser, 2010). Поэтому, изменения, наблюдающиеся в водных экосистемах в годы высоких индексов NAO, могут служить хоро-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 632

шей натурной моделью для прогноза процессов, связанных с потеплением климата.

В Северной Европе в зависимости от особенностей ландшафтов, преобладающих на водосборе, можно выделить два основных типа водоемов, противоположным образом реагирующих на возрастание NAO (Максимов, 2012). В одном случае увеличение осадков и стока ведет к усилению выноса биогенных веществ с водосбора, способствуя эвтрофированию. Для другого типа водоемов, те же процессы ведут к увеличению поступления аллохтонных органических веществ, гумификации водоема. Известно, что высокое содержание гуминовых веществ ухудшает световые условия для фотосинтеза (Von Einem, Graneli, 2010). Высокое содержание растворенных органических веществ также благоприятствует увеличению численности бактерий, конкурирующих с фитопланктоном за ограниченные запасы фосфатов. Структурная перестройка пелагической системы в сторону увеличения роли бактериальной продукции в ущерб продукции фитопланктона ведет к образованию менее эффективной пищевой цепи с большим количеством трофических уровней, что неблагоприятно сказывается на сообществах зоопланктона и зообентоса (Berglund et al., 2007). Снижение биологической продуктивности Ботнического залива вследствие увеличения стока и гумификации уже стало реальностью в конце 1990-х и начале 2000-х гг. (Eriksson et al., 2008; 2009; Sandberg et al., 2004). Водосбор Балтийского моря может быть грубо разделен на северную часть (бассейны Ботнического и, частично, Финского заливов), где преобладают естественные ландшафты и южную (собственно Балтийское море с Рижским заливом), плотно заселенную с развитым сельским хозяйством и промышленностью (Assessment..., 2008). Если на юге водосбора увеличение осадков приведет к усиленному выносу биогенов с сельскохозяйственных угодий, то на севере, по-видимому, большее значение будет иметь поступление гуминовых веществ с заболоченного и покрытого таежной растительностью водосбора. Изменения климата, таким образом, усилят контрастность различий северной и южной частей Балтийского моря вследствие интенсификации противоположных процессов (гумификации и эвтрофирования) в разных участках моря. Однако, по-видимому, оба указанных процесса приведут к менее эффективной и более длинной пищевой сети. Обильно развивающиеся при эвтрофировании сине-зеленые водоросли из-за крупных размеров колоний, а также токсичности некоторых видов слабо используются в пастбищной цепи, главную роль в передачи энергии к следующим трофическим уровням играют бактерии (микробиальная петля). Таким образом, в обеих частях Балтики по мере изменений климата роль основанной на бактериях низкоэффективной пищевой цепи, по-видимому, будет возрастать. Это неблагоприятным образом отразится на продуктивности организмов высших трофических уровней, включая промысловых рыб. Непосредственное действие температуры, по-видимому, будет усиливать этот негативный аспект, поскольку повышение температуры воды стимулирует развитие бактерий в большей степени, чем фитопланктона, а также благоприятствует “цветению” синезеленых водорослей (Assessment..., 2008).

Наряду с этим в биологических сообществах при изменении климата, по-видимому, можно ожидать дальнейшего развития упомянутых выше современных тенденций. В фитопланктоне будет наблюдаться ослабление весеннего максимума развития диатомовых водорослей. В зоопланктоне, вероятно, продолжится возрастание роли теплолюбивых мелких копепод и ветвистоусых ракообразных. Сохранится доминирующее положение шпрота в ихтиоценозе. Повышение температуры, по-видимому, также приведет к нарушению естественных фенологических циклов, сдвинув начало развития разных организмов на более ранние сроки, что в свою очередь может иметь неблагоприятные последствия на экосистемном уровне вследствие нарушения сложившихся трофических взаимоотношений (Assessment..., 2008). На основании данных геологических исследований и результатов моделирования можно также полагать, что потепление климата будет сопровождаться ухудшением кислородного режима глубинных вод Балтийского моря (Zillen et al., 2008; Kabel et al., 2012). Это приведет к увеличению площади непригодных для макрозообентоса гипоксийных участков дна и возрастанию внутренней фосфорной нагрузки, что будет способст-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 633

вовать еще большему развитию азотфиксирующих видов синезеленых водорослей.

Необходимо отметить, однако, что ряд гидрологических процессов, обусловленных прогнозируемыми изменениями климата, способен смягчить их отрицательные последствия, связанные с увеличением поступления биогенных веществ. В частности, ослабление зимнего конвективного перемешивания из-за более теплых зим ведет к снижению содержания биогенных элементов в эвфотном слое, где происходит развитие водорослей. Ослабление соленостной стратификации из-за увеличения количества осадков будет улучшать условия аэрации глубинных вод, препятствуя расширению гипоксийных зон (HELCOM, 2007a). Вследствие этого возникает неопределенность оценки последствий климатических изменений. Можно полагать, что итоговый результат будет в значительной степени определяться социально-экономическими факторами, влияющими на антропогенные источники биогенной нагрузки.

Балтийское море очень динамичный водоем, и границы распространения его обитателей никогда не оставались постоянными. Однако, учитывая интенсивное судоходство в регионе, в современных условиях весьма вероятным последствием изменений гидрометеорологического режима является учащение случаев биологических инвазий. Масштабное вселение видов из удаленных регионов с более теплым климатом, может повлечь за собой образование новых сообществ, свойства которых, к сожалению, едва ли возможно предсказать. Влияние вселенцев на функционирование природных сообществ и экосистем является, по-видимому, наиболее слабо изученным и трудно прогнозируемым аспектом проблемы экологических последствий изменений климата. Хотя распространение чужеродных видов – общепризнанная угроза для окружающей среды, растет понимание, что в ряде случаев они могут выполнять важные функции в экосистемах, в особенности нарушенных антропогенным воздействием (Schlaepfer et al., 2010). Это может рассматриваться, как адаптация природных сообществ к меняющимся условиям среды. В частности, с биоирригацией донных отложений инвазионными полихетами *Marenzelleria sp*. связывают существенное снижение концентрации фосфатов и последующее ослабление эвтрофирования в прибрежных водах Балтийского моря в районе г. Стокгольма (Norkko et al., 2011; Karlsson et al., 2010). Недавно аналогичные процессы отмечены и в российской части Финского залива, где после вселения полихет *Marenzelleria arctia* в 2008 г. произошел ряд положительных изменений в планктонных и донных сообществах: уменьшение развития синезеленых водорослей, увеличение биомассы макрозообентоса и зоопланктона (Maximov et al., 2012). Эти изменения в значительной степени компенсировали неблагоприятное воздействие придонной гипоксии, вызванной климатическими процессами.

5.2.6. Морская деятельность и климат

Одно из ключевых значений в развитии морской деятельности (МД) России имеет регион Балтийского моря, традиционно играющий роль “окна в Европу”. Осуществляемая морская деятельность в российских прибрежных зонах Балтики является одной из важнейших составляющих социально-экономического развития приморских территорий самой западной части РФ (Калининград и Калининградская область) и северо-запада России (Санкт-Петербург и Ленинградская область). На акватории российских вод и прилегающих побережьях осуществляются различные виды морской деятельности, такие как судоходство, гидротехническое и прибрежное строительство, рыболовство, добыча полезных ископаемых на шельфе и их транспортировка, транспортировка углеводородного сырья (нефти и природного газа), оборонная деятельность, морской туризм, береговой туризм и рекреация.

Финскому заливу (ФЗ) Балтийского моря придается функция основного звена в стыковке экономических пространств России и Европейского Союза (ЕС). В настоящее время ФЗ превратился в главную морскую транспортную артерию, которая связывает Россию с рынками Западной Европы, а также Африки и Америки. Развитие морских портовых комплексов в Санкт-Петербурге и Ленинградской области привели к многократному увеличению грузопотоков, возросла интенсивность движения судов. В российском секторе ФЗ в последние годы реализованы

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 634

два масштабных инженерных проекта: 1) намыв прибрежной территории площадью 476.6 га – "Морской Фасад", на которой возведено более 4 млн м^2 недвижимости и создан морской пассажирский порт для приема круизных и паромных судов и 2) завершение строительства Комплекса Защитных Сооружений Санкт-Петербурга для защиты города от наводнений. Крупнейшим проектом, связанным с обеспечением транспортировки углеводородного сырья (природного газа) от газовых месторождений Сибири в Западную Европу через акваторию Восточной части ФЗ, является морской газотрубопровод "Северный поток" – "Нордстрим", который соединил Балтийское побережье России с берегом Германии. Газопровод берет начало в районе бухты Портовая недалеко от г. Выборг, проходит по дну Балтийского моря в пределах территориальных вод России, Германии и Дании, а также исключительных экономических зон (ИЭЗ) России, Финляндии, Швеции, Дании и Германии (Гришин, Костяной, 2010; 2013). Конечным пунктом является приемный терминал в бухте Грайфсвальд (Германия). Общая длина морского газопровода составляет 1222 км, протяженность в пределах территориального моря и ИЭЗ России – 123 км.

Туристическая отрасль экономики среди российских приморских регионов Балтийского моря наиболее развита в Санкт-Петербурге. Ленинградская область и Калининградская области также имеют значительный туристический потенциал, который пока используется слабо из-за отставания в развитии инфраструктуры: автодорожное строительство, слабое развитие сервисного обслуживания и др., однако в дальнейшем предполагается развитие туристической отрасли на прибрежной территории этих областей. Морской туризм в Восточной части ФЗ охватывает плавание на всех типах судов с целью отдыха и развлечений. Помимо круизного судоходства, это также яхтенно-катерный туризм и морские паромные сообщения, если они используются пассажирами как промежуточное звено всего путешествия или один из видов отдыха на воде. Санкт-Петербург имеет обширную развитую рекреационную зону на побережье Невской губы и Финского залива, которая включает северный курортно-оздоровительный район и южную дворцово-парковую территорию. Основой формирования рекреационного потенциала восточной части ФЗ являются прибрежные территории с уникальными историко-архитектурными памятниками, природными ландшафтами, объектами отдыха и туризма международного значения и лечебными учреждениями федерального значения.

На акватории Российской части юго-восточной Балтики выделяют акваторию исключительной экономической зоны, территориальное море РФ, а также внутренние морские воды – российские части акваторий Вислинского и Куршского заливов. Основными отраслями промышленности в регионе были и остаются судоходство и рыболовство. Для Калининградской области важнейшим видом морской деятельности также является разработка и эксплуатация нефтяных запасов на Калининградском шельфе (платформа Д-6), которая ведется в настоящее время компанией ООО "ЛУКОЙЛ-Калининградморнефть" (Kostianoy et.al, 2005; Домнин, Дорохов, 2009). Имеются другие разведанные нефтегазовые месторождения, разработка которых может осуществляться в дальнейшем. Существует потенциал для становления ветроэнергетической отрасли. Рекреация и туризм являются наиболее перспективными направлениями развития (Андриашкина и др., 2008).

Изменения глобального климата и его региональные проявления создают необходимость в адаптации развивающейся хозяйственно-экономической деятельности в прибрежных зонах к постоянно меняющимся природным условиям. В связи с чем, представляется необходимым при планировании дальнейшего экономического развития балтийских приморских регионов учитывать социально-экономические аспекты влияния изменения климата для обеспечения эффективности ведения хозяйственной деятельности, роста уровня жизни и безопасности населения приморских территорий.

Анализ результатов расчетов на отечественной региональной эко-гидродинамической модели (см. раздел 5.2.2) показал, что в ближайшие 80 лет в Балтийском море будет продолжаться повышение температуры воды. Это приведет к сокращению площади морского льда и периода ледового покрытия. В отношении развития судо-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:52 PM Page 635

ходства и портовой деятельности смягчение ледовых условий и увеличение сроков навигационного периода в российской части Финского залива позволит снизить затраты, связанные с использованием ледокольного флота для проводки судов в порты в зимний период, что также должно привести к уменьшению стоимости грузоперевозок.

В распоряжении авторов, к сожалению, отсутствуют прогнозы частоты и интенсивности штормовых явлений в Балтийском море в будущем климате. Однако, известно, что в настоящее время хорошо выражена тенденция увеличения экстремумов высоты уровня моря, вызываемая штормовыми нагонами (Soomere el.al., 2009). При планировании морской деятельности в будущем представляется необходимым дальнейшее развитие и совершенствование систем оперативного прогноза этих опасных явлений для обеспечения безопасности мореплавания, сокращения и предотвращения убытков от катастрофических разрушений при ведении берегового строительства и сохранности береговых сооружений, для своевременного оповещения населения приморских территорий.

Потепление климата в Балтийском регионе должно способствовать развитию морского и берегового туризма. Однако, согласно прогнозу, развитие гипоксийно-аноксийных условий в Финском заливе Балтийского моря приведет к усилению эвтрофирования вод и ухудшению их качества. В водах Калининградского шельфа, в Куршском и Вислинском заливах вследствие их мелководности гипоксийно-аноксийные условия не возникают. Однако, современный уровень эвтрофикации вод этих акваторий весьма значителен (Кудрявцева, 2011). Повышение температуры воды будет способствовать развитию теплолюбивых сине-зеленых водорослей и уровень эвтрофирования может увеличиться. Ухудшение качества вод вследствие эвтрофикации может существенно снизить привлекательность российских прибрежных акваторий для развития морского и берегового туризма. Таким образом, повышение температуры воды потребует принятия природоохранных мер, в частности, по сокращению биогенных нагрузок с суши для снижения уровня эвтрофикации и улучшения качества вод российских прибрежных вод Балтийского моря.

Особо заметное влияние будет оказывать изменение климата в Балтийском регионе на рыболовство и биоресурсы.

Современные исследования показали, что процесс потепления в северном полушарии внес значительные изменения в экосистемы морей северной Атлантики и европейского континента. Транспорт и перемешивание водных масс внутри Балтийского моря оказывают существенное влияние на среду обитания промысловых рыб, их кормовую базу и межвидовую конкуренцию.

На рисунке 5.2.15 представлена динамика соотношения между основными промысловыми видами рыб (треска, шпрот и сельдь) на фоне изменений в экосистеме Балтийского моря с 1970-х по 2010 гг. (Eero, 2012).

Отмечаемые изменения климата в сторону потепления оказывают влияние и на другие виды рыб Балтийского моря. Эвтрофикация Балтики, связанная с повышением температуры, приводит к увеличению мутности воды в прибрежных районах. Основные места нереста и нагула молоди многих видов рыб Балтийского моря (карповые, окунь, судак, щука) расположены в теплых мелководных заливах и бухтах, которые в высокой степени подвержены эвтрофикации. В полузакрытых местах Балтики, где размножаются и нагуливаются рыбы, эвтрофикация оказывает воздействие аналогичное таковому в пресноводных водоемах (Sandstrom, Karas, 2002).

Вместе с тем, повышение мутности и температуры воды оказывает позитивный эффект на молодь судака, которой необходима защита от хищников, особенно в первые дни после выклева из икры. Повышение температуры приводит к увеличению кормовой базы и обеспеченностью личинок судака пищей, а мутность маскирует молодь от поедания другими рыбами (Peckan-Hekim, Lappalainen, 2006).

Окунь как вид, использующий визуальные рецепторы, напротив, хорошо адаптирован к низкой мутности воды, и уменьшение прозрачности оказывает негативный эффект на темп его роста. Это особенно сказывается в сложно-структурированных местообитаниях, где при повышении

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 636

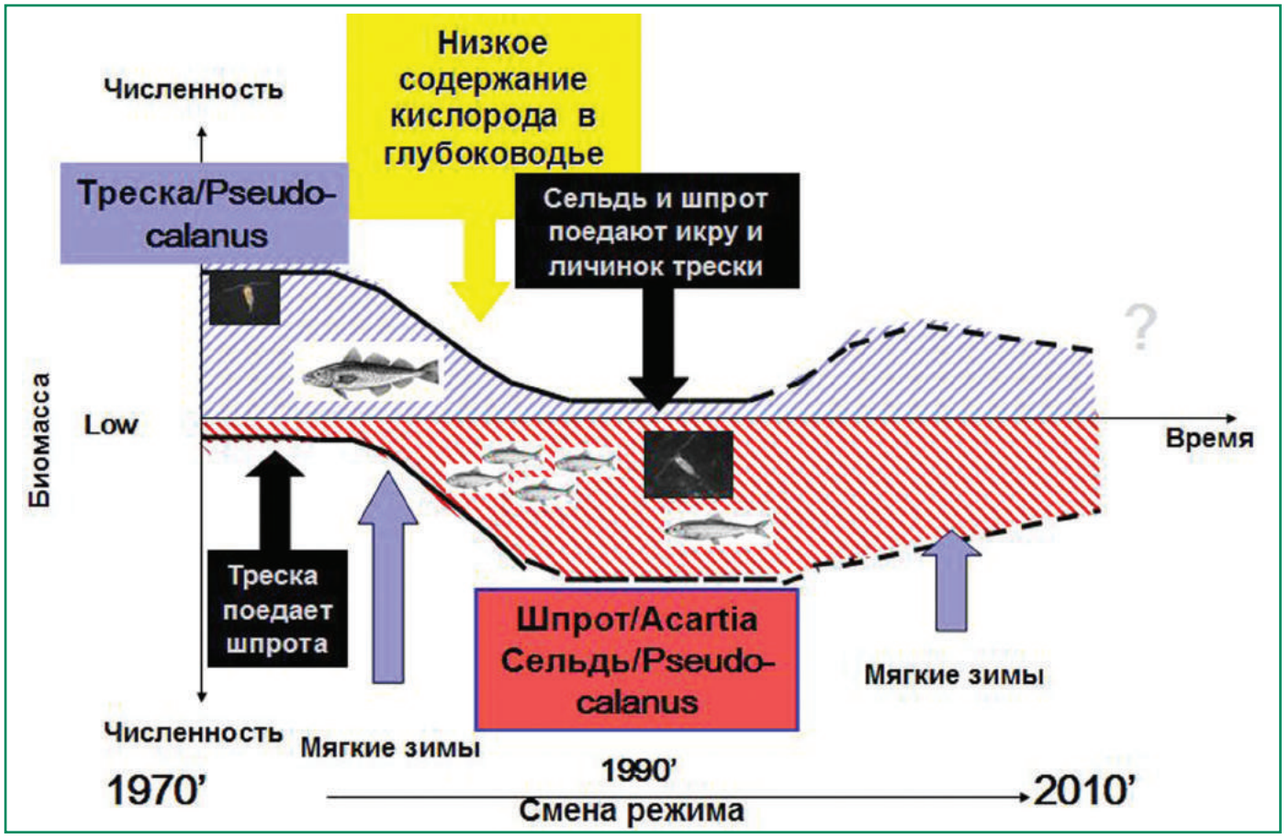


Рис. 5.2.15. Изменения в экосистеме Балтийского моря с 1970-х по 2010 гг.

мутности окунь проигрывает в конкуренции карповым видам рыб.

Опоясывающие берега заросли водной растительности также служат местами, обеспечивающими успешную репродукцию морских и пресноводных видов рыб Балтийского бассейна. При потеплении климата, сопутствующей этому процессу эвтрофикации и понижению солености площади водной растительности увеличиваются, что способствует увеличению области оптимальной для увеличения популяции карповых видов рыб. Такой эффект отмечен, в частности для плотвы (*Rutilus rutilus*), которая предпочитает зоны с поясами водной растительности и условия с невысокой соленостью (< 4‰) во внутренних заливах Балтики (Harma et al., 2008).

Расширение площадей водной растительности приводит и к увеличению репродукционных ареалов судака. Для балтийской сельди ситуация с эвтрофикацией неоднозначная. Количество сеголетних рекрутов сокращается при увеличении первичной продукции и повышении мутности (Urho et al., 2003). При этом отмечается, что незначительное возрастание уровня мутности приводит к успешному поиску питания (возрастает обеспеченность пищей), тогда как более высокая мутность вызывает снижение индекса наполнения желудков молоди сельди.

Согласно результатам, полученным на основе сценарных расчетов на эко-гидродинамической модели Балтийского моря, средняя годовая горизонтально-осредненная температура поверхности моря (ТПМ) для Балтики в целом в течение XXI века растет, увеличиваясь к концу столетия на 3.5°C (Ryabchenko et al., 2010). Рыбы как эктотермные организмы очень зависят от изменений термального режима. Если температура воды приближается к порогу толерантности, то обмен веществ угнетается, а превышение порога приводит к летальному исходу. При повышении температуры воды на 10°C в пределах зоны толерантности приводит к 2-х кратному ускорению метаболизма у рыб. Таким образом, усредненная оценка эффекта повышения температуры Балтийско-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 637

го моря на 3.5°С в пределах температурной толерантности дает прогноз ускорения роста рыб более, чем на 30%.

Однако, учитывая, что при потеплении климата согласно модельным прогнозам площади гипоксийных и аноксийных зон в Балтийском море сильно вырастут к концу текущего столетия по сравнению с их современными значениями, соленость понизится, а показатели общей эвтрофикации возрастут, эффективность рыболовного сектора будет снижаться. Это будет происходить как за счет общего падения уловов, так и за счет замещения ценных промысловых видов рыб на менее ценные с уменьшением стоимости валовой рыболовной продукции.

Однако есть возможность частичной адаптации рыбохозяйственной деятельности к изменению климата на уровне регулируемой эксплуатации рыбных запасов Балтики. У рыболовства есть существенный потенциал, чтобы изменить структуру пищевой сети и таким образом изменить результат вызванных климатом изменений. Например, уменьшение эксплуатации запасов трески увеличило бы шанс ее репродуктивного успеха, несмотря на снижение общей биомассы этого вида рыб. Вследствие более высокого пресса хищничества трески популяция шпрота уменьшилась бы и, следовательно, хищничество шпрота на яйцах трески ослабилось, как и межвидовая пищевая конкуренция в поедании планктонных ракообразных. В качестве обратной связи, это могло бы привести к более высокому уровню воспроизводства трески и затем улучшило бы обеспеченность пищей для сельди и шпрота, улучшая их темп роста за счет поедания икры и личинок трески.

Для адаптации промышленного рыболовства к изменениям климата необходимо проведение рыбопромысловых исследований, направленных на постоянный мониторинг популяций основных промысловых видов рыб Балтийского моря и его прибрежных зон. Это необходимо для своевременного переориентирования промысловых усилий и береговых рыбоперерабатывающих мощностей с сельди на шпрот или на треску. Существующие методики оценки допустимых уловов (ОДУ) достаточно надежно работают в краткосрочной перспективе, однако не могут быть использованы для многолетнего перспективного планирования.

Разработка каких-либо определенных рекомендаций по адаптации промышленного рыболовства к изменениям климата для отдаленной перспективы упирается в недостаточность фактологической и методической базы. Однако, вопросы планирования аквакультуры в прибрежных зонах Балтийского моря могут решаться уже сейчас с прицелом на десятки и более лет вперед. Повышение температуры относительно холодных балтийских вод приведет к ускорению роста выращиваемых рыб и сроки окупаемости инвестиций в товарную аквакультуру сократятся, сделав более привлекательными вложения предпринимателей в этот вид деятельности.

Развитие аквакультуры как направления рыбохозяйственной деятельности на Балтийском море позволит адаптировать эту деятельность к прогнозируемым изменениям климата. Кроме товарного рыбоводства (интенсивной формы аквакультуры) необходимо внедрение экстенсивных форм культивирования морских организмов (фильтрующие моллюски и макроводоросли).

Следует планировать усиление мероприятий по искусственному воспроизводству водных биоресурсов (ВБР) с выращиванием молоди ценных видов рыб для последующего выпуска в Балтийское море. Расширение сети инкубаторов и рыбопитомников должно обеспечить не только выполнение государственных программ воспроизводства ВБР, но и потребности товарных морских ферм в посадочном материале для зарыбления садков. Пример хорошей организации и успешного сочетания этих двух направлений деятельности рыбопитомников имеется в Финляндии.

Важным звеном для адаптации рыбных сообществ к изменению климата должны стать мелиоративные мероприятия в прибрежных районах, где опоясывающие берега зарослей водной растительности служат местами, обеспечивающими успешную репродукцию морских и пресноводных видов рыб Балтийского бассейна. Как уже отмечалось ранее, при потеплении климата, сопутствующей этому процессу эвтрофикации и понижению солености площади водной растительности будут увеличиваться, что будет способствовать увеличению популяции карповых видов рыб и ре-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 638

продукционных ареалов судака. Гребенчатое скашивание зарослей как один из видов мелиорации будет способствовать усилению граничного эффекта, более полезного для повышения качества водных местообитаний, нежели просто площадь зарослей.

В отличие от рыболовства, продукция аквакультуры на Балтике может быть увеличена в 30 раз по сравнению с ее современным состоянием (до 400 тысяч тонн). Потенциальные возможности товарного рыбоводства (аквакультуры) отличаются для различных районов Балтийского моря.

Восточная часть ФЗ имеет для Ленинградской области и г. Санкт-Петербурга большое значение как источник пищевой рыбной продукции. До настоящего времени здесь регулярно ведется интенсивный промысел, обеспечивающий поставки рыбы не только на местный рынок, но и в другие регионы страны. В последние годы резко сократились как запасы, так и уловы наиболее ценных проходных рыб – морской и речной миноги, атлантического осетра, лосося, кумжи, ряпушки, сига, хариуса, корюшки, сырти и угря. Из всех проходных рыб только корюшка, несмотря на значительное падение ее уловов, может реально оплачивать совокупные промысловые усилия и быть заметным объектом для потребителя. В акваториях Калининградской области существует потенциал для развития интенсивного рыболовства и получения большей экономической выгоды. Основными промысловыми рыбами в исключительной экономической зоне и территориальных водах Калининградской области являются лосось и шпрот. Другими важными промысловыми акваториями для Калининградской области, откуда поступает рыбная продукция, являются Вислинский и Куршский заливы (Осадчий, 2000; Федоров, 2002). Самым продуктивным видом является лещ. Промысловые виды в Вислинском заливе, схожи с видами, вылавливаемыми в Куршском заливе. Здесь добываются балтийская сельдь, судак, лещ, плотва, угорь, окунь, чехонь. Самым продуктивным видом является балтийская сельдь.

Развитие аквакультурных хозяйств на акватории этих морских акваторий, проведение мероприятий по искусственному восстановлению популяций промысловых рыб может существенно улучшить экономическое положение в этих регионах, повысить уровень и качество жизни населения приморских территорий.

5.2.7. Заключение

Анализ многолетних данных наблюдений за изменением метеорологических характеристик в Балтийском море довольно убедительно показывает, что за последние 30 лет произошли заметные изменения. Увеличение циклонической активности над Балтийским морем и частоты появления процессов западного переноса над Балтийским морем обусловили быстрый рост температуры воздуха за период исследования, незначительное увеличение количества осадков и уменьшение средней скорости ветра. Возросла частота формирования глубоких циклонов над Балтийским морем.

Выявленные тренды по температуре воды, уровню моря и продолжительности покрытия льдом в прибрежных районах моря имеют четко выраженную направленность, а наибольшая изменчивость гидрометеорологических характеристик отмечается в зимний период. В восточной части Финского залива самые значительные аномалии были зафиксированы в период 1991–2005 гг.

Статистический анализ многолетних рядов наблюдений уровня моря подтверждает, что годовые максимумы значительно увеличились за последние 70 лет. Изменения особенно заметны в центральной части Балтийского моря. Максимумы в этом районе выросли за последние полвека почти на 10 см. Наиболее опасный рост максимальных уровней произошел в Финском заливе. Разброс экстремумов высоты уровня моря в Финском заливе является максимальным для Балтики. Возросла интенсивность штормовых нагонов и связанные с ними экстремумы высот волн. Начиная со второй половины 70-х годов двадцатого века, наводнения, вызванные штормовыми нагонами в Невской губе, регистрируются намного чаще, чем в середине прошедшего столетия. При сохранении современной тенденции усиления интенсивности штормовых явлений в Балтийском море вероятно дальнейшее увеличение экстремумов высоты уровня моря в будущем климате.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 639

Заметные различия отмечаются в изменениях гидрометеорологических характеристик в северо-восточной и южной Балтике. Рост температуры воздуха и температуры поверхности моря в северо-восточной прибрежной зоне Балтийского моря за последние 50 лет происходил быстрее, в то время как рост уровня моря в южных прибрежных районах значительно превысил величину, на которую вырос уровень в северо-восточной прибрежной зоне Балтийского моря. Продолжительность ледового покрова в южной части моря сократилась на один месяц, а в восточной части Финского залива – на две недели. Анализ данных наблюдений за ледовым покровом по всему морю за почти трехсотлетний период показал, что наиболее продолжительный теплый период, который попадает в диапазон средних, мягких и очень мягких зим начался с 90-х годов прошлого столетия.

Анализ результатов расчетов на отечественной региональной эко-гидродинамической модели SPBEM показал, что потепление климата может привести к росту температуры моря, уменьшению солености и площади морского льда, увеличению речного стока. Эти изменения гидрологического режима будут оказывать существенное воздействие на морские экосистемы Балтийского моря. При потеплении климата площади гипоксийных и аноксийных зон в Балтийском море будут увеличиваться или, в лучшем случае, незначительно уменьшаться по сравнению с их современными значениями. Этот результат в качественном отношении не зависит от того, какая глобальная климатическая модель и какой сценарий изменения климата использовались в расчетах. Развитие гипоксийно-аноксийных условий приведет к ухудшению качества вод Балтийского моря.

В биологических сообществах при изменении климата, по-видимому, можно ожидать дальнейшего развития современных тенденций. В фитопланктоне будет наблюдаться ослабление весеннего максимума развития диатомовых водорослей. В зоопланктоне, вероятно, продолжится возрастание роли теплолюбивых мелких копепод и ветвистоусых ракообразных. Сохранится доминирующее положение шпрота в ихтиоценозе. Повышение температуры, по-видимому, также приведет к нарушению естественных фенологических циклов, сдвинув начало развития разных организмов на более ранние сроки, что в свою очередь может иметь неблагоприятные последствия на экосистемном уровне вследствие нарушения сложившихся трофических взаимоотношений. Прогнозируемое увеличение площади гипоксийных и аноксийных зон приведет к расширению участков дна непригодных для макрозообентоса и возрастанию внутренней фосфорной нагрузки, что будет способствовать еще большему развитию азотфиксирующих видов синезеленых водорослей.

Влияние вселенцев на функционирование природных сообществ и экосистем является, по-видимому, наиболее слабо изученным и трудно прогнозируемым аспектом проблемы экологических последствий изменений климата. Хотя распространение чужеродных видов – общепризнанная угроза для окружающей среды, растет понимание, что в ряде случаев они могут выполнять важные функции в экосистемах, в особенности нарушенных антропогенным воздействием. Это может рассматриваться, как адаптация природных сообществ к меняющимся условиям среды.

При подготовке раздела авторами использованы результаты исследований, проводимых в рамках подпрограммы “Исследования природы Мирового океана” ФЦП “Мировой океан” РГГМУ и АО ИОРАН в 2008–2013 годы.

5.2.8. Литература

Аверкиев А. С., Клеванный К. А., 2009. Расчет экстремальных уровней воды в восточной части Финского залива, Метеорология и гидрология, № 11, с. 59–69.

Андриашкина А. Ю., Домнин Д. А., Чубаренко Б. В., 2008. Потенциалы и конфликты использования прибрежных акваторий российской части Юго-восточной Балтики. Интеграция Северо-запада России в регион Балтийского моря: проблемы и перспективы, Калининград, с. 273–300.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1992. Балтийское море, Гидрометеорологические условия, СПб., Гидрометеоиздат, т. 3, вып.1, 450 с.

Голубков М. С., Голубков С. М., Умнова Л. П., 2008. Первичная продукция и проблемы эв-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 640

трофирования эстуария реки Невы, в кн.: Экосистема эстуария реки Невы: биологическое разнообразие и экологические проблемы, М., Товарищество научных изданий КМК, с. 313–337.

Гордеева С. М. Малинин В. И., 2011. О современных изменениях климата и уровня Финского залива, Охрана окружающей среды и природопользование, № 3, с. 64–67.

Гришин Н. Н., Костяной А. Г., 2012. О спутниковом мониторинге распространения взвешенных наносов при строительстве морского газопровода Nord Stream в российских водах Балтийского моря в 2010 г., Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 9, № 1, с. 167–175.

Гришин Н. Н., Костяной А. Г., 2013. Использование спутникового мониторинга распространения взвешенных наносов для трансграничной оценки воздействия на окружающую среду строительства российской секции морского газопровода Nord Stream, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 10, № 1, с. 303–319.

Домнин Д. А., Дорохов Д. В., 2009. Анализ текущего состояния использования акваторий в российском секторе Юго-восточной Балтики. Отчет о НИР "Комплексное исследование процессов, характеристик и ресурсов Балтийского моря", Подпрограмма "Исследования природы Мирового океана" ФЦП "Мировой океан", № гос. рег.01 2008 53997, с. 92–117.

Еремина Т. Р., Густоев Д. В., Цепелев В. Ю., 2013. Исследование долгопериодных изменений гидрометеорологических характеристик восточной части Финского залива в 1958–2009 гг., Геофизическая гидродинамика, 2013, т. 6, № 9, с. 41–47.

Еремина Т. Р ., Карлин Л. Н., 2008. Современные черты гидрохимических условий в восточной части Финского залива, в кн.: Экосистема эстуария реки Невы: биологическое разнообразие и экологические проблемы, М., Товарищество научных изданий КМК, с. 24–38.

Кондратьев С. А., 2011. Оценка биогенной нагрузки на Финский залив Балтийского моря с российской части водосбора, Водные ресурсы, т. 38, № 1, с. 63–71.

Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А., 2014. Климатическая изменчивость ряда гидрометеорологических параметров морей России с 1979 по 2011 годы, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 26, Москва, ИГКЭ (в печати).

Кудрявцева Е. А., Пименов Н. В., Александров С. В., Кудрявцев В. М., 2011. Первичная продукция и хлорофилл в юго-восточной части Балтийского моря в 2003–2007 гг., Океанология, т. 51, № 1, с. 33–41.

Максимов А. А., 2006. Многолетние изменения макрозообентоса как показатель эвтрофирования восточной части Финского залива, Сборник научных трудов ГосНИОРХ, т. 331, № 2, с. 77–91.

Максимов А. А., 2012. Многолетняя изменчивость климатических факторов и динамика сообществ донных животных, в кн.: Динамика биологического разнообразия и биоресурсов континентальных водоемов, СПб, Наука, с. 126–138.

Навроцкая С. Е., Чубаренко Б. В., 2011. Сравнение средних и экстремальных уровней в Балтийском проливе и устье реки Преголи (Калининградский залив) за период 1901–2006 гг., Изв. РГО, т. 143, вып. 4, с. 75–79.

Осадчий В. М., 2000. Регулирование рыболовства и стратегия использования рыбных ресурсов в Куршском заливе, Дисс. канд. биолог. наук, Калининград, 175 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. Последствия изменений климата. М., Росгидромет, т. 2, 288 с.

Псаломщикова Л. М. и др., 2010. Характеристики значительных наводнений в устье р. Невы при разных синоптических ситуациях, Метеоспектр, № 2, с. 105–110.

Рябченко В. А., Либерман Ю. М., Руховец Л. А., Астраханцев Г. П., Белевич М. Ю., Дворников А. Ю., Игнатов Р. Ю., Клеванный К. А., Мостаманди С. В., Рубинштейн К. Г., Цепелев В. Ю. 2008. Прогноз погоды и состояния водных объектов Северо-Западного региона России на базе комплекса гидродинамических моделей, СПб, Нестор-История, 60 с.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 641

Смирнов Н. П., Воробьев В. Н., Качанов С. Ю., 1998. Северо-Атлантическое колебание и климат, СПб, изд. РГГМУ, 122 с.

Федоров Л. С., 2002. Характеристика рыболовства и управление рыбными ресурсами Вислинского залива. Дисс. канд. биолог. наук: 03.00.10, Калининград, http://www.disertant.ru/index.php?work=37745.

Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, 2008. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 473 c.

BACC Author Team, 2008. Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin, Berlin, Springer-Verlag, 474 p.

Baltic Environmental Database, URL: http://nest.su.se/bed.

Bates B. C., Kundzwicz Z. W., Wu S., Palutikof J. P. (eds.), 2008. Climate Change and Water, Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva: IPCC Secretariat, p. 210.

Berglund J. Muren U., Bamstedt U., Andersson A., 2007. Efficiency of a phytoplankton-based and a bacteria-based food web in a pelagic marine system, Limnol. Oceanogr., vol. 52, no. 1, pp. 121–131.

Church J. A., Gregory J. M., Huybrechts P., et al., 2001. Changes in sea level, Climate Change 2001: The Scientific Basis (Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change), Cambridge, U.K., Cambridge Univ. Press, pp. 639–694.

Climate Change 2007, 2007. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel, Solomon S., Qin D., Manning M., et al. (eds.), Cambridge, UK and New York, USA, Cambridge University Press, 996 p.

Conley D. J., Bjorck S., Bonsdorff E., Carstensen J., et al., 2009. Hypoxia-Related Processes in the Baltic Sea, Environmental science and technology, vol. 43, no. 10, pp. 3412–3420.

Dailidiene I., Davuliene L., Tilickis B., Stankevicius A., Myrberg K., 2006. Sea level variability at the Lithuanian coast of the Baltic Sea, Boreal Environmental Research, vol. 11, pp. 109–121.

Dailidiene I. Baudler H., Chubarenko B., Navrotskaya S., 2011. Long term water level and surface temperature changes in the lagoons of the southern and eastern Baltic, Oceanologia, vol. 53 (1–TI), pp. 293–308.

Dailidiene I., Davuliene L., Kelpsaite L., Razinkovas A., 2012. Analysis of the climate change in Lithuanian coastal areas of the Baltic Sea, Journal of Coastal Research, vol. 28, Issue 3, pp. 557–569, doi: http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00077.1.

Eero Aro, 2012. Keynote: Fish and Fisheries in GoF. The main driving forces on the dynamics of fish resources in the Gulf of Finland, and the state of the key stocks. Presentation at "The trilateral co-operation for the Gulf of Finland", WORKSHOP ON FISH AND FISHERIES, 27–28 February 2012.

Eilola K., Meier H. E. M., Almroth E., 2009. On the dynamics of oxygen, phosphorus and cyanobacteria in the Baltic Sea; A model study, J. Mar. Sys., vol. 75, pp. 163–184.

Ekman M., 2003. The world's longest sea level series and winter oscillation index for Northern Europe 1774–2000, Small Publications in Historical Geophysics, no. 12, pp. 1–31.

Elmgren R., 1984. Trophic dynamics in the enclosed, brackish Baltic Sea, ICES Rapp. Proc. Verb., no. 183, pp. 152–169.

Eriksson Wiklund A.-K., Dahlgren K., Sundelin B., Andersson A., 2009. Effects of warming and shifts of pelagic food web structure on benthic productivity in a coastal marine system, Marine Ecology Progress Series, vol. 396, pp. 13–25.

Eriksson Wiklund A.K., Sundelin B., Rosa R., 2008. Population decline of amphipod Monoporeia affinis in Northern Europe: consequence of food shortage and competition? Journal of Experimental Marine Biology and Ecology, vol. 367, pp. 81–90.

Golubkov S., Alimov A., 2010. Ecosystem changes in the Neva Estuary (Baltic Sea): Natural dynamics or response to anthropogenic impacts? Marine Pollution Bulletin, vol. 61, pp. 198–204.

Gornitz V., 1995. Monitoring sea level changes, Climate Change, vol. 31, pp. 515–544.

Gustafsson B. G., 2003. A time-dependent coupled-basin model for the Baltic Sea, Report C47,

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 642

Earth Sciences Centre, Goteborg University, Goteborg, 61 p.

Harma M., Lappalainen A., Urho L., 2008. Reproduction areas of roach (Rutilus rutilus) in the northern Baltic Sea: potential effects of climate change, Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science, 65(12): pp. 2678–2688.

HELCOM, 2007a. Climate Change in the Baltic Sea Area, HELCOM Thematic Assessment in 2007, Baltic Sea Environment Proceedings, no. 111, pp. 3–49.

HELCOM, 2007б. Toward a Baltic Sea unaffected by eutrophication: Background document to Helcom Ministerial Meeting, Krakow, Poland, Tech. rep., Helsinki Commission, Helsinki, Finland.

Hurrell J. W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation, Science, vol. 269, pp. 676–679.

Hurrell J. W., Deser C., 2010. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation, Journal of Marine Systems, vol. 79, pp. 231–244.

IPCC Special Report on Emission Scenarios, 2000. Summary for Policymakers. Emissions Scenarios, WMO/UNEP, Intergovernmental Panel on Climate Change, 25 p.

Johansson M. M., Kahma K. K., Boman H., Launiainen J., 2004. Scenarios for sea level rise on the Finnish coast, Boreal Environment Research, vol. 9, pp. 153–166.

Karlsson O. M. Jonsson P. O., Lindgren D., Malmaeus J. M., Stehn A., 2010. Indications of Recovery from Hypoxia in the Inner Stockholm Archipelago, Ambio, vol. 39, pp. 486–495.

Kabel K., Moros M., Porsche C., Neumann T., et al., 2012. Impact of climate change on the Baltic Sea ecosystem over the past 1000 years, Nature Climate Change, vol. 2, pp. 871–874.

Kostianoy A. G., Lebedev S. A., Soloviev D. M., Pichuzhkina O. E., 2005. Satellite monitoring of the Southeastern Baltic Sea, Annual Report 2004, Lukoil-Kaliningradmorneft, Kaliningrad, 36 p.

Lepparanta M., Myberg K., 2009. Physical Oceanography of the Baltic Sea, UK, Praxis Publishing Ltd., pp. 268–274.

Maximov A. A. Eremina T. R., Lange E. K., Maximova O. B., 2012. Biological invader counteracts the adverse effects of climate variations in the eastern Gulf of Finland, Baltic Sea, Abstracts of The 47th European Marine Biology Symposium, Arendal, Norway, 3–7 September 2012, p. 54.

Meier H. E. M., Broman B., Kjellstrom E., 2004. Simulated sea level in past and future climates of the Baltic Sea, Climate Research., vol. 27, pp. 59–75.

Meier H. E. M., Andersson H. C., Eilola K., Gustafsson B. G., 2011. Hypoxia in future climates: A model ensemble study for the Baltic Sea, Geophys. Res. Lett., vol. 38, Issue 24, doi:10.1029/2011GL049929.

Meier H. E. M., Muller-Karulis B., Andersson H. C., Dieterich C., et al., 2012. Impact of climate change on ecological quality indicators and biogeochemical fluxes in the Baltic Sea – a multi-model ensemble study, Ambio, vol. 41, Issue 6, pp. 558–573.

Meier H. E. M., Doscher R., Faxen T., 2003. A multiprocessor coupled ice-ocean model for the Baltic Sea: Application to salt inflow, J. Geophys. Res., vol. 108(C8), pp. 3273, doi: 10.1029/2000JC000521.

Met Office Hadley Centre Observations Datasets: Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set (HadISST).URL: http://hadleyserver.metoffice.com/hadisst/data/download.html.

Neelov I. A., Eremina T. R., Isaev A. V., Ryabchenko V. A., Savchuk O. P., Vankevich R. E., 2003. A simulation of the Gulf of Finland ecosystem with 3-D model, Proceedings Estonian Academy of Science, Biology. Ecology, vol. 52, pp. 347–359.

Neumann T., Fennel W., Kremp C., 2002. Experimental simulations with an ecosystem model of the Baltic Sea: a nutrient load reduction experiment, Global Biogeochemical Cycles, vol. 16, p. 1033.

Neumann T., Schernewski G., 2008. Eutrophication in the Baltic Sea and shifts in nitrogen fixation analyzed with a 3D ecosystem model, J. Mar. Sys., vol. 74, pp. 592–602.

Norkko J., Reedin D. C., Timmermann K., Norkko A., Gustafssonn B. G., et al., 2011. A welcome can of worms? Hypoxia mitigation by

OD-2-1-3n 12/9/14 6:53 PM Page 643

an invasive species, Global Change Biology, vol. 18, no. 2, pp. 422–434.

Osterblom H., Hansson S., Larsson U., Hjerne O., Wulff F., Elmgren R., Folke C., 2007. Human-induced Trophic Cascades and Ecological Regime Shifts in the Baltic Sea, Ecosystems, vol. 10, pp. 877–889.

Pekcan-Hekim Z., Lappalainen J., 2006. Effects of clay turbidity and density of pikeperch (Sander lucioperca) larvae on predation by perch (Perca fl uviatilis), Naturwissenschaften, 93, pp. 356–359.

Pitkanen H., Lehtoranta J., Raike A., 2001. Internal Nutrient Fluxes Counteract Decreases in External Load: The Case of the Estuarial Eastern Gulf of Finland, Baltic Sea, Ambio, vol. 30, no. 4–5, pp. 195–201.

Pitkanen H., Valipakka P., 1997. Extensive deep water oxygen deficit and benthic phosphorus release in the eastern Gulf of Finland in late summer 1996, Proc. Final Seminar of the Gulf of Finland Year 1996, Helsinki, pp. 51–59.

Ryabchenko V., et al., 2010. Estimates of the impact of potential climate change in the 21st century on the Baltic Sea ecosystem, Abstract for 6th Study Conference on BALTEX: "Changing water, energy and biogeochemical cycles in the Baltic Sea basin", Miedzyzdroje, Island of Wolin, Poland, 14–18 June 2010, ISSN 1681–6471, publ. no. 46, pp. 44–45.

Sandberg J., Andersson A., Johansson S., Wikner J., 2004. Pelagic food web structure and carbon budget in the northern Baltic Sea: potential importance of terrigenous carbon, Mar Ecol Prog Ser., vol. 268, pp. 3–29.

Sandstrom A., Karas P., 2002. Effects of eutrophication on young-of-the-year freshwater fish communities in coastal areas of the Baltic, Environmental Biology of Fishes, 63, pp. 89–101.

Savchuk O. P., 2010. Large-Scale Dynamics of Hypoxia in the Baltic Sea, Chemical Structure of Pelagic Redox Interfaces: Observation and Modeling, Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, pp. 1–24.

Savchuk O. P., 2002. Nutrient biogeochemical cycles in the Gulf of Riga: scaling up field studies with a mathematical model, J. Mar. Sys., vol. 32, pp. 235–280.

Schlaepfer M. A., Sax D. F., Olden J. D., 2010. The Potential Conservation Value of Non-Native Species, Conservation Biology, vol. 25, no. 3, pp. 428–437.

Sepp M., 2009. Changes in frequency of Baltic Sea cyclones and their relationships with NAO and climate in Estonia, Boreal Environmental Research, vol. 14, no. 1, pp. 143–151.

Soomere T., Healy T., 2008. Extreme wave and water level conditions in the Baltic Sea in January 2005 and their reflection in teaching of coastal engineering, In: Building Resilience: CIB W89 International Conference on Building Education and Research (BEAR 2008), Book of Executive Summaries, R. Haigh, D. Amaratunga (eds.), Salford, School of the Built Environment, The University of Salford, UK, pp. 254–255.

Soomere T., Lepparanta M., Myrberg K., 2009. Highlights of the physical oceanography of the Gulf of Finland reflecting potential climate changes, Boreal Environment research, vol. 14, pp. 152–165, ISSN 1239-6095.

Stalnacke P., Grimvall A., Sundblad K., Tonderski A., 1999. Estimation of riverine loads of nitrogen and phosphorus to the Baltic Sea 1970 –1993, Environ. Monit. Assess., vol. 58, pp. 173–200.

Urho L., Kjellman J., Pelkonen T., 2003. Eutrophication and herring reproduction success in the northern Baltic Sea, ICES Marine Symposia, 219, pp. 430–432.

Von Einem J., Graneli W., 2010. Effects of fetch and dissolved organic carbon on epilimnion depth and light climate in small forest lakes in southern Sweden, Limnol. Oceanogr., vol. 55, no. 2, pp. 920–930.

Wulff F., Bonsdorff E., Gren I.-M., Johansson S., Stigebrandt A., 2001. Giving Advice on Cost Effective Measures for a Cleaner Baltic Sea: A Challenge for Science, Ambio, vol. 30, no. 4–5, pp. 254–259.

Wulff F., Savchuk P., Sokolov A., Humborg, C., Morth C.-M., 2007. Management options and effects on a marine ecosystem: assessing the future of the Baltic Sea, Ambio, vol. 36, no 2–3, pp. 243–249.

Zillen L., et al., 2008. Past occurrences of hypoxia in the Baltic Sea and the role of climate variability, environmental change and human impact, Earth-Science Reviews, vol. 91, pp. 77–92.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 644

Глава 5.3. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ

А. Г. Костяной

А. И. Гинзбург, С. А. Лебедев, Н. А. Шеремет

5.3.1. Введение

Южные моря России – Черное, Азовское и Каспийское – имеют важное народнохозяйственное (рыбный промысел, судоходство, добыча на шельфе и транспортировка нефти и газа, курортные зоны и порты на принадлежащих России участках побережья) и военно-стратегическое значение, особенно в связи с реальным сужением границ российского влияния в этих морях после распада СССР. Характерными для южных морей с близким географическим положением являются ограниченный (отсутствующий в случае Каспия) водообмен с открытыми акваториями, пониженное (по сравнению с океаном) содержание соли и тот факт, что их водный баланс в значительной степени определяется стоком впадающих в них рек. Ограниченный водообмен с открытыми акваториями и в ряде случаев особенности вертикальной плотностной стратификации делает их чрезвычайно чувствительными как к изменениям глобального и регионального климата, так и к антропогенному воздействию, обусловленному стоком рек и его зарегулированностью, отходами курортных зон и промышленных центров на берегу, добычей и транспортировкой нефти и т. д., что может приводить к изменениям на экосистемном уровне. Следствием климатических изменений являются изменения температуры поверхности моря, его солености и уровня, начала образования и продолжительности регионального ледяного покрова, связанные с климатообусловленными изменениями температуры воздуха, скорости и направления ветра, стока впадающих в море рек и осадков/испарения с поверхности. Экологические задачи и поддержание инфраструктуры на берегу требуют постоянного контроля изменений этих гидрологических и метеорологических параметров.

В первом оценочном докладе об изменениях климата в южных морях России (Костяной и др., 2008) для каждого из морей рассматривалась долговременная изменчивость стока рек, уровня моря, температуры поверхности и солености, а также плотности биомассы фитопланктона на основе доступных натурных данных и дистанционных спутниковых измерений (ограниченных по времени, в большинстве случаев, 2005 годом). В данном докладе временной ряд доступных наблюдений этих параметров (биомасса фитопланктона не рассматривается) продлен в основном до 2011 г. Рассмотрена также долговременная изменчивость метеорологических параметров (температуры воздуха, осадков и скорости ветра с января 1979 по декабрь 2011 года) и параметров ледяного покрова.

5.3.2. Черное море

5.3.2.1. Температура воздуха

Температура воздуха над Черным морем в течение последних примерно 70 лет в среднем увеличивалась. В соответствии с данными измерений на метеостанции Геленджика, линейный тренд среднегодовой температуры в 1938–2009 гг. составил 0.011°С/год, с уменьшением температуры в 1940–1950-х и 1980 – начале 1990-х гг., ее увеличением в 1960-х гг. и особенно заметным увеличением с середины 1990-х гг. (Мельников и др., 2011). Аналогичная оценка тренда для последних 30 лет (1980–2009 гг.) дала 0.051°С/год (Мельников и др., 2011), т. е. средняя скорость потепления увеличилась примерно в 5 раз, что согласуется с началом глобального потепления климата с конца 1970-х годов (Levitus et al., 2000; Rayner et al., 2003). Диапазон изменчивости среднегодовой температуры воздуха на метеостанции Геленджика в 1938–2009 гг. составил примерно 3°С, с минимумом 11.7°С в середине 1950-х гг. и в 1993 г. и максимумом 14.8°С в 2008 г. (Мельников и др., 2011). При этом средняя зимняя температура воздуха в Геленджике (средняя за декабрь предыдущего года, январь и февраль текущего) за период 1980–2011 гг. менялась от минимального значения 2.3°С в 1993 г. до максимального 8.2°С в 2010 г. (Кривошея и др., 2012).

Аналогичный характер межгодовой изменчивости средней зимней температуры воздуха (декабрь–февраль), осредненной над глубоководной

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 645

частью Черного моря по данным реанализа NCEP/NCAR в 1982–2008 гг., продемонстрирован в (Пиотух и др., 2011).

Представление о сезонной и межгодовой изменчивости среднемесячной температуры воздуха на высоте 2 м над Черным морем в 1979–2011 гг. дает рис. 5.3.1. За 33-летний период линейный тренд роста температуры воздуха составил 0.0127°С/год. Таким образом, температура воздуха с 1979 по 2011 г. увеличилась в среднем на 0.42°С. Наиболее заметно повышение летних температур воздуха в 2000-х годах. Самые низкие месячные температуры воздуха зимой в 2000-х годах наблюдались в 2003, 2006, 2008 гг. (рис. 5.3.1).

Аномально низкие зимние температуры воздуха зарегистрированы также в феврале 2012 г., по крайней мере у северо-восточного побережья моря: 7–11 февраля 2012 г. в районе Анапа–Геленджик температура воздуха опускалась до –11… –19°С, что ниже нормы на 10–16°С (Бережная и др., 2012б).

5.3.2.2. Осадки

По данным работы (Горячкин, Иванов, 2006), за период 1923–1998 гг. среднее многолетнее количество атмосферных осадков над морем в целом составило 570 мм/год (или 241 км^3 в единицах объема при площади моря 423000 км^2) с максимумом 840 мм в 1988 г. и минимумом 380 мм в 1993 г. Положительный тренд осадков на фоне заметных межгодовых колебаний составил в тот период 1.67 мм/год, что соответствует результирующему приращению количества осадков 125 мм. Эти данные хорошо согласуются с оценками среднего многолетнего количества осадков в (Гидроме-

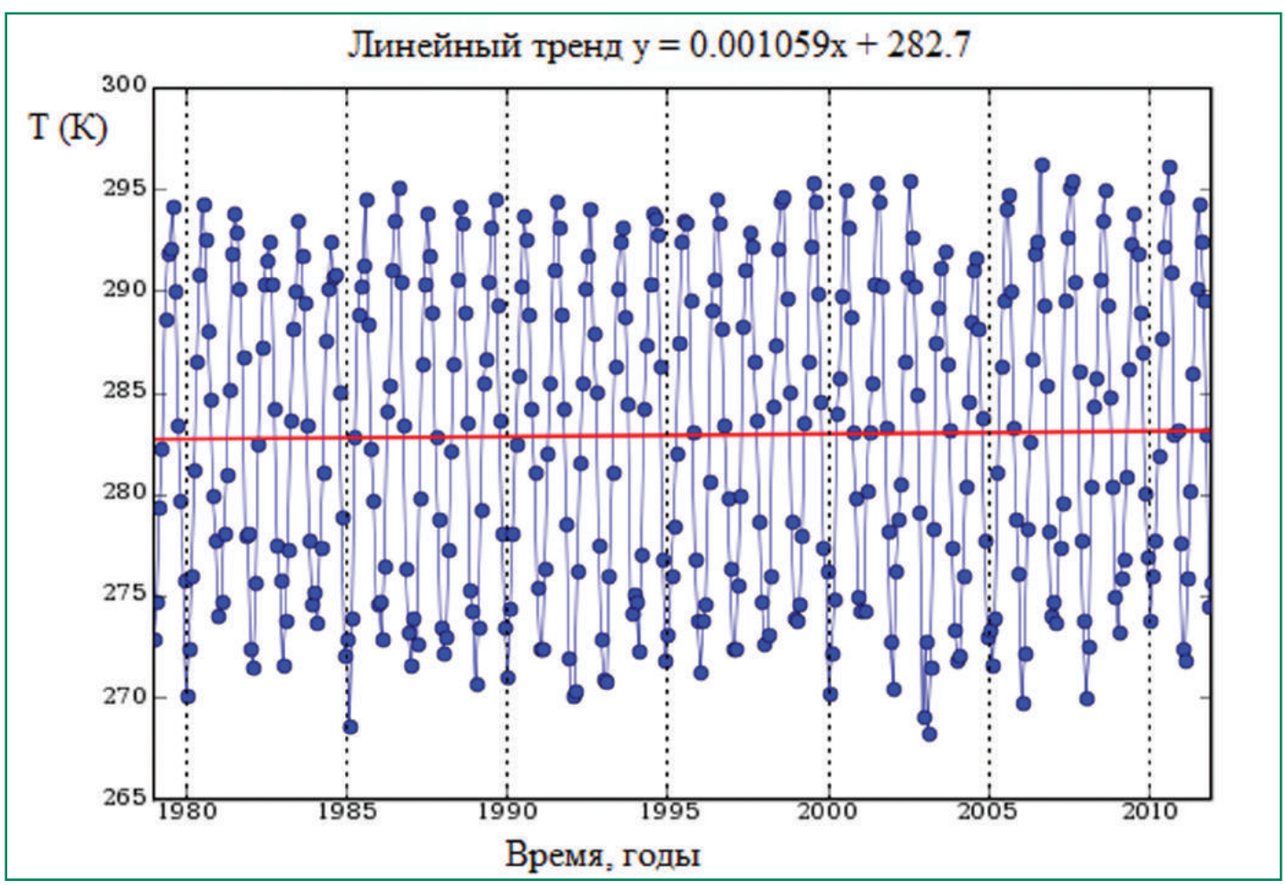


Рис. 5.3.1. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (K) над Черным морем (41–45° с.ш., 28–41° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в K/мес.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 646

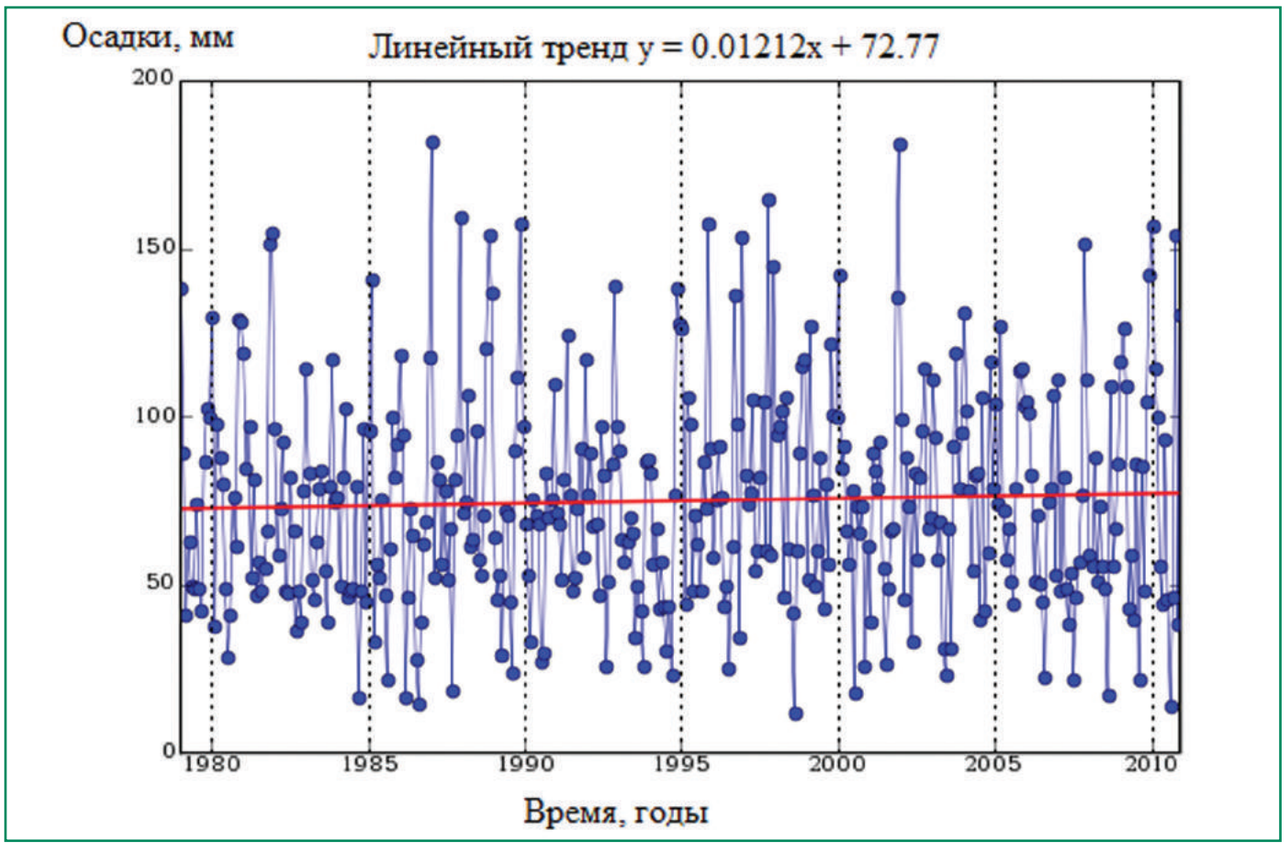


Рис. 5.3.2. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Черным морем (41–45° с.ш., 28–41° в.д.) в 1979–2010 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

теорология…, 1991б): 238 км³/год при тренде +0.86 км³/год. Положительные линейные тренды ноябрьских осадков в Одессе и на гидрометеорологической станции м. Херсонес с 1890-х по 1998 г. продемонстрированы в (Полонский, Ловенкова, 2004); рост осадков в зимнее время в Одессе в 1865–1991 гг. отмечен также в (Полонский, Ловенкова, 2006). В последние примерно 30 лет наблюдается слабый положительный тренд осадков (рис. 5.3.2; см. также (Мельников и др., 2011)). За 32-летний период линейный тренд роста осадков составил 0.1454 мм/мес год. Таким образом, среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 г. увеличилось в среднем на 56 мм.

5.3.2.3. Скорость ветра

Общая тенденция долговременной изменчивости скорости ветра над Черным морем – ее уменьшение со второй половины XX века. Средние месячные и среднегодовые значения скорости ветра, оцененные по данным основных гидрометеорологических станций побережья за десятилетие 1971–1980 гг., были ниже, чем в 1936–1965 гг. (Гидрометеорология…, 1991б). Аналогичная тенденция отмечена в (Репетин, Белокопытов, 2008) для северо-восточной части моря: за 31-летний климатический период 1970–2000 гг. средние месячные скорости уменьшились по сравнению с периодами 1936–1966 и 1971–1980 гг. в разных пунктах побережья на 0.2–1.2 м/с (в среднем на 0.7 м/с); в 1975–2000 гг. наблюдалось уменьшение среднегодовых значений скорости ветра по сравнению с периодом ее слабого изменения в 1925–1975 гг. Тренды уменьшения скорости за 91-летний период 1915–2005 гг. изменялись в разных пунктах побережья от –0.007 м/с/год до –0.023 м/с в год (в Новороссийске –0.010 м/с в

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 647

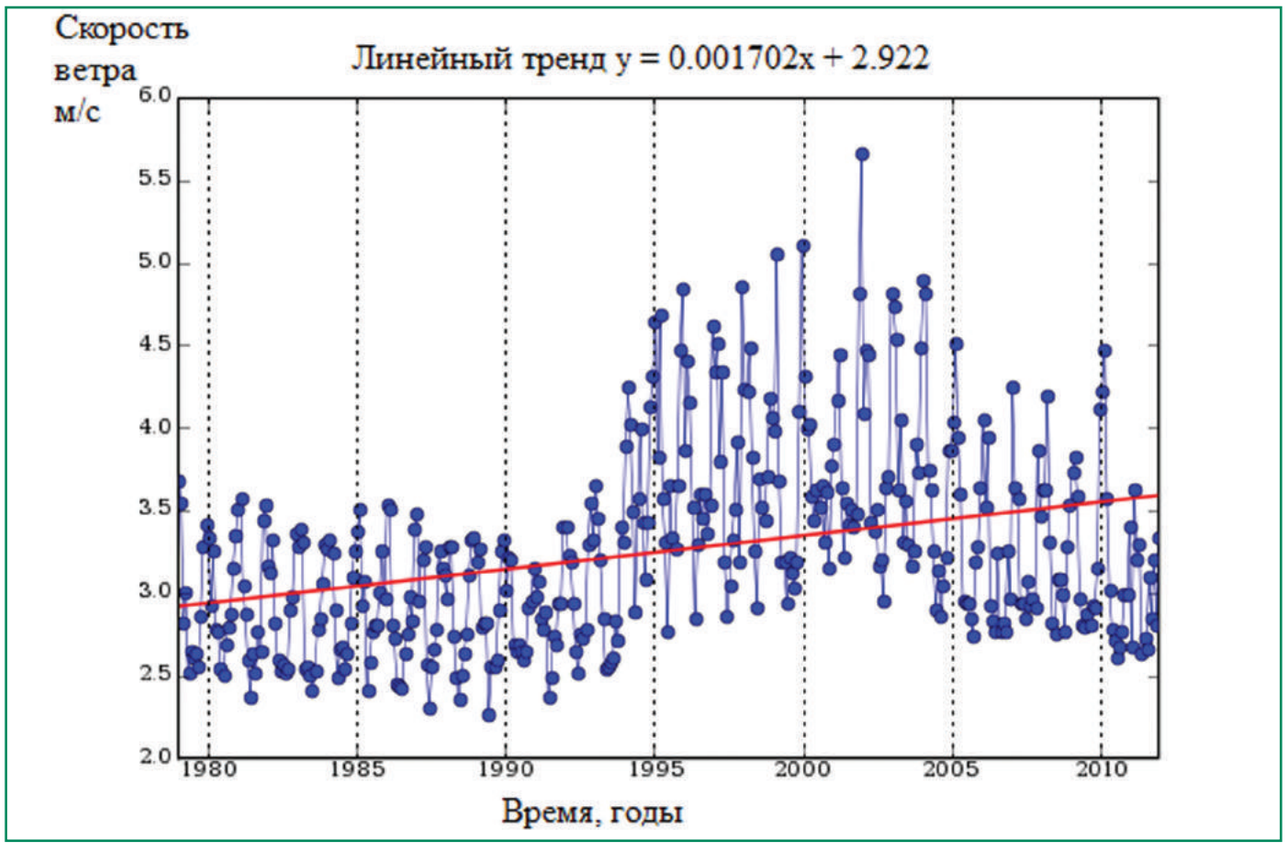


Рис. 5.3.3. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений скорости ветра (м/с) над Черным морем (41–45° с.ш., 28–41° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в м/с/мес.

год). Понижение скорости имело место во все сезоны. Общее уменьшение величин годовой скорости за этот 91-летний период – от 0.6 м/с в Ялте до 2.1 м/с в Феодосии (в Новороссийске – на 1.0 м/с) (Репетин, Белокопытов, 2008).

В последний 33-летний период 1979–2011 гг. тренд скорости ветра над всей акваторией Черного моря оказался положительным вследствие усиления ветра в 1995–2005 гг. (рис. 5.3.3). Линейный тренд роста скорости ветра за этот период составил 0.0204 м/с в год. Таким образом, скорость ветра с 1979 по 2011 г. формально увеличилась бы в среднем на 0.67 м/с. Однако к концу 2011 г. она фактически уменьшилась до уровня 1979–1985 гг. В 1999–2005 гг. в Геленджике зарегистрирована наиболее высокая повторяемость сильных ветров (больше 12 м/с) за 21-летний период 1990–2010 гг. (Кривошея и др., 2012). В то же время, по данным береговых станций северо-восточной части Черного моря, повторяемость сильных ветров (10–30 м/с) в 61-летний период 1945–2005 гг. в среднем уменьшалась (Репетин, Белокопытов, 2008).

5.3.2.4. Температура поверхности моря

Измерения на гидрометеостанциях ряда пунктов на побережье (Мельников и др., 2011; Ткаченко, 2011; Еремеев и др., 2012) и спутниковые данные (Костяной и др., 2008; Гинзбург и др., 2009; Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011) свидетельствуют о потеплении (в среднем, при заметной межгодовой изменчивости) Черного моря со второй половины XX века, особенно в 2000-х годах. Среднегодовая температура поверхности моря (ТПМ) в прибрежной зоне его восточной части (Анапа–Сочи) в период 1977–2008 гг. увеличивалась со средней скоростью примерно

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 648

+0.03°C/год (наша оценка по данным (Ткаченко, 2011)). По измерениям на гидрометеостанции в Геленджике (Мельников и др., 2011), линейный тренд среднегодовой ТПМ в 1980–2010 гг. составил +0.072°C/год, а на более длительном временном интервале с 1938 по 2009 г. оказался существенно меньшим (+0.009°C/год) вследствие малого изменения температуры до 1970-х годов.

В результате анализа межгодовой и сезонной изменчивости ТПМ моря в целом и трех его регионов (прибосфорского, северо-восточного и прикерченского), выполненного на основе спутниковых еженедельных данных проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder с пространственным разрешением 4 км (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011), получены следующие положительные линейные тренды среднегодовой ТПМ за период 1982–2009 гг.: в Черном море в целом ~ +0.06°C/год, а в его прибосфорском, северо-восточном и прикерченском регионах, при схожем в общих чертах характере межгодовой изменчивости, ~ +0.05, +0.06 и +0.08°C/год соответственно. Среднегодовая температура воды в море в целом, не превышавшая в 1982–1993 гг. 15°C, в 2007–2009 гг. увеличилась до ~16°C, причем 2007–2009 гг. были годами с самой высокой среднегодовой температурой в рассматриваемый период (рис. 5.3.4).

Потепление Черного моря имело место во все сезоны. Положительный тренд зимней температуры (февраль–март, самые холодные месяцы года) в море в целом в 1982–2009 гг. (рис. 5.3.5) составил примерно +0.04°C/год. На более длительном временном интервале 1957–2009 гг. линейный тренд практически отсутствует (рис. 5.3.6). Линейные тренды зимних ТПМ составляли: –0.008°C/год для февраля–марта в период 1957–2002 гг. (Ginzburg et al., 2008) и +0.0025°C/год для декабря–марта на вековом интервале 1900–2000 гг. (Oguz et al., 2006).

Наиболее низкие зимние значения ТПМ в Черном море в целом и в его регионах в 2000-х годах наблюдались в 2006, 2003 и 2008 гг. (рис. 5.3.5; см. также (Пиотух и др., 2011)). Аномально теплой, судя по температуре воздуха над морем (рис. 5.3.1, см. также (Кривошея и др., 2012)) и температуре холодного промежуточного слоя (ХПС, слой с температурой воды менее 8°C на глубине примерно 50–100 м), была зима 2009/2010 г.; в Геленджике средняя за ян-

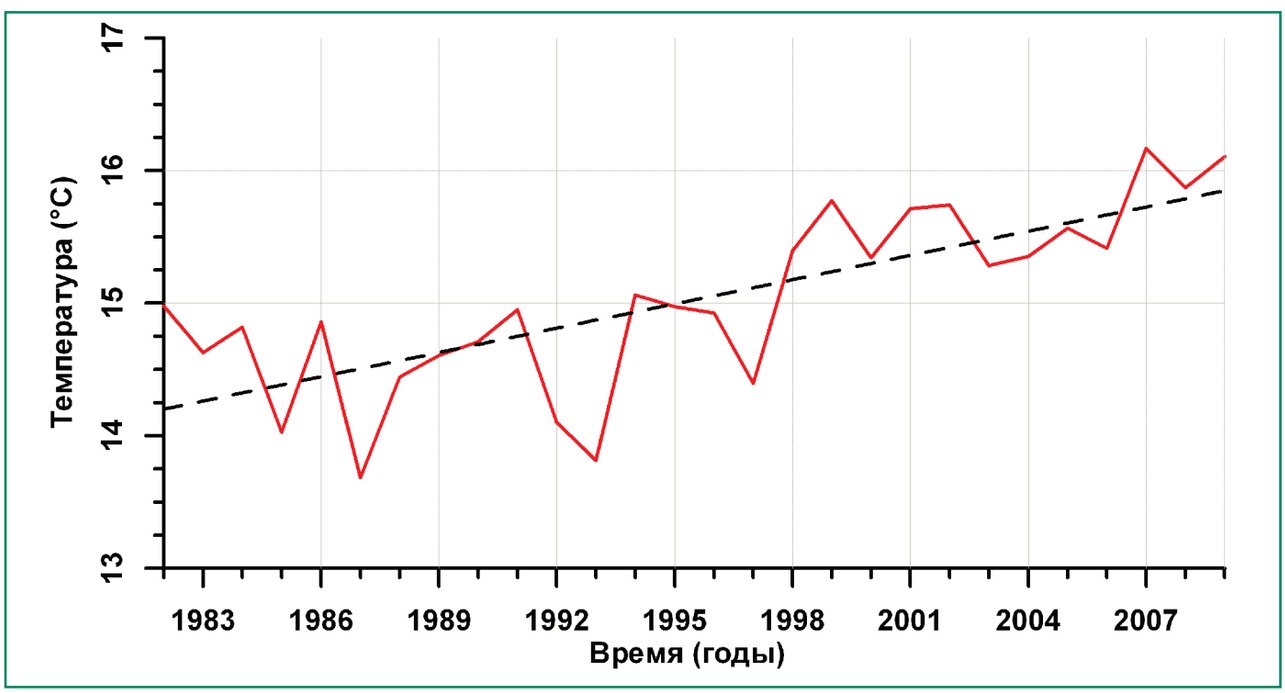


Рис. 5.3.4. Межгодовая изменчивость среднегодовых значений ТПМ (°C) в Черном море в целом в 1982–2009 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 649

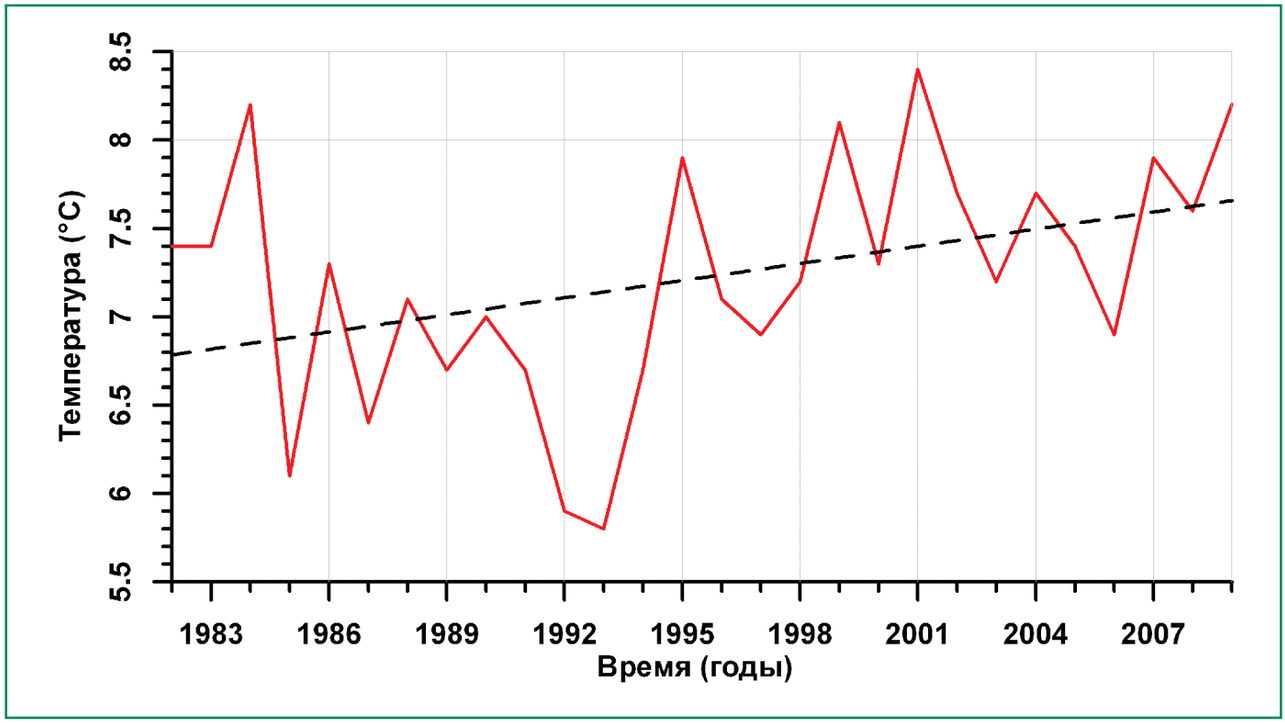


Рис. 5.3.5. Межгодовая изменчивость зимней (средней за февраль–март) ТПМ (°С) в Черном море в целом в 1982–2009 гг. по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2011).

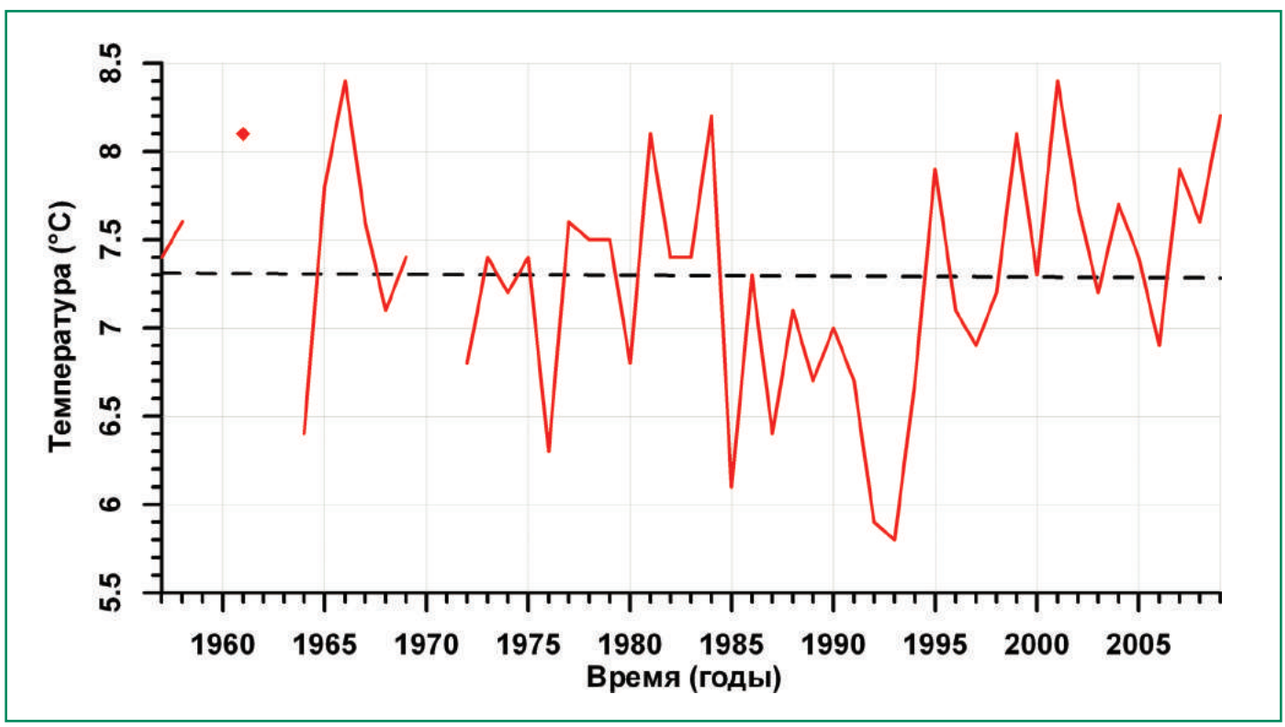


Рис. 5.3.6. Межгодовая изменчивость зимней (средней за февраль–март) ТПМ (°С) в Черном море в целом в 1957–2009 гг. по комбинированным данным натурных (Belokopytov, 1998) (1957–1983 гг.) и спутниковых (1984–2009 гг.) измерений.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 650

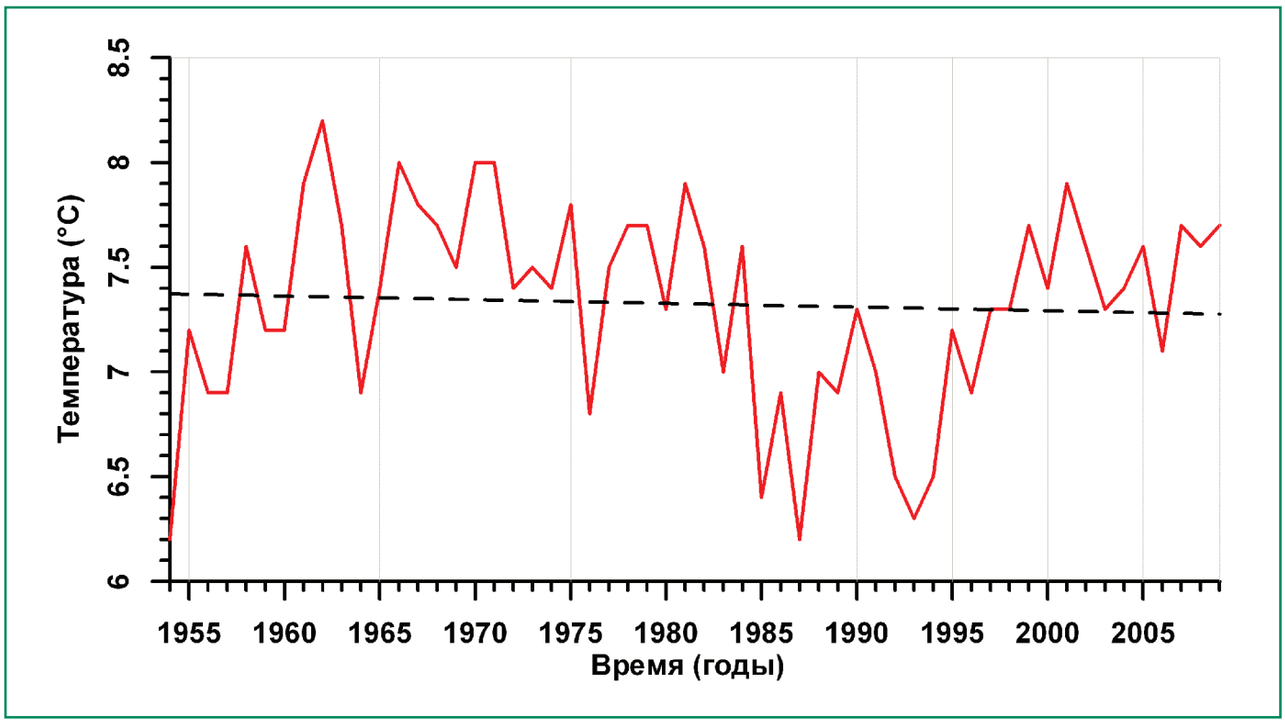


Рис. 5.3.7. Межгодовая изменчивость средней температуры в ядре ХПС (°С) в 1954–2009 гг. по комбинированным данным инструментальных измерений в (Belokopytov, 1998; Белокопытов, 2010; Кривошея и др., 2012).

варь–март ТПМ и температура ХПС составили 8.2°С (Кривошея и др., 2012), т. е. ХПС практически исчез. На 56-летнем временном интервале 1954–2009 гг. (рис. 5.3.7, см. также (Белокопытов, 2010)) наблюдается чередование периодов понижения (1950-е и 1985–1995 гг.) и повышения (1960–1970-е и 2000-е гг.) температуры ХПС, являющееся результатом чередования холодных и теплых зим и соответственно разной интенсивности зимнего конвективного перемешивания верхнего слоя моря. Аппроксимация временного ряда температуры ХПС в 1954–2008 гг. полиномом 6-й степени свидетельствует о ее циклической межгодовой изменчивости на данном временном отрезке с периодом примерно 40–45 лет (Белокопытов, 2010). Линейный тренд температуры ХПС в 1954–2009 гг. (рис. 5.3.7) составил –0.002 °С/год.

Тенденции изменения температуры в верхнем слое (включая ХПС) и на более глубоких горизонтах в Черном море не совпадают. При отрицательном тренде температуры на горизонтах 0, 50, 75 и 100 м в 1985–1993 гг. ее линейные тренды на горизонте 200 м и глубже были положительными (Кныш и др., 2011). Линейные тренды температуры в слое 150–500 м в период 1951–2008 гг. составили +0.0016°С/год на горизонте 200 м и +0.0006°С/год на горизонте 300 м.

Интересно отметить, что следствием увеличения температуры воздуха над бассейном Дуная явилось увеличение температуры воды в рукавах его дельты: за 1961–2003 гг. средняя температура воды увеличилась на 1°С, а максимальная годовая – на 1.9°С, и эта тенденция сохраняется в последние годы (Михайлова и др., 2012).

5.3.2.5. Соленость

Публикации последних лет (Полонский, Ловенкова, 2004; Ильин, 2006; Полонский, Ловенкова, 2006; Tuzhilkin, 2008; Белокопытов, 2010; Шокурова, 2010; Ткаченко, 2011) свидетельствуют о понижении солености поверхностных черноморских вод во второй половине XX–начале XXI века. По данным Белокопытова (2010), отрицательный линейный тренд солености в 1954–2008 гг., оцененный по ее среднемесячным значениям в западной половине глубоководной части Черного моря, составил примерно –0.004‰/год (рис. 5.3.8). Та же

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 651

величина тренда солености за период 1951–2008 гг. получена в зимний (февраль–март) и летний (июль–август) сезоны для горизонта 20 м, причем наиболее высокие значения солености для обоих сезонов наблюдались в период с середины 1960-х по 1970-е гг. (Шокурова, 2010).

Понижение среднегодовых значений солености воды на горизонте 0 м со скоростью примерно 0.03‰/год в период 1977–2008 гг. зарегистрировано в прибрежной зоне в районе Туапсе (Ткаченко, 2011). Отрицательные тренды солености в 1957–1995 гг. составили примерно –0.04‰/год в июле в центре северо-западного шельфа и –0.05‰/год в августе в придунайском районе (Ильин, 2006); в холодный период (февраль) отрицательный тренд солености в шельфовых районах западной части моря в 1960-е–1990-е гг. составил –0.01‰/год (Полонский, Ловенкова, 2004). В работе (Tuzhilkin, 2008) продемонстрирован линейный отрицательный тренд поверхностной солености (–0.007‰/год) в зимний сезон в 1959–1989 гг. в западной глубоководной части моря, тогда как в восточной соленость увеличивалась в среднем примерно до 1975 г. и далее уменьшалась. Рост солености до 1975 г. с последующим уменьшением наблюдался в западной и восточной частях моря в августе.

Однако тенденции изменения солености в поверхностном слое и в более глубоких слоях Черного моря различны (Белокопытов, Шокурова, 2005; Shokurova, Belokopytov, 2006; Шокурова, 2010; Кныш и др., 2011). При распреснении верхнего слоя 0–50 м тренд межгодовой изменчивости солености на горизонтах 75 м и глубже в 1985–1993 гг. был положительным (Кныш и др., 2011). Та же тенденция отмечена и для более раннего периода. Так, при уменьшении солености в слое 0–50 м на 0.2‰ в 1976–1995 гг., на горизонтах 100 и 300 м она увеличилась на 0.33 и 0.14‰ соответственно (Белокопытов, Шокурова, 2005; Shokurova, Belokopytov, 2006). Для более длительного периода 1951–2008 гг. в (Шокурова, 2010) получены следующие значения трендов солености: +0.006‰/год на горизонте 100 м и +0.0024‰/год на горизонте 300 м. Рост солености на глубине 100 м в 1959–1989 гг. отмечен в глубоководных районах западной и восточной частей моря, тогда как в прибрежной зоне вблизи Севастополя и Геленджика заметных трендов в этот период не наблюдалось (Tuzhilkin, 2008).

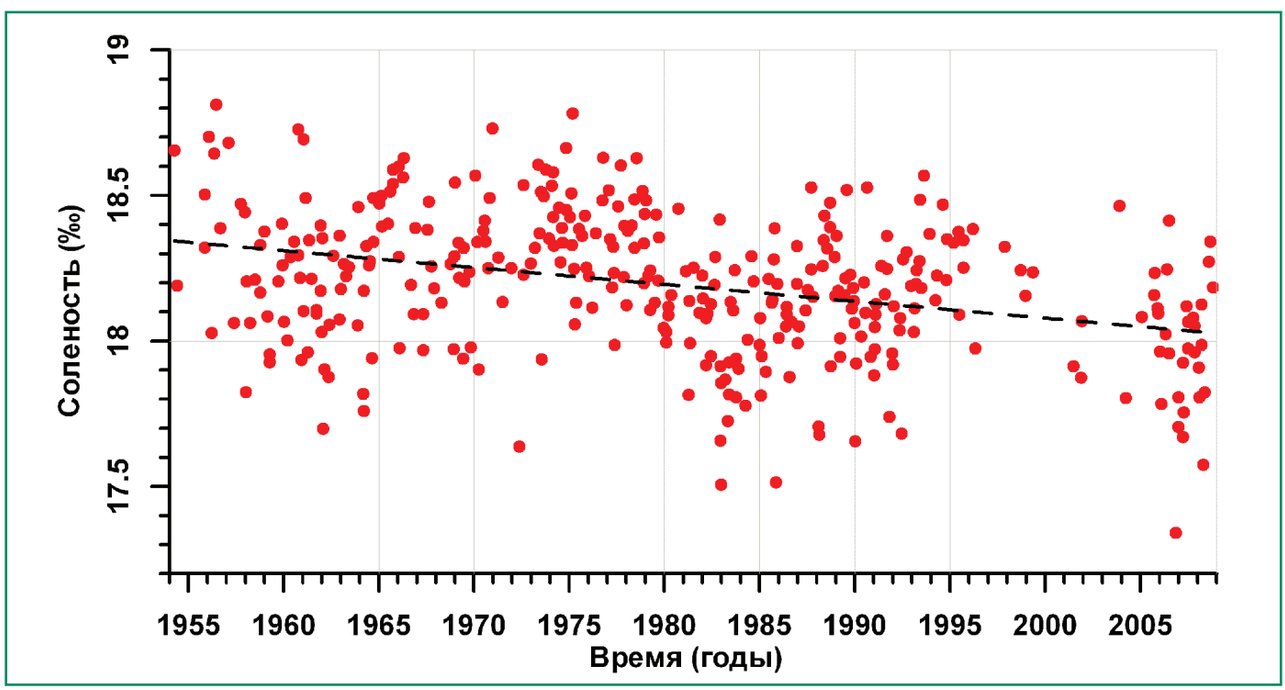


Рис. 5.3.8. Межгодовая изменчивость (1954–2008 гг.) среднемесячных значений солености воды (‰) в поверхностном слое западной глубоководной части Черного моря по данным (Белокопытов, 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 652

5.3.2.6. Лед

Льдом в Черном море, расположенном в сравнительно низких широтах, покрывается незначительная часть акватории. Лед появляется в основном на северо-западном шельфе, а в умеренные и суровые зимы – в небольшом количестве также в северо-восточном районе моря, обычно в виде редких и разреженных плавучих льдов (Гидрометеорология…, 1991б). Ледовитость северо-западной части моря (площадь суммарного распространения ледяного покрова во всех замерзающих районах моря) хорошо согласуется с локальной температурой воздуха, что продемонстрировано в (Гидрометеорология…, 1991б) для периода 1948–1985 гг.: с уменьшением (в среднем) суммы градусо-дней мороза в эти годы средняя сезонная ледовитость уменьшалась, с ярко выраженными максимумами в суровые зимы 1953/54 и 1984/85 гг. и минимумами в теплые зимы (например, в 1965/66, 1969/70 и 1970/71 гг.). Учитывая тенденцию увеличения в среднем температуры воздуха над Черным морем в современный период, можно ожидать соответствующего уменьшения ледовитости в его северо-западной части и количества льда в северо-восточной. Это не исключает, впрочем, экстремальных явлений, связанных с резким понижением температуры воздуха и сильными ветрами, наблюдавшимися, например, в феврале 2012 г., когда море покрылось льдом в Керчи, Евпатории, Новороссийске, Одессе, Констанце.

Существенное сокращение в году периода с ледовыми явлениями отмечается и в дельте Дуная в 1961–2003 гг. (Михайлова и др., 2012) Вероятность ледостава уменьшилась за последние полвека в 3 раза, причем тенденция смягчения ледового режима сохраняется и в последние годы.

5.3.2.7. Уровень моря

С начала наблюдений на уровенных постах Черного моря (с 1875 г.) до первого десятилетия XXI века включительно наблюдается рост его уровня в среднем, с чередованием периодов понижения и повышения. В период с 1875 по 1922 г. уровень слегка понижался со скоростью 0.02–0.03 см/год (Гидрометеорология…, 1991б; Рева, 1997), а с 1920-х до середины 1990-х гг. повышался со средней скоростью 0.17–0.18 см/год (Рева, 1997; Горячкин, Иванов, 2006). В Туапсе с 1917 по 2002 г. уровень повышался со средней скоростью 0.23 см/год (Kosarev et al., 2008a). Подъем уровня моря с середины 1970-х гг. (в среднем) обусловлен как ростом пресноводного баланса, так и подъемом уровня Мирового океана в результате глобального потепления (Горячкин, Иванов, 2006; Костяной и др., 2008; Матишов и др., 2008б).

О межгодовой изменчивости уровня в Черном море с 1993 г. можно судить по временному ходу аномалий уровня моря, рассчитанному по данным альтиметрических измерений спутников TOPEX/Poseidon (T/P) и Jason 1/2 (J1/2) (рис. 5.3.9). Эта изменчивость характеризуется чередующимися периодами подъема уровня (в 1993–1999, 2003–2005, 2008–2010 и 2012 гг.) и его спадом (в 1999–2003, 2005–2007 и 2010–2011 гг.). Средняя для 1993–2012 гг. скорость подъема уровня Черного моря оказалась равной 0.82 ± 0.18 см/год, что примерно втрое больше вышеприведенного значения для 1920-х–1990-х гг. При этом на разных отрезках времени тренд уровня менялся по величине и знаку. Так, за период с января 1993 г. по июнь 1999 г. уровень моря рос со скоростью 2.64 ± 0.31 см/год. В последующие пять лет (с июня 1999 г. по апрель 2003 г.) происходило его небольшое падение со скоростью 1.23 ± 0.02 см/год. Новый короткий период резкого подъема уровня со скоростью 20.72 см/год наблюдался с апреля 2003 г. по июнь 2004 г. Затем с июня 2004 г. по февраль 2008 г. уровень снова падал со скоростью 8.59 ± 0.65 см/год, с февраля 2008 г. по июль 2010 г. рос со скоростью 9.47 ± 0.29 см/год, далее до февраля 2012 г. уменьшался (-17.57 ± 0.52 см/год) и снова рос до конца 2012 г. (+16.88 см/год). Характер изменчивости уровня в 1993–2001 гг. на рис. 5.3.9 хорошо согласуется с результатами расчетов (Vigo et al., 2005), согласно которым с 1993 по 1999 г. скорость повышения уровня Черного моря в целом составляла 2.94 ± 0.9 см/год, а с 1999 по 2001 г. уровень уменьшался со скоростью 1.7 ± 0.8 см/год.

Сравнение оценок изменения уровня моря по данным уровенных постов и спутниковой альтиметрии показало их хорошее соответствие. Для

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 653

временного интервала 1993–1995 гг. коэффициент корреляции составил от 0.73 до 0.83 (Korotaev et al., 2001). Для периода 2000/2008 гг. сравнение спутниковых данных с измерениями на уровенном посту Амасра дало коэффициент корреляции 0.6 (Лебедев и др., 2008; Ginzburg et al., 2011).

5.3.2.8. Сток рек

Средний многолетний сток в Черное море за 75-летний период 1923–1998 гг. составил 336 км^3. Около 80% суммарного стока приходится на долю Дуная, Днепра и Днестра, впадающих в северо-западную часть моря (Горячкин, Иванов, 2006). Оценка тренда стока Дуная за 137 лет (1860–1996 гг.) дала +0.126 км^3/год (Горячкин, Иванов, 2006; см. также (Mikhailov, Mikhailova, 2008)). Рост суммарных расходов рек Дунай и Днепр зимой (в феврале) в 1943–1991 гг. показан в (Полонский, Ловенкова, 2006). Увеличение суммарного стока кавказских рек в прибрежных районах вблизи Анапы, Геленджика, Новороссийска, Туапсе и Сочи в 1977–2008 гг. отмечено в (Ткаченко, 2011).

Данные по стоку Дуная на гидростворе “54 миля” свидетельствуют о постепенном увеличении стока, при значительной межгодовой изменчивости, на протяжении более полутора веков, с 1840 г. по 2010 г. (Михайлова и др., 2012). Самыми многоводными оказались 2003–2010 гг. (220.7 км^3/год) при среднемноголетней величине стока Дуная за период с 1840 по 2010 г., равной 200.5 км^3/год (Михайлова и др., 2012). При этом пик весенне-летнего половодья (март–июль), на который приходится максимум расхода вод, в последние десятилетия стал в среднем наступать на 10–15 сут раньше, чем в предыдущие годы, из-за более раннего снеготаяния в бассейне Дуная в условиях потепления климата (Михайлова и др., 2012).

Изменчивость среднемноголетнего расхода Дуная в 1921–2009 и 1993–2009 гг. показана на рис. 5.3.10. Тренд среднегодового расхода Дуная для периода 1921–2009 гг. оказался равным +5.66 м^3/с в год (рис. 5.3.10а). Для периода 1993–2009 гг. тренд среднемесячных расходов составил +14.72 м^3/с в год (рис. 5.3.10б). Полученный тренд годового стока Дуная за 1993–2009 гг.

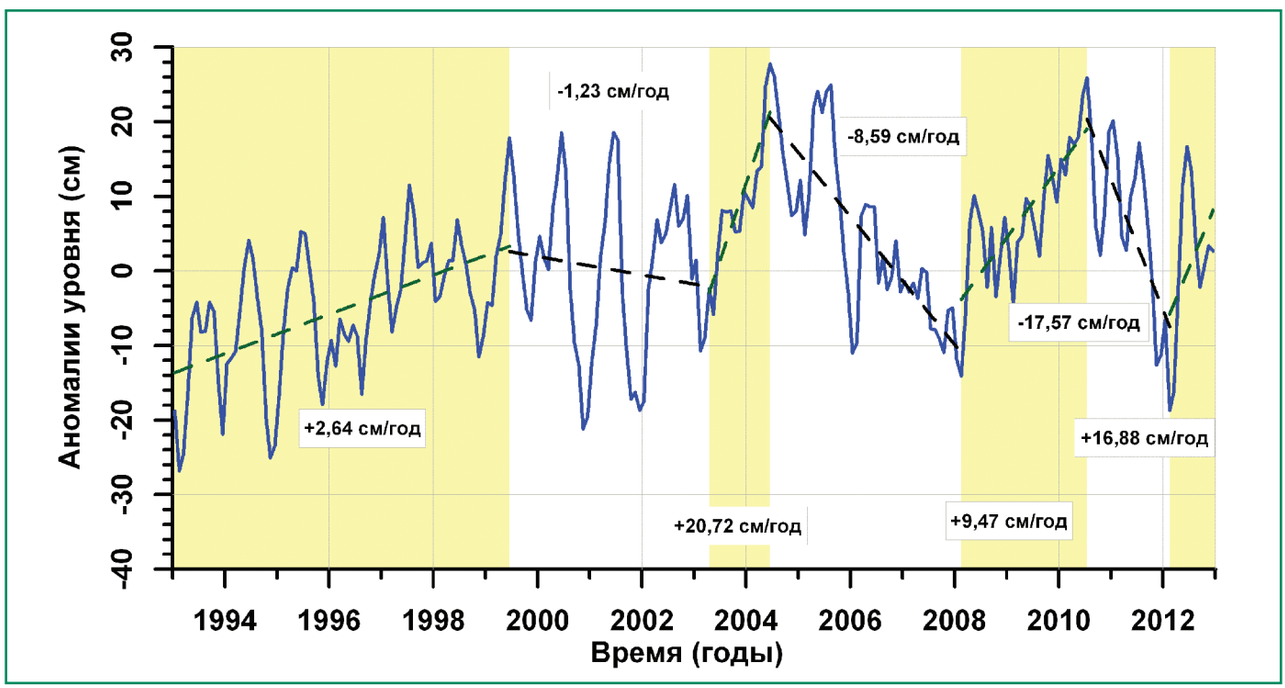


Рис. 5.3.9. Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (пунктир) изменчивость аномалий уровня Черного моря (см) с января 1993 г. по декабрь 2012 г. по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J1/2. Периоды роста уровня выделены желтым цветом (Костяной и др., 2014).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 654

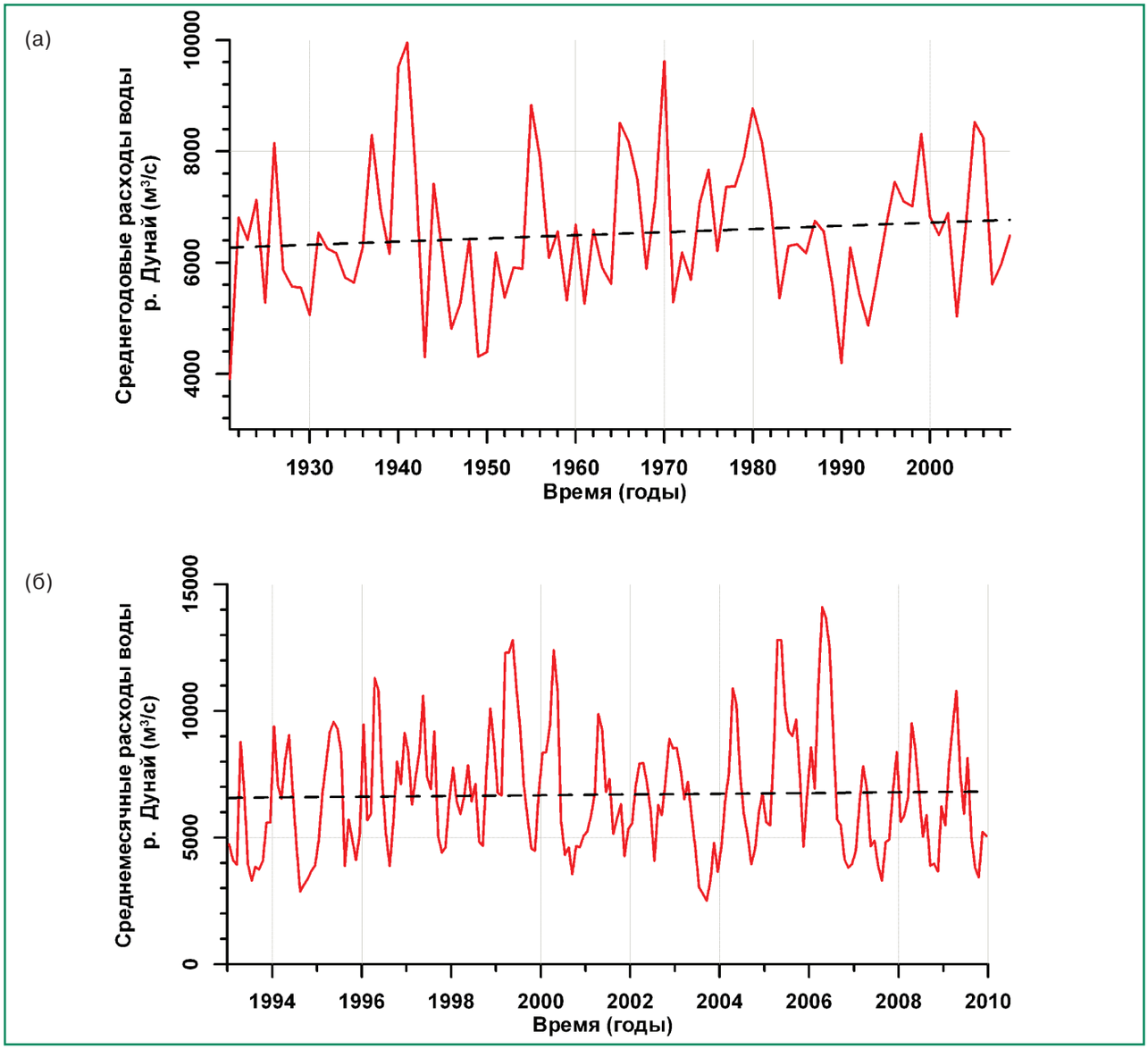


Рис. 5.3.10. Межгодовая изменчивость среднегодового расхода воды Дуная (м³/с) в периоды 1921–2009 гг. (а) и среднемесячного расхода в 1993–2009 гг. (б). Данные предоставлены Дунайской гидрометеорологической обсерваторией в г. Измаил (Украина) по гидропосту “54 миля”.

(+0.464 км³/год) в несколько раз выше среднего за 1860–1996 гг. (+0.126 км³/год).

5.3.3. Азовское море

5.3.3.1. Температура воздуха

По данным измерений в ряде пунктов побережья Азовского моря (Гаргопа, 2001; Дьяков и др., 2002; Моисеева, 2006; Дашкевич, 2008; Букатов и др., 2009; Дьяков, 2010), температура воздуха над морем в течение более чем 120 лет (с 1880-х гг.) в среднем повышалась. Скорость этого повышения за период 1884–2005 гг. (Моисеева, 2006) составила 0.0066°С/год, с общим увеличением среднегодовой температуры воздуха над морем 0.8°С (рис. 5.3.11). По оценкам Букатова и др. (2009), в период 1900–2007 гг. тренд среднегодовой температуры воздуха в разных пунктах побережья моря менялся от 0.4°С/100 лет до 2.4°С/100 лет (минимум – в Керчи, максимум – в Ростове-на Дону).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:30 PM Page 655

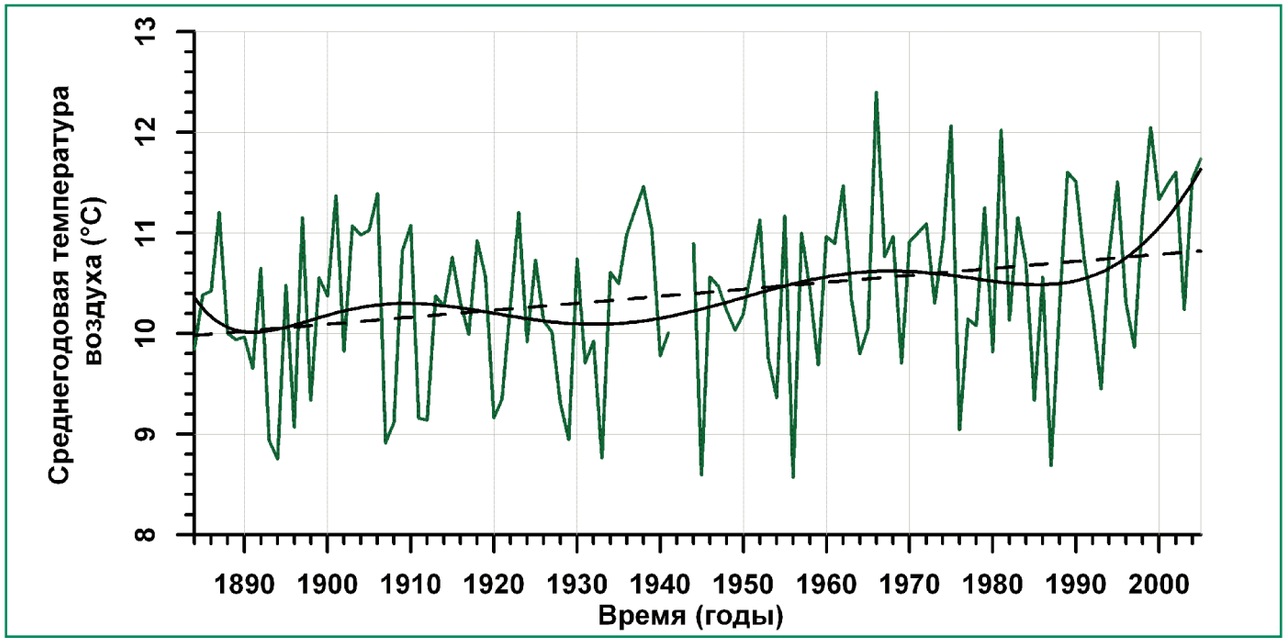


Рис. 5.3.11. Межгодовая изменчивость среднегодовой температуры воздуха (°C) в районе Азовского моря. Сплошная линия – полиномиальная аппроксимация, штриховая – линейный тренд по данным (Моисеева, 2006).

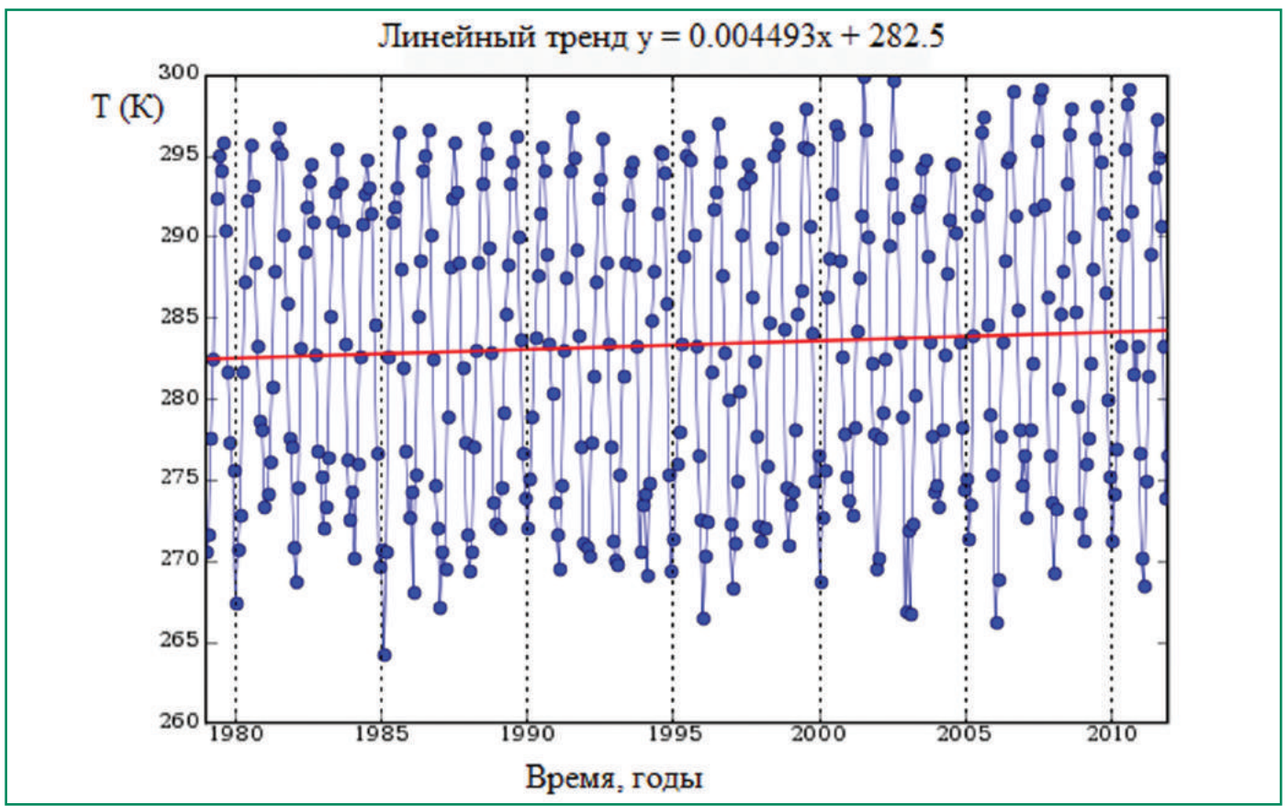


Рис. 5.3.12. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (K) над Азовским морем (45–47° с.ш., 35–38° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в K/мес.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 656

Скорость потепления заметно увеличилась с середины 1980-х гг.: до 1985 г. она составляла +0.005°С/год, а в двадцатилетие 1986–2005 гг. – +0.071°С/год; при этом среднегодовая температура воздуха повысилась примерно на 1.8°С (Моисеева, 2006). Несколько изменился и сезонный характер вариации температуры воздуха: если на протяжении периода инструментальных измерений с 1880-х гг. повышение температуры было наиболее выражено зимой и в первой половине весны (с максимумами в январе и апреле), то в 1986–2005 гг. – зимой и осенью (с максимумами в феврале и ноябре), с тенденцией понижения температуры в июне (Моисеева, 2006). Для зимнего сезона характерны максимальные положительные линейные тренды от +0.024°С/год до +0.031°С/год; увеличилась повторяемость мягких зим (в 1.5 раза) по сравнению с 1924–1977 гг. (Дьяков, 2010). В современный период 1977–2007 гг. на большей части побережья летнее потепление превышает зимнее и весеннее (Дьяков, 2010).

Увеличение максимальных среднемесячных температур воздуха в 2000-е гг. по сравнению с 1980-ми гг. над Азовским морем, как и над Черным, видно на рис. 5.3.12. За 33-летний период линейный тренд роста температуры воздуха составил +0.0539°С/год. Таким образом, температура воздуха с 1979 по 2011 год увеличилась на 1.78°С. Самые низкие среднемесячные температуры воздуха зимой в 2000-х годах наблюдались в 2003, 2006, 2008 гг. Аномально низкие зимние температуры воздуха в январе–феврале зарегистрированы также в 2012 г. (Бережная и др., 2012а; Бережная и др., 2012б).

5.3.3.2. Осадки

В многолетних колебаниях количества атмосферных осадков прослеживается тенденция роста (Гаргопа, 2001; Матишов, Гаргопа, 2003б; Горбач и др., 2004; Букатов и др., 2009; Дьяков, 2010). В период с 1880-х гг. до 2000 г. наиболее отчетливо проявлялись два максимума количества осадков – в начале и конце XX века (рис. 5.3.13). Тренды суммы осадков в Мысовом и Таганроге (характер многолетней изменчивости для всех районов побережья одинаков) составили: в Мысовом в 1926–2000 гг. – +1.3 мм/год, а в 1971–2000 гг. – +4.7 мм/год; в Таганроге в 1891–1998 гг. – +1.7 мм/год, а в 1971–1998 гг. – +6.5 мм/год. Среднегодовая норма осадков увеличилась при этом с 420 мм, типичных для 1970-х гг.

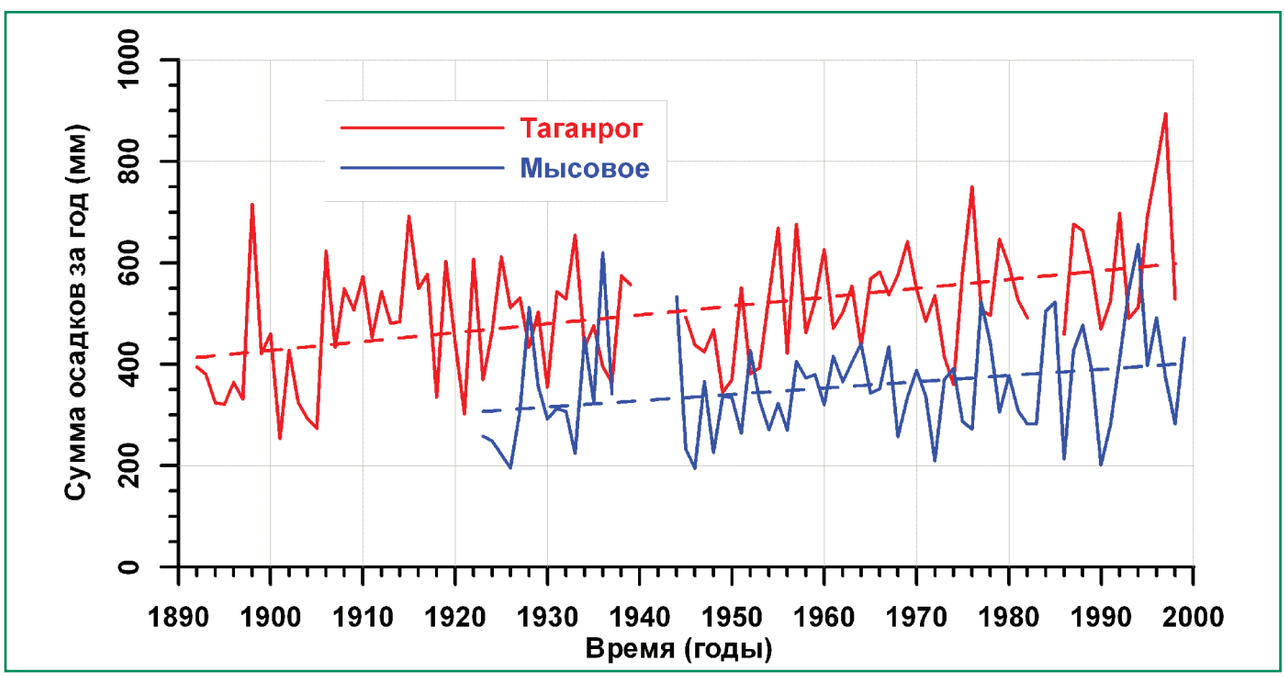


Рис. 5.3.13. Долговременная изменчивость годовых сумм осадков (мм) в пунктах Таганрог и Мысовое по данным (Горбач и др., 2004). Линейные тренды показаны штриховыми линиями.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 657

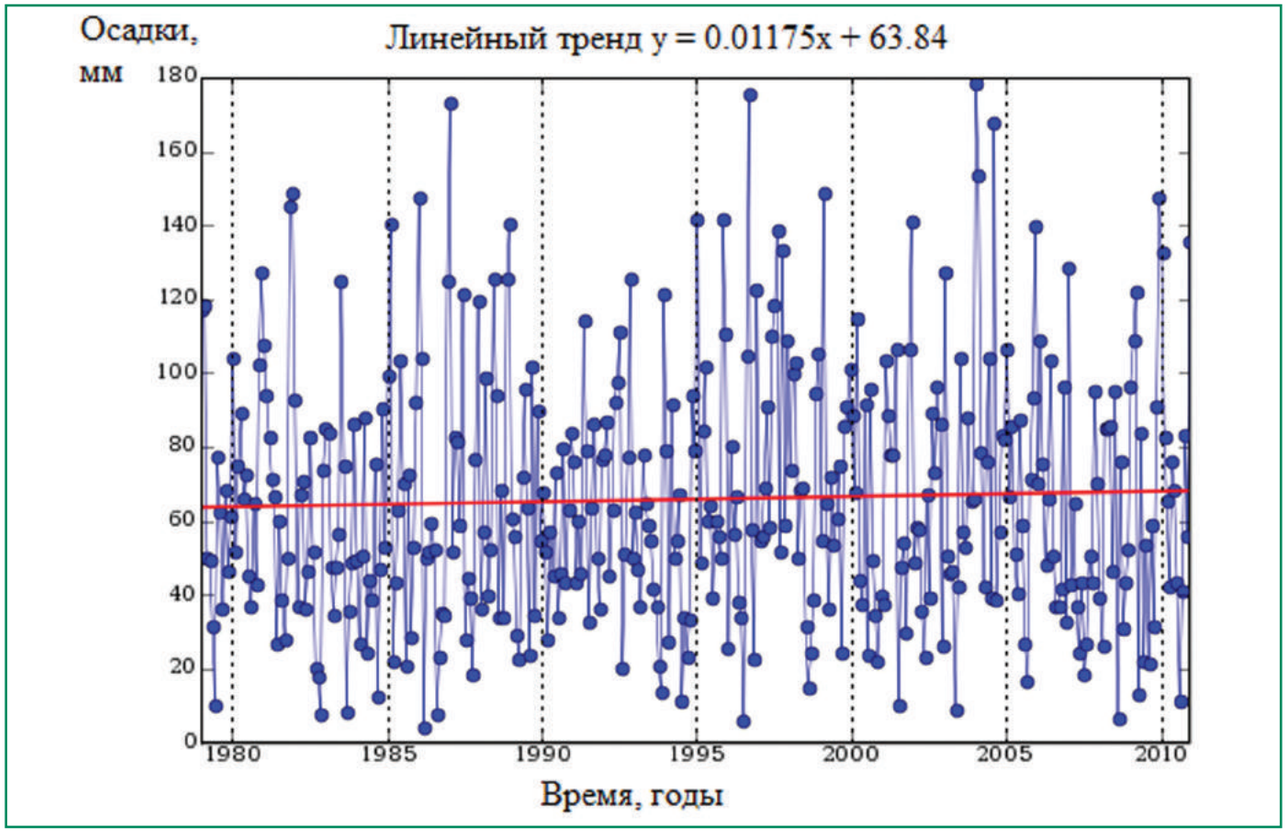


Рис. 5.3.14. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Азовским морем (45–47° с.ш., 35–38° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

(Гидрометеорология…, 1991а), до 460 мм, и сумма осадков в среднем увеличилась в разных пунктах побережья на 2–9% (Горбач и др., 2004).

Анализ изменения годового количества осадков за более продолжительный период (до 2007 г.) в (Дьяков, 2010) свидетельствует об их увеличении на 60–190 мм по всем пунктам побережья, в первую очередь за счет роста в зимний сезон. Увеличение количества осадков происходит вследствие усиления циклонической активности в регионе при отрицательной фазе североатлантического колебания. В тридцатилетие 1977–2007 гг. наблюдались уменьшение межгодовой изменчивости количества осадков и повышенные значения как годовых сумм осадков (на 30–70 мм), так и годовых максимумов и минимумов по сравнению с предшествующим периодом. Абсолютные максимумы осадков зафиксированы в 1997–2007 гг. ((Дьяков, 2010); рис. 5.3.14). Результатом снижения осадков в последующие 4 года является сравнительно небольшой положительный тренд в 1979–2010 гг. (рис. 5.3.14). За 32-летний период линейный тренд роста осадков составил +0.141 мм/мес в год. Таким образом, среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 год увеличилось на 54 мм.

5.3.3.3. Скорость ветра

По данным гидрометеорологических станций на побережье, в многолетнем ходе скорости ветра над Азовским морем с 1910–1920 гг. до начала 2000-х гг. наблюдалось в среднем ее снижение (Дашкевич, 2008). Для периода с середины 1940–1950-х до середины 1970-х гг. ветер был более сильным по сравнению с последующими годами (Матишов, Гаргопа, 2003б; Дьяков, 2010). Рассчитанные в (Дьяков, 2010) тренды скорости ветра для периода 1945–2007 гг. – от –0.016 до –0.033 м/с в год во все сезоны по большинству станций на северном побережье моря. Заметные понижения ско-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 658

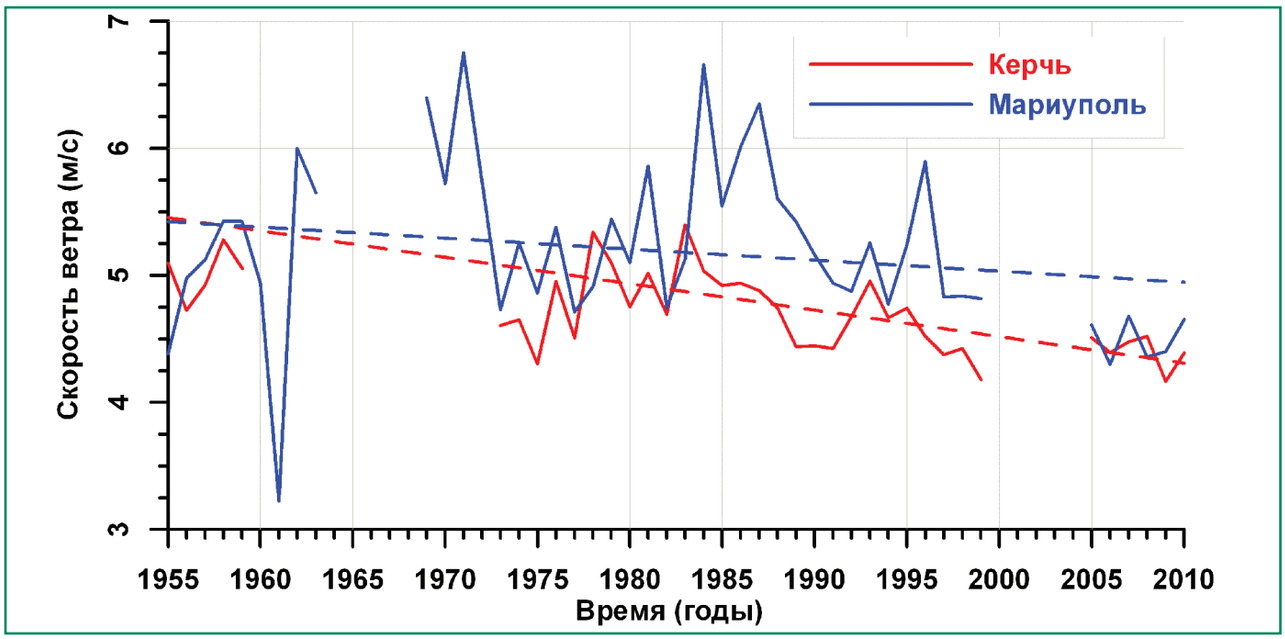


Рис. 5.3.15. Многолетняя изменчивость скорости ветра (м/с) по данным ГМС в Керчи и Мариуполе, расположенных на побережье Азовского моря (по данным базы NOAA NCDC Global Surface Summary of Day Data, version 7). Линейные тренды показаны штриховыми линиями (Костяной и др., 2014).

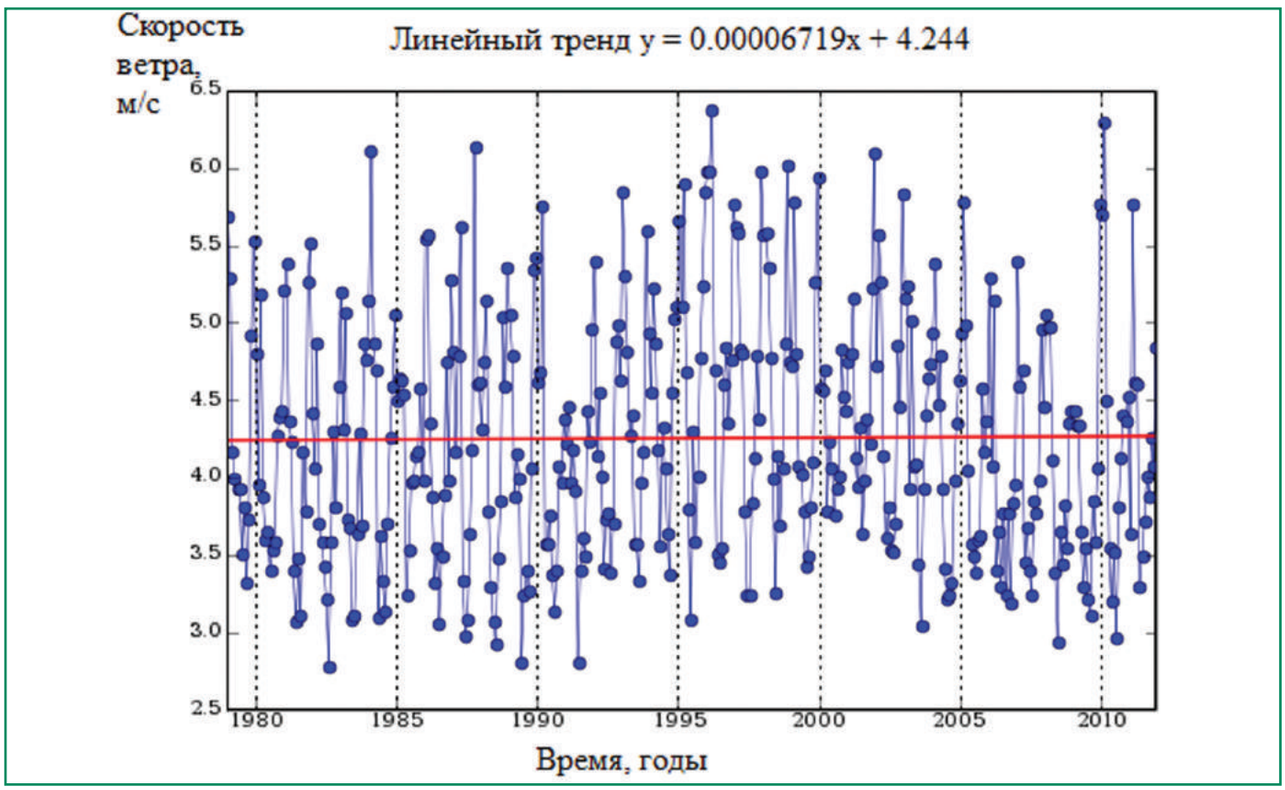


Рис. 5.3.16. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений скорости ветра (м/с) над Азовским морем (45–47° с.ш., 35–38° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в м/с/мес.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 659

рости ветра, особенно в зимний сезон, отмечены после 1988 г. (Матишов, Гаргопа, 2003б; Матишов и др., 2008б). В целом за почти столетний период с 1909–1922 гг. по 2006 г. значения среднегодовых и среднесезонных скоростей ветра, осредненных по Азовскому морю, уменьшились на 1.3–1.7 м/с (Матишов и др., 2008б). На рис. 5.3.15 представлены данные для Мариуполя и Керчи; линейные тренды межгодовой изменчивости скорости ветра за период 1955–2010 гг. составили соответственно –0.009 и –0.021 м/с в год. Заметно, также, снижение интенсивности ветрового волнения (Дьяков, 2010).

Рис. 5.3.16. демонстрирует отрицательный тренд скорости ветра над Азовским морем с 2000 по 2011 г., однако из-за некоторого ее увеличения, как и в Черном море, в 1995–2005 гг. в целом за 33-летний период с 1979 по 2011 г. тренд скорости над Азовским морем оказался слабоположительным. Линейный тренд роста скорости ветра за 33-летний период составил +0.0008 м/с год. Таким образом, скорость ветра с 1979 по 2011 г. формально увеличилась бы на 0.03 м/с. Однако фактически к концу 2011 г. она уменьшилась по сравнению с периодом 1995–2005 гг.

В последние десятилетия изменилась и роза ветров над акваторией Азовского моря: уменьшилась повторяемость и скорость восточных ветров при относительном росте повторяемости западных (при несущественном снижении их скоростей), следствием чего явилось уменьшение квазистационарного наклона уровня от Таганрогского залива до Керчи (16 см) на 5–6 см (Матишов и др., 2008б).

5.3.3.4. Температура поверхности моря

С середины 1920-х гг. до примерно 2000 г. среднегодовая температура поверхности Азовского моря в среднем изменялась мало (Гидрометеорология…, 1991а; Гаргопа, 2001; Matishov et al., 2006; Матишов и др., 2008б; Дашкевич, 2008). На этом маломеняющемся фоне различаются периоды потепления (1930-е гг., 1960-е–начало 1970-х гг., с середины 1990-х гг.) и похолодания (середина 1950-х гг. и 1985–1987 гг.) (рис. 5.3.17). Величина линейного тренда за период с 1927 по 2000 г. составила +0.0018°С/год. Заметный рост среднегодовой температуры воды со скоростью +0.06°С/год наблюдается примерно с 1988 г. (рис. 5.3.17). В пользу повышения температуры воды в Азовском море до 2009 г. свидетельствует факт хорошей согласованности многолетнего хода сре-

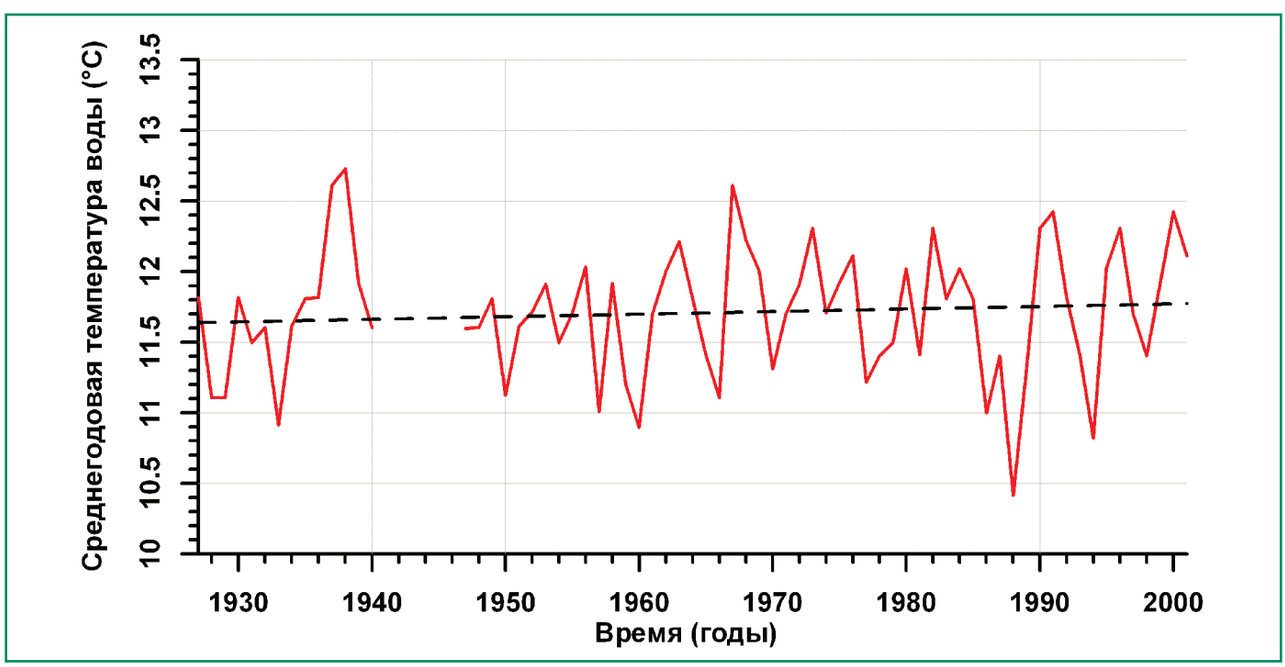


Рис. 5.3.17. Многолетняя изменчивость среднегодовой температуры воды (˚С) в Азовском море по данным (Дашкевич, 2008). Линейный тренд показан штриховой линией.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 660

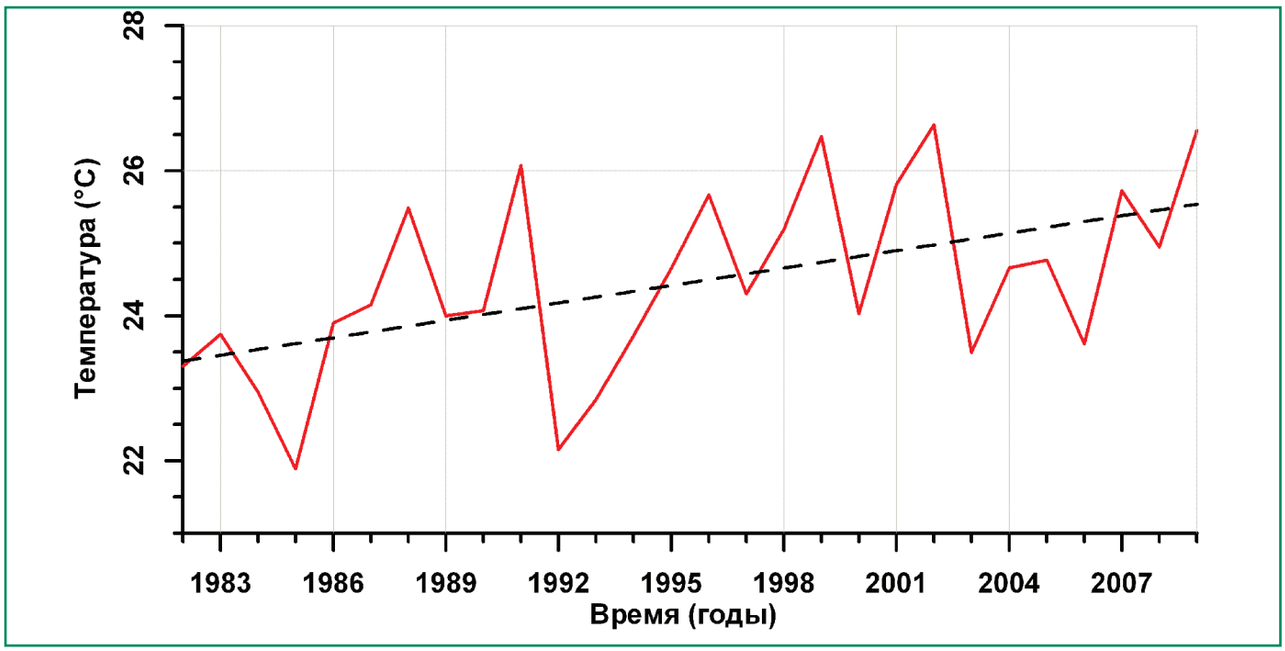


Рис. 5.3.18. Межгодовая изменчивость (1982–2009 гг.) средней за июль температуры поверхности (°C) в центральном районе Азовского моря по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2011). Линейный тренд показан штриховой линией.

днегодовой температуры вод Азовского и Черного морей, продемонстрированный для периода 1982–2000 гг. в (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011).

С учетом "теплых" 2000-х гг. тренд среднегодовой температуры азовоморских вод за период 1924–2007 гг. оказался положительным (Дьяков, 2010), с максимальными значениями +0.0104…+0.0126°C/год вблизи южного побережья моря и несколько меньшими (+0.0081…+0.0085°C/год) вблизи северного; минимальные тренды – в Таганрогском заливе, с уменьшением в сторону устья Дона. При этом максимальные линейные тренды характерны для января–апреля (в марте положительный тренд +0.030…+0.050°C/год).

Почти вдвое большие значения трендов температуры воды на всем побережье получены для периода 1977–2007 гг. (+0.064…+0.087°C/год в августе) (Дьяков, 2010). Примерно такими же (+0.06 и 0.05°C/год) оказались значения трендов температуры воды для теплого периода апрель–ноябрь в 1982–2009 гг. в центральной части моря и в открытой части Таганрогского залива соответственно, оцененные по спутниковым данным проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011). Можно отметить, что, в отличие от 1945–1986 гг., когда в июле–сентябре наблюдались отрицательные тренды температуры воды (Гидрометеорология…, 1991а; Гаргопа, 2001), в 1982–2009 гг. температурные тренды в Азовском море в навигационный период (апрель–ноябрь) были в среднем положительными, с заметным ростом температуры примерно с середины 1990-х гг. (Гинзбург и др., 2011; Лаврова и др., 2011). На рис. 5.3.18 представлена межгодовая изменчивость температуры воды в июле с линейным трендом +0.08°C/год. Повышение весенних, летних и осенних температур воды в последнее десятилетие XX века отмечено также в (Дьяков и др., 2002; Матишов, Гаргопа, 2003б; Матишов и др., 2008б).

О повышении температуры воды в летний сезон в 2000-х гг. косвенно свидетельствует и рис. 5.3.12, поскольку характер изменчивости температуры воды в Азовском море в основном определяется изменчивостью температуры воздуха (Гаргопа, 2001; Дьяков, 2010). Повышению среднегодовой температуры воды в современный период, помимо зарегистрированного повышения температуры воздуха, могут способствовать увеличе-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 661

ние температуры замерзания воды, связанное с понижением солености бассейна, и снижение затрат тепла на испарение при уменьшенной скорости ветра (Дашкевич, 2008).

5.3.3.5. Соленость

Межгодовая изменчивость солености Азовского моря и ее тренды в определенные периоды (рис. 5.3.19) определяются как соответствующей изменчивостью составляющих водного баланса (стока рек, осадков, характера водообмена с Черным морем), зависящей от характера атмосферной циркуляции, так и антропогенными факторами (зарегулированностью и изъятием стока вод бассейна) (Гидрометеорология..., 1991а; Дьяков и др., 2006; Матишов, Гаргопа, 2003а; Матишов, Гаргопа, 2003б; Matishov et al., 2006; Костяной и др., 2008; Матишов и др., 2008б; Kosarev et al., 2008b). В 1920-х – начале 1930-х гг. соленость моря мало менялась, в пределах 10.4–10.9‰. В дальнейшем можно выделить два 30–40-летних периода с меняющимися (в среднем) знаками тренда солености с положительного на отрицательный: ее увеличение в 1930–1976 гг. до максимального значения 13.9‰ и дальнейшее уменьшение до значений 10–11‰ в начале 2000-х гг. (Матишов и др., 2008б). В 2006 г. среднегодовая соленость моря уменьшилась до 9.29‰ – минимального значения за весь период наблюдений (Жукова и др., 2007).

Пик солености в 1976 г. существенно превышал ее повышение до 12.7‰ в начале 1950-х гг., связанное с зарегулированием стока Дона. Экстремальное увеличение солености вод моря в 1973–1977 гг. и ее уменьшение в 1990-е и последующие годы обусловлены, по-видимому, соответствующими изменениями пресноводного баланса моря при смене форм атмосферной циркуляции: уменьшением стока рек и усилением адвекции черноморских вод в годы доминирования восточной формы атмосферной циркуляции (*E* по Вангейгейму) и увеличением стока и ослаблением адвекции черноморских вод в годы преобладания западной формы атмосферной циркуляции *W* (Гаргопа, 2002; Матишов, Гаргопа, 2003а; Матишов и др., 2008б). Для современного периода (примерно с 1980 г.) характерно усиление влияния на соленость циркуляционных процессов в атмосфере и относительное уменьшение влияния антропогенных воздействий на сток рек (Гаргопа, 2002; Матишов и др., 2008б). Тренды уменьшения

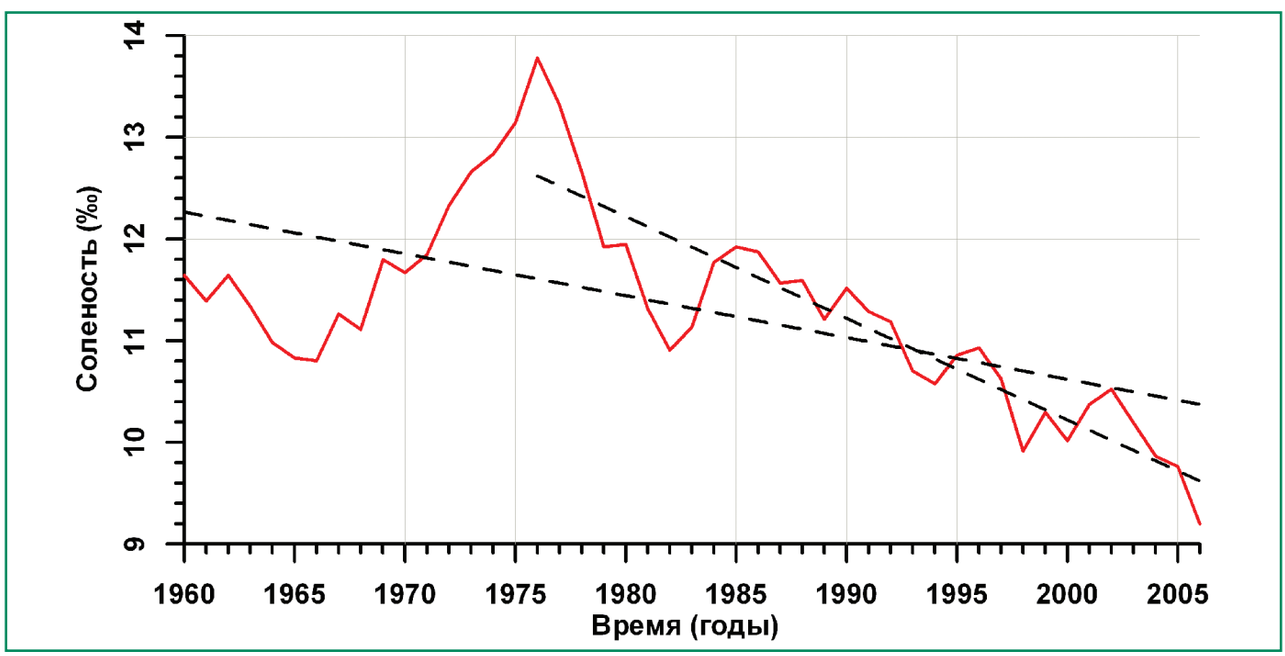


Рис. 5.3.19. Многолетние (1960–2006 гг.) колебания солености Азовского моря (‰) по данным (Жукова и др., 2007). Линейные тренды показаны штриховыми линиями.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 662

солености составили 0.04‰/год в период 1960–2006 гг. и 0.10‰/год на этапе ее снижения после пика 1976 г. (Жукова и др., 2007).

5.3.3.6. Лед

Малые глубина и теплозапас замерзающего Азовского моря определяют зависимость изменчивости его ледового режима от зимней температуры воздуха и соответственно суровости зим. На протяжении примерно 120 лет наблюдений заметно менялось соотношение периодов с суровыми и мягкими зимами (сумма среднесуточных отрицательных температур за сезон более 400°С и менее 200°С по модулю соответственно). Так, повторяемость мягких зим в 1923–1968 гг. составляла 26%, а в 1968–1998 гг. – 54%, тогда как повторяемость суровых зим в эти периоды сократилась соответственно с 26 до 13% (Дьяков и др., 2002). По данным Букатова и Моисеевой (2009), за период 1884–2005 гг. повторяемость мягких зим составила 36%, умеренных – 43%, суровых – 21%, тогда как в период 1975–2005 гг. повторяемость мягких зим увеличилась (48%), суровых уменьшилась (10%), умеренных практически не изменилась (42%). Для 2000-х гг. характерны более частые (относительно периода с 1950-х гг.) холодные зимы в Азовском море (Матишов и др., 2008а; Матишов и др., 2008б; Думанская, Федоренко, 2008). Самыми холодными зимами в 2000-е гг. (в порядке уменьшения суровости) были зимы 2005/2006, 2002/2003 и 2007/2008 гг., причем зима 2005/2006 г. была одной из самых холодных за последние 50 лет (Матишов и др., 2008а; Матишов и др., 2008б). К списку холодных зим прибавилась и зима 2011/2012 г.

В соответствии с изменениями температуры воздуха и характера зим изменялись и параметры ледового режима Азовского моря. По данным наблюдений на прибрежных станциях моря (Гидрометеорология…1991а), за десятилетия до начала 1990-х гг. средние даты первого появления начальных форм льда сместились на более поздние сроки (примерно на неделю), а полное исчезновение льда стало наблюдаться раньше; соответственно продолжительность ледового сезона сократилась. За период 1924–1994 гг. окончательное очищение моря ото льда стало наблюдаться на 15–18 дней раньше, а продолжительность ледового сезона сократилась на 19–28 дней (Букатов, Моисеева, 2009). Во временном ходе максимальной толщины льда в период 1926–2010 гг. заметно ее уменьшение в современный период (Думанская, 2011): например, в суровую зиму 1968/1969 г. в Мариуполе она составляла 70 см, в холодные зимы 2002/2003, 2005/2006 и 2007/2008 гг. – соответственно 50, 40 и 35 см. При этом средние значения максимальной толщины льда в разные периоды (в разные макроциркуляционные эпохи) менялись следующим образом: 40 см в 1940–1948 гг., 30 см в 1949–1965 гг., 32 см в 1966–1990 гг. и 23 см в 1991–2005 гг. (Думанская, Федоренко, 2008).

Максимальная ледовитость моря меняется в зависимости от суровости зимы (Думанская, 2011). В 2000-е годы она менялась от примерно 4% в теплую зиму 2003/2004 г. до 100% в холодные зимы 2002/2003 и 2005/2006 гг. Ледовитость 100% (на 40% больше нормы) наблюдалась и зимой 2011/2012 г. (Бережная и др., 2012а; Бережная и др., 2012б). В 2000-е гг. с участившимися холодными зимами наблюдается рост площадей с начальными формами льда (Федоренко, 2011). В соответствии с прогнозом (Думанская, 2011), наиболее тяжелая ледовая обстановка возможна в ледовый сезон 2018/2019 г.

5.3.3.7. Уровень моря

Колебания уровня Азовского моря определяются изменением соотношений между составляющими водного баланса (речным стоком, количеством атмосферных осадков, испарением и водообменом с Черным морем через Керченский пролив). В многолетнем ходе уровня моря в период с 1878 по 1985 г. в районе Геническа (западное побережье) можно выделить два периода: падение уровня с 1878 по 1935 г. со скоростью в среднем 0.184 см/год и его подъем с 1935 по 1985 г. со скоростью 0.107 см/год (Гидрометеорология…, 1991а; Гаргопа, 2001). При этом на отдельных временных интервалах тренд уровня был существенно большим (например, в период с 1921 по 1941 г. уровень рос со средней скоростью примерно 0.7 см/год). По данным измерений на гидрометеостанциях и уровенных постах россий-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 663

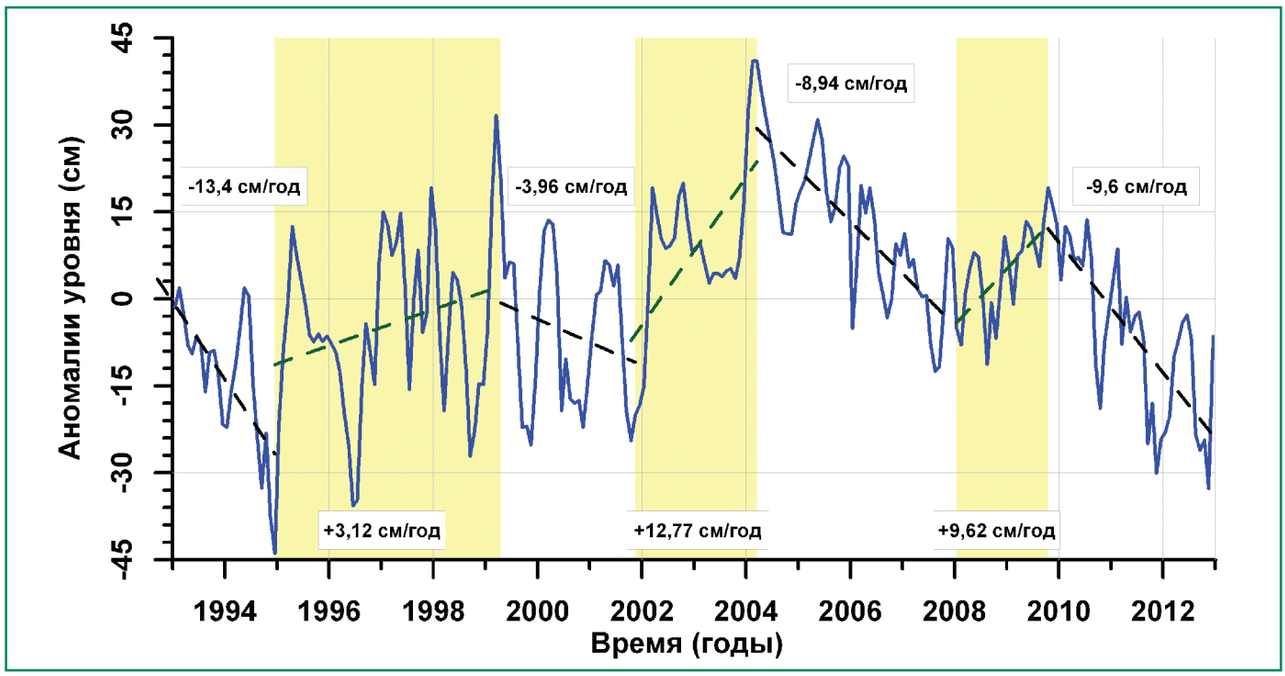


Рис. 5.3.20. Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (пунктир) изменчивость аномалий уровня Азовского моря (см) (январь 1993 г. – декабрь 2012 г.) по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J1/2. Периоды роста уровня выделены желтым цветом (Костяной и др., 2014).

ской части Азовского моря (Филиппов, 2009), средняя скорость повышения уровня с 1920-х гг. до 1985 г. составляла 0.24 см/год, а в более короткие периоды наблюдались ее увеличения на порядок: 2.1 см/год в 1992–2004 гг., 2.6 см/год в 2001–2006 гг.

О межгодовой изменчивости уровня в Азовском море в 1993–2012 гг. можно судить по временному ходу аномалий уровня моря, рассчитанных по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J1/2 (рис. 5.3.20). На разных временных отрезках этого периода тренд уровня менялся по величине и знаку: в 1993–1994 гг. уровень понижался со скоростью 13.40 ± 1.71 см/год, в 1995–1999 гг. он рос со скоростью 3.12 ± 0.99 см/год, в 1999–2002 гг. уменьшался со скоростью 3.96 ± 1.07 см/год, затем до весны 2004 г. рос со скоростью 12.77 ± 2.31 см/год; следующий период падения со скоростью 8.94 ± 1.53 см/год с весны 2004 до зимы 2007/2008 г., далее рост до конца 2009 г. со скоростью 9.62 ± 0.45 см/год и дальнейшее уменьшение (–11.27 ± 0.58 см/год). Средняя скорость роста уровня в этот 20-летний период составила +0.54 ± 0.04 см/год.

5.3.3.8. Сток рек

Сток впадающих в Азовское море рек с 1911 г. до середины 1970-х гг. в среднем уменьшался, а далее до начала 2000-х гг. наблюдалась фаза повышенной водности рек (Гидрометеорология…, 1991а; Гаргопа, 2001; Костяной и др., 2008; Матишов и др., 2008б). При этом в последние десятилетия отмечается увеличение стока р. Кубань, особенно в холодное время года; для весеннего стока рек характерна тенденция антропогенного сокращения (Матишов и др., 2008б).

На рис. 5.3.21а представлен временной ход среднегодовых расходов р. Дон за период с 1881 по 2012 г. Очевидно устойчивое снижение расхода Дона в этот период со средней скоростью –2.62 м^3/с в год. При этом минимальные значения среднегодового расхода и стока Дона, которые наблюдались в 1972 г., составили 300 м^3/с и 9.5 км^3 соответственно, а за 2011 г. – 414 м^3/с и 13.1 км^3 (рис. 5.3.21а). Изменчивость среднемесячных значений расхода р. Дон за 1993–2012 гг. показана на рис. 5.3.21б. Отрицательный тренд расхода воды в этот период составил –16.59 м^3/с в год.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 664

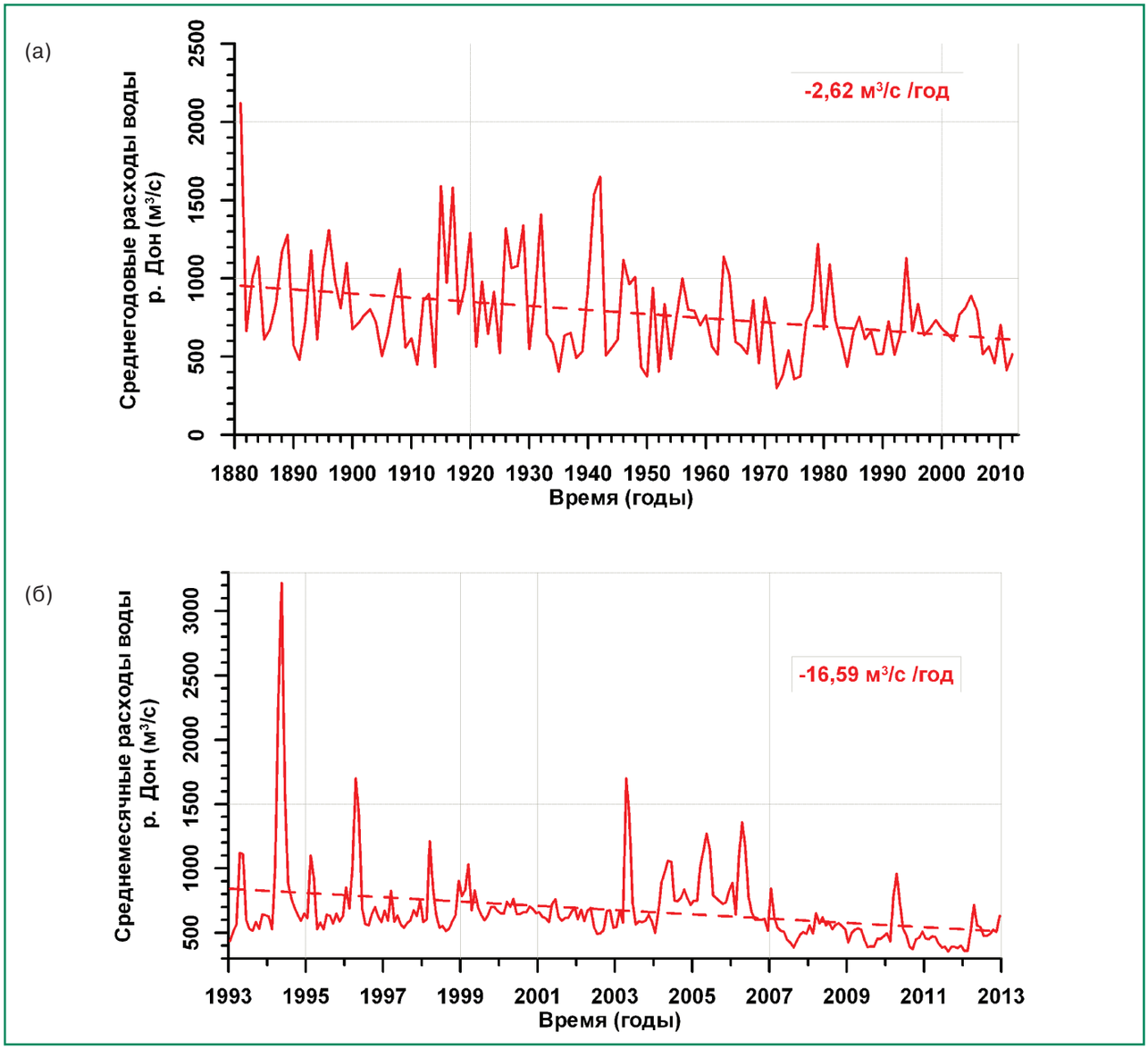


Рис. 5.3.21. Межгодовая изменчивость среднегодового расхода воды р. Дон (м^3/с) в период 1881–2012 гг. (а) и среднемесячного расхода в 1993–2012 гг. (б). Данные по створу ст. Раздорская предоставлены Л. П. Остроумовой (ГОИН).

5.3.4. Каспийское море

5.3.4.1. Температура воздуха

На протяжении 100-летнего периода 1890–1990 гг. средняя годовая температура воздуха над Каспийским морем в среднем повышалась (Гидрометеорология…, 1992). С конца XIX столетия до примерно 1910 г. и в 1920-х – начале 1930-х гг. она была ниже нормы (периоды похолодания), а с 1950-х гг. и до конца 1990-х гг. – выше нормы. Тенденция увеличения температуры воздуха в среднем продолжилась и после 1990 г. (рис. 5.3.22). За 33-летний период с 1979 по 2011 г. линейный тренд роста температуры воздуха составил +0.0671°С/год. Таким образом, температура воздуха за этот период увеличилась на 2.21°С.

Заметно повышение максимальных летних температур и более частое повторение низких зимних в 2000-е гг. (2003, 2006 и 2008 гг.) относительно 1990-х гг. В частности, летом 2010 г., когда с конца июня в течение 55 дней над централь-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 665

ной частью Европейской России стоял блокирующий антициклон и над Каспием распространялся горячий воздух из Средней Азии, максимальная среднесуточная температура превышала норму на 6–10°С (Arpe et al., 2012).

Зима 2007/2008 г. считается для Каспийского моря экстремально холодной – в эту зиму замерз Красноводский залив (Гинзбург и др., 2012). В Северном Каспии и низовьях Волги наиболее холодными (в порядке убывания суровости зим по сумме градусо-дней мороза в Астрахани в 1985–2006 гг.) были зимы 1984/1985, 1986/1987, 1993/1994, 1997/1998, 2002/2003 и 2005/2006 гг. (Бухарицин, 2006). Очень холодной была зима 2011/2012 г.: в приморских районах Дагестана температура воздуха в феврале опустилась до –10…–20°С, что на 10–22°С ниже нормы (Бережная и др., 2012б), и снова замерз Красноводский залив в Туркменистане.

В соответствии с прогнозом, сделанным в (Бухарицин, Андреев, 2006), исходя из прогноза солнечной активности на 24-й цикл (с середины 2007 г. до середины 2017 г.), холоднее нормы ожидаются зимние сезоны 2012/2013, 2013/2014 и 2015/2016 гг.

5.3.4.2. Осадки

Распределение атмосферных осадков по акватории Каспийского моря крайне неравномерно (Фролов, 2003), что делает затруднительным измерение их количества на всей поверхности Каспия. На основе данных архива CDAS (Climate Data Assimilation System) в (Малинин, Рашад, 2008) получен отрицательный тренд количества осадков над Каспийским морем: –0.9 мм/год для периода 1949–2005 гг. (рис. 5.3.23). При этом тренд количества осадков в 1950–1970 гг. был в среднем поло-

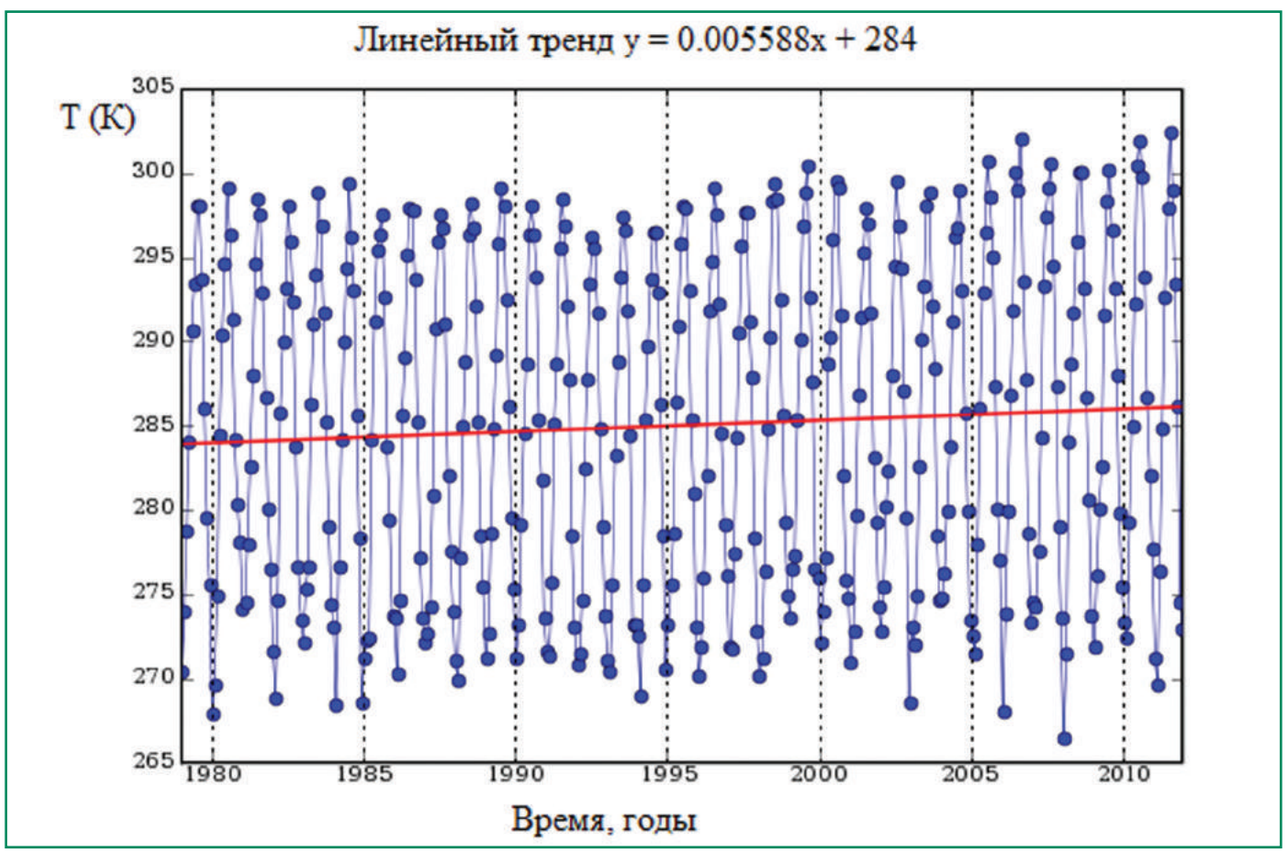


Рис. 5.3.22. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (К) над Каспийским морем (37–47° с.ш., 48–54° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в К/мес.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 666

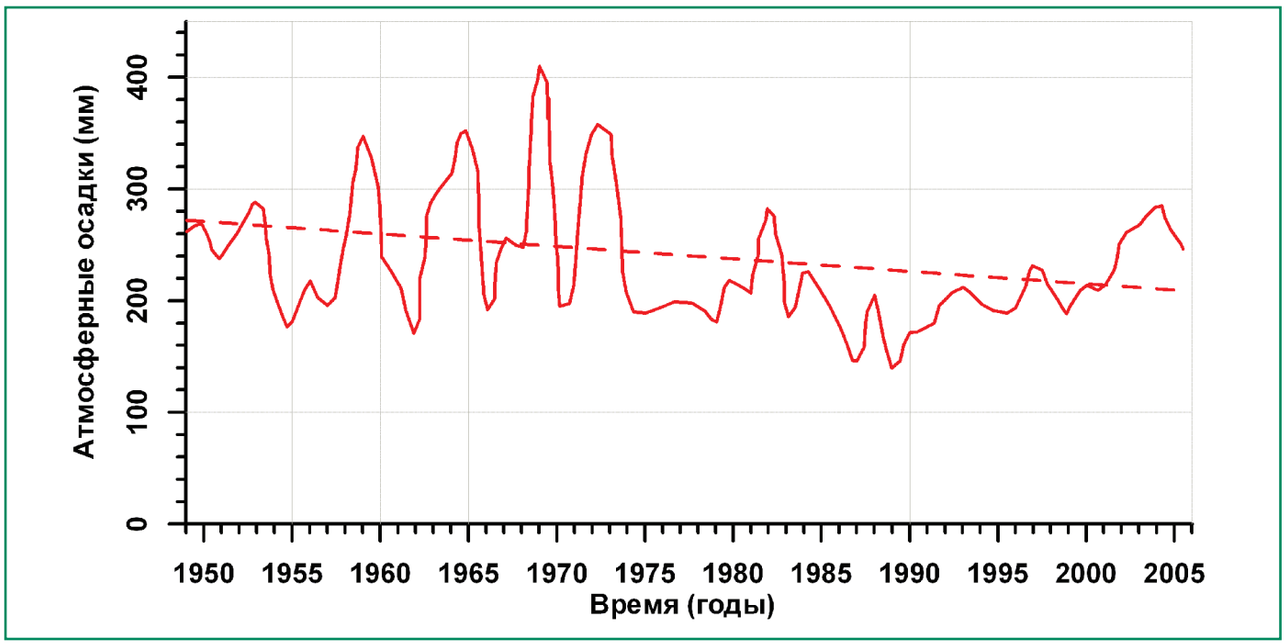


Рис. 5.3.23. Межгодовая изменчивость количества атмосферных осадков (мм) над Каспийским морем в 1949–2005 гг. по данным (Малинин, Рашад, 2008).

жительным, в 1970–1990 гг. отрицательным, а далее до 2005 г. количество осадков снова увеличивалось. Такой характер многолетней изменчивости количества осадков не противоречит данным, приведенным в работах (Гидрометеорология…, 1992; Фролов, 2003), хотя есть некоторые различия в годах максимумов и минимумов осадков и их количестве. Согласно (Малинин, Рашад, 2008), максимальное количество осадков (423 мм) выпало в 1969 г., минимальное (138 мм) – в 1989 г. В 2000-х гг. годом с наименьшим максимальным среднемесячным количеством осадков, который обычно приходится на октябрь–ноябрь и март–апрель (Гидрометеорология…, 1992), был 2008 г. (рис. 5.3.24): примерно 34 мм в октябре и 43 мм в декабре. Средний за период с января 1979 г. по декабрь 2010 г. тренд количества осадков над Каспием практически отсутствовал. За 32-летний период линейный тренд изменения количества осадков составил –0.0114 мм/мес в год. Таким образом, среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 год уменьшилось на 4 мм.

5.3.4.3. Скорость ветра

В период с 1949 по 2000 г. скорость ветра над Северным и Средним Каспием в среднем уменьшалась (Тужилкин и др., 2011). Важным явилась смена в 1977–1978 гг. (в период, когда произошла смена типа макропроцессов в атмосфере с восточного E на западный W) направления зональной компоненты ветра над Северным Каспием с восточной на западную, благоприятную для распространения северокаспийских вод на юг и компенсационного придонного подтока вод из Среднего Каспия. В те же годы юго-восточный ветер вдоль восточного побережья Среднего Каспия сменился на северо-западный, благоприятный для развития прибрежного апвеллинга (Тужилкин и др., 2011).

Сезонная и межгодовая изменчивость скорости ветра в 1979–2011 гг. показана на рис. 5.3.25. Как в Черном и Азовском морях, в Каспийском море в 2000–2011 гг. преобладала тенденция уменьшения скорости ветра, однако из-за ее повышения в 1995–2000 гг. средний тренд скорости ветра за период 1979–2011 гг. оказался положительным. Линейный тренд роста скорости ветра за 33-летний период составил +0.0076 м/с в год. Таким образом, скорость ветра с 1979 по 2011 год формально увеличилась бы на 0.25 м/с, однако к концу 2010 г. она фактически уменьшилась до уровня 1979–1990 гг., а к концу 2011 г. резко выросла более чем на 0.5 м/с.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 667

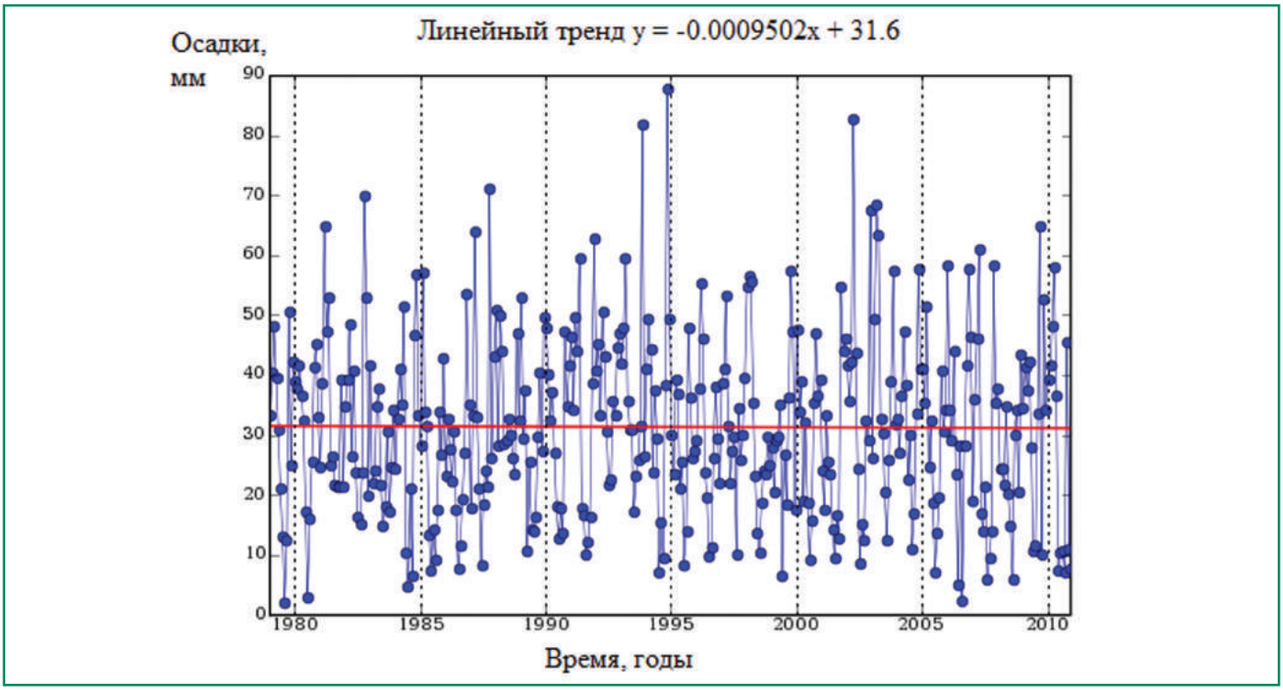


Рис. 5.3.24. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений атмосферных осадков (мм) над Каспийским морем (37–47° с.ш., 48–54° в.д.) в 1979–2010 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, GPCP Version 2.2 Combined Precipitation Data, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в мм/мес.

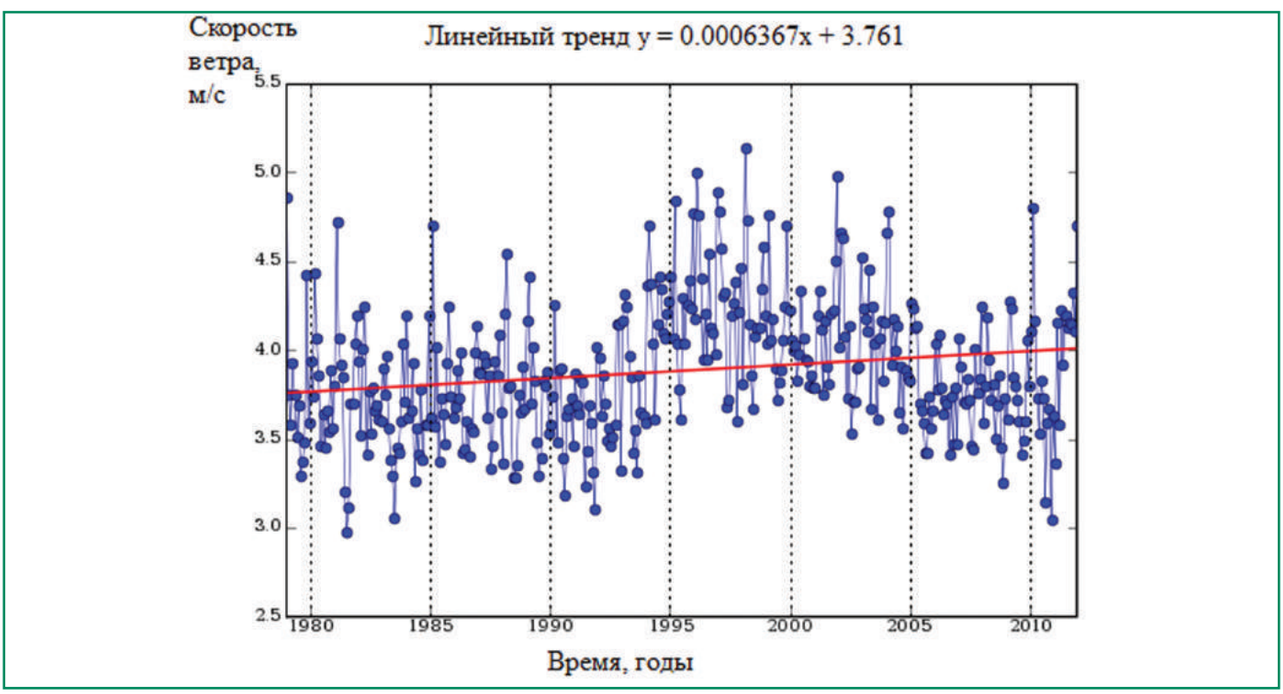


Рис. 5.3.25. Сезонная и межгодовая изменчивость среднемесячных значений скорости ветра (м/с) над Каспийским морем (37–47° с.ш., 48–54° в.д.) в 1979–2011 гг. (NASA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, Giovanni, The Global Land Data Assimilation System, http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/giovanni). Значение тренда, указанного на графике, дано в м/с в мес.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 668

5.3.4.4. Температура поверхности моря

По данным (Гидрометеорология…, 1992), в период с 1960 по 1983 г. среднегодовая температура воды в Северном Каспии увеличивалась – ее рост за этот период составил 0.2–0.4°С. При этом зимой, весной и летом наблюдалось повсеместное увеличение температуры, а осенью в ряде пунктов – уменьшение. Поскольку изменения температуры воды и воздуха в Каспийском море в большинстве случаев происходят одновременно (Гидрометеорология…, 1992), можно говорить о потеплении всей акватории Каспия в этот период. Изменчивость температуры воды в трех регионах Каспия (Северном, Среднем и Южном Каспии) в современный период (с 1982 г.) прослежена с использованием спутниковых данных NASA JPL PO.DAAC AVHRR MCSST и проекта NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2004; Ginzburg et al., 2005; Костяной и др., 2008; Гинзбург и др., 2012; Лаврова и др., 2011).

Как следует из рис. 5.3.26, на фоне заметной межгодовой изменчивости ТПМ в период 1982–2009 гг. имело место потепление Среднего и Южного Каспия в среднем. Потепление этих акваторий имело место во все сезоны (Гинзбург и др., 2012; Лаврова и др., 2011). (Для замерзающего зимой Северного Каспия исследование сезонной изменчивости ТПМ было ограничено теплым временем года, однако одинаковый характер межгодовой изменчивости температуры воздуха над всеми регионами Каспия, а также данные о многолетней изменчивости средней за февраль и август температуры воды на ГМС о. Тюлений в (Тужилкин и др., 2011) позволяют распространить этот вывод и на Северный Каспий.) Тренды среднегодовой ТПМ (рис. 5.3.26) были равны +0.06 и +0.05°С/год в Среднем и Южном Каспии соответственно, что в несколько раз превышает тренды в предшествующий по крайней мере 20-летний период до 1982 г. (см. (Гинзбург и др., 2004)). Изменчивость ТПМ в летний период (в июле–сентябре) представлена на рис. 5.3.27. Значения сезонных положительных температурных трендов в Среднем Каспии зимой, весной, летом и осенью – +0.05, 0.06, 0.07 и 0.08°С/год соответственно, в Южном Каспии за тот же период – +0.04, 0.04, 0.06 и 0.05°С/год; в Северном Каспии весной и летом – +0.09 и

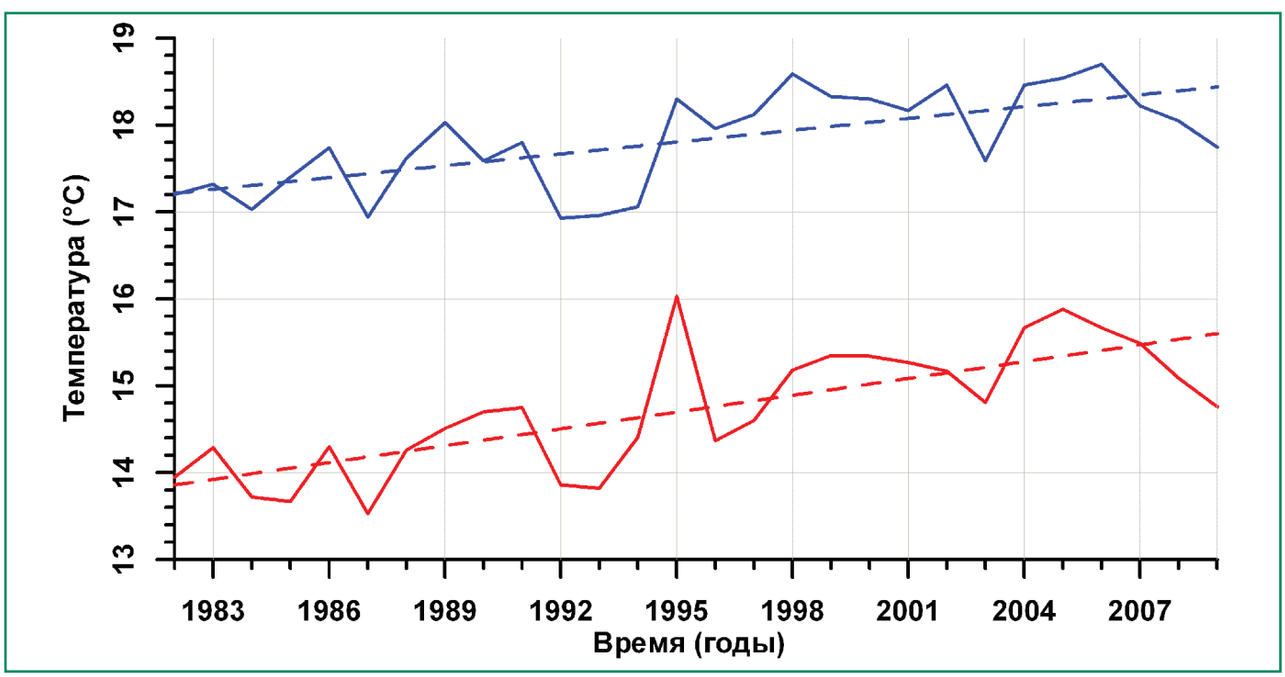


Рис. 5.3.26. Многолетняя изменчивость среднегодовых значений ТПМ (°С) Среднего (красная линия) и Южного (синяя линия) Каспия в 1982–2009 гг. по спутниковым данным NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 669

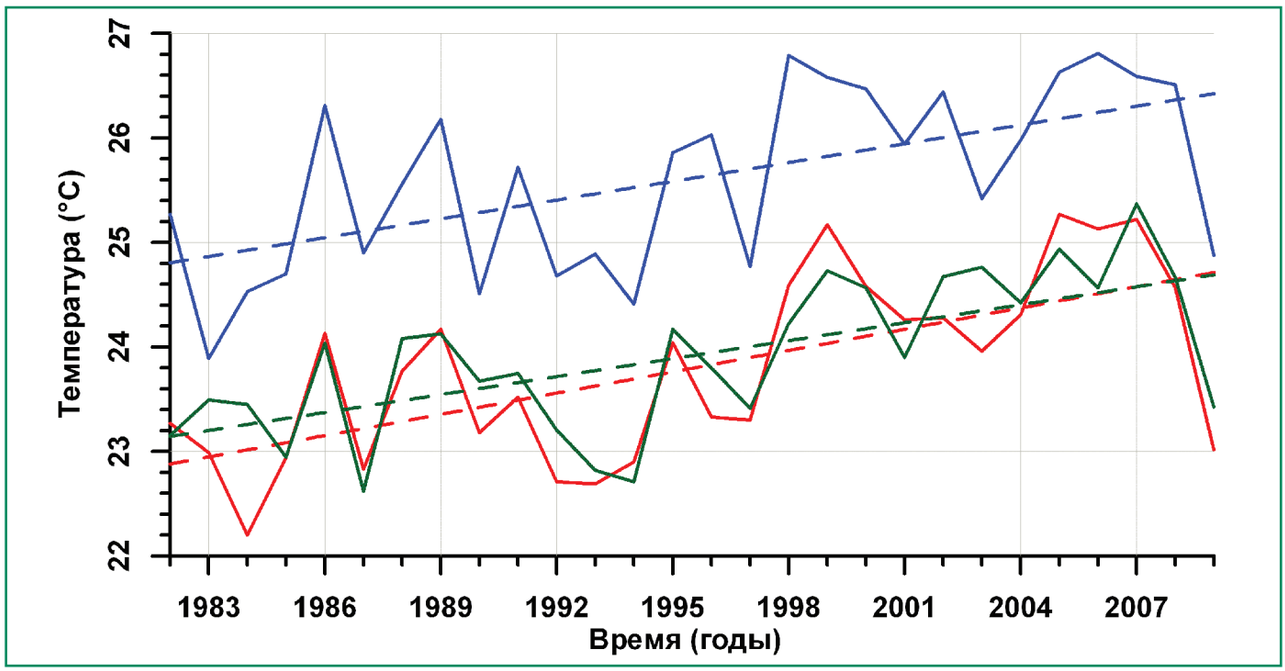


Рис. 5.3.27. Многолетняя изменчивость ТПМ в летний период (июль-сентябрь) в Северном (зеленая линия), Среднем (красная линия), и Южном (синяя линия) Каспии, в 1982–2009 гг. по спутниковым данным NASA JPL PO.DAAC AVHRR-Pathfinder (Гинзбург и др., 2012).

0.06°C/год (Гинзбург и др., 2012; Лаврова и др., 2011). Однако на фоне потепления в среднем за рассматриваемый период в 2005–2009 гг. в Каспии, в отличие от Черного и Азовского морей, наблюдалось уменьшение среднегодовой температуры (рис. 5.3.26).

Средние годовые значения ТПМ для Среднего и Южного Каспия в период 1982–2009 гг. оказались равными 14.7°C и 17.8°C соответственно, т. е. практически теми же, что и для периода 1982–2000 гг. (см. (Гинзбург и др., 2004)). Повышения их относительно средних годовых температур поверхностного слоя до 1952 г. составили примерно 1°C для Среднего Каспия и 0.7°C для Южного. Некоторое повышение температуры в глубинных слоях Среднего Каспия в 1972–1988 гг. отмечено в работе (Тужилкин и др., 2011).

В 2000-е годы в Каспийском море холодные зимы стали более частыми (в 2002/2003, 2005/2006, 2007/2008 и 2011/2012 гг.). Те же четыре зимы были аномально холодными в Черном и Азовском морях, но, в отличие от этих морей, в Каспийском море зима 2007/2008 г. была холоднее, чем в 2005/2006 г.

5.3.4.5. Соленость

Значительная межгодовая и сезонная изменчивость солености наблюдается в основном в Северном Каспии и определяется главным образом речным стоком (преимущественно стоком Волги). Размах колебаний среднегодовых значений солености за примерно полувековой период 1931–1989 гг. составил 5.28‰, от максимального значения 11.72‰ во второй половине 1930-х гг. (в экстремально маловодный период) до 6.44‰ в 1940-х гг. при увеличении стока Волги и Урала (Гидрометеорология…, 1992). С конца 1940-х гг. до второй половины 1970-х гг. наблюдался в среднем положительный тренд солености с максимумом 10.4‰ в 1977 г., сменившийся затем до 1990 г. на отрицательный (минимум около 6‰ – в 1990 г.) и снова на положительный до 2004 г. (Гидрометеорология…, 1992; Матишов и др., 2008б). В первой половине 2000-х гг. соленость вод Северного Каспия стабилизировалась на уровне примерно 7‰ (Матишов и др., 2008б; Тужилкин и др., 2011).

Примерно тот же характер многолетней изменчивости солености в период с 1956 по 2000 г. наблюдался и на поверхности глубоководной час-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 670

ти Среднего Каспия. Однако с конца 1970-х гг. резко изменилась вертикальная термохалинная структура вод в глубоководных областях Каспийского моря за счет перехода от квазиоднородной по вертикали солености к устойчивой соленостной стратификации, что существенно ухудшило условия вентиляции глубинных вод котловин Каспия (Tuzhilkin, Kosarev, 2005; Тужилкин и др., 2011). Так, в конце 1970-х – начале 1980-х гг. и в начале 1990-х гг. соленость на горизонтах 100 м и 600 м Среднего Каспия превышала поверхностную соленость примерно на 0.2–0.5 и 0.5–0.7‰ соответственно.

5.3.4.6. Лед

Ежегодно мощный и устойчивый ледяной покров устанавливается зимой на Северном Каспии, однако в суровые зимы при ветрах северных румбов плавучий лед, дрейфующий вдоль западного побере-

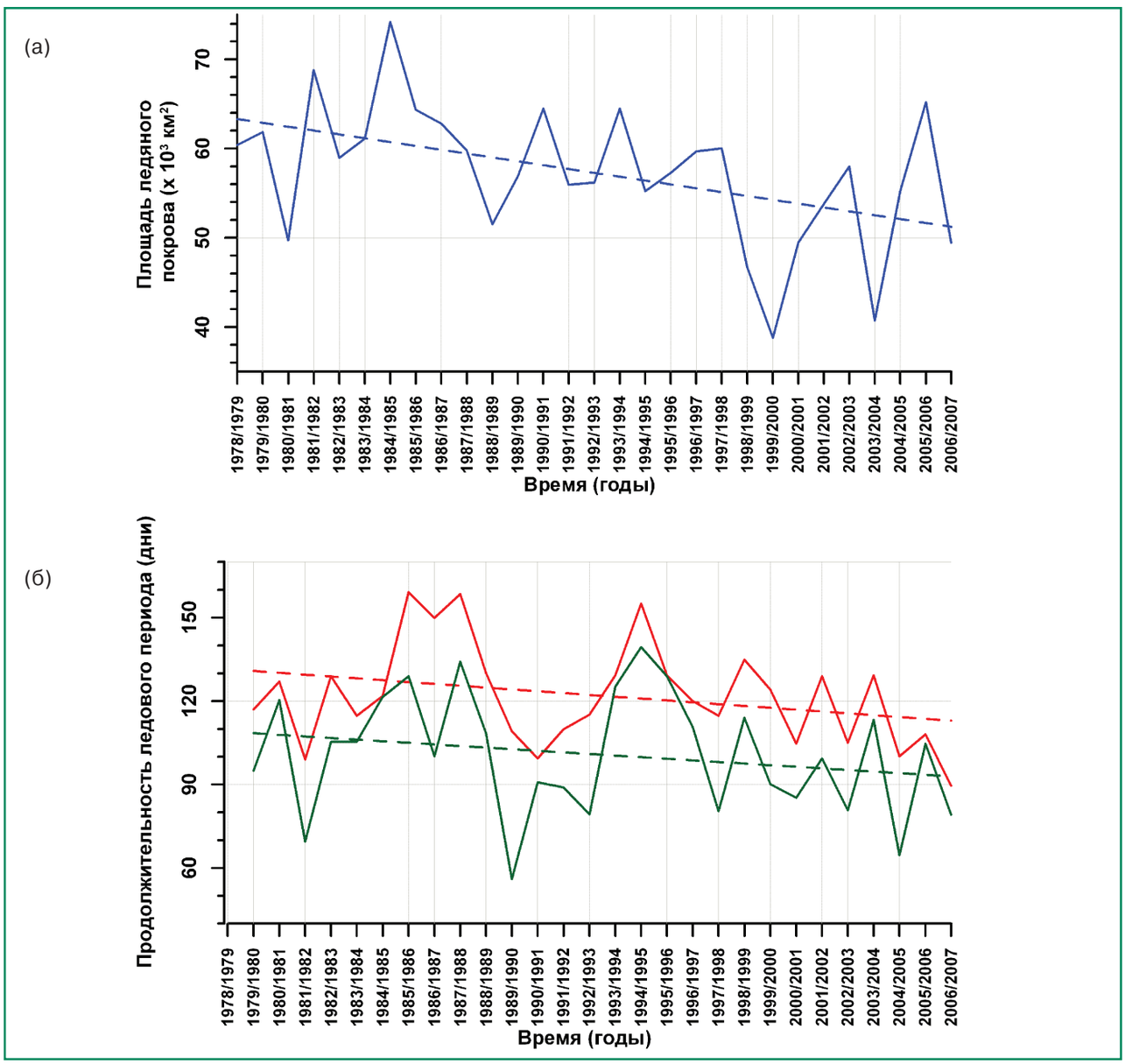


Рис. 5.3.28. Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова Северного Каспия (а) и продолжительности ледового периода (б) в западной части Северного Каспия (зеленая линия) и в его восточной части (красная линия) по спутниковым данным за период 1978–2007 гг. (Kouraev et al., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:31 PM Page 671

жья Среднего Каспия, выносится к порту Махачкала и южнее (до Апшерона). Известны случаи замерзания Кизил-Агачского залива в юго-западной части моря (январь 1925 г.) и Красноводского залива (декабрь 1944 г., январь 1949 г., февраль 1969 г.) (Гидрометеорология…, 1992). Многолетняя изменчивость максимальных объемов льда и его толщины в октябре–декабре и октябре–марте хорошо согласуется с соответствующей многолетней изменчивостью суммы градусо-дней мороза (Гидрометеорология…, 1992). Межгодовая изменчивость площади ледяного покрова и продолжительности ледового периода в Северном Каспии за период 1978–2007 гг. представлена на рис. 5.3.28. Положительный тренд межгодовой изменчивости обоих параметров наблюдается в первой половине 1980-х годов, затем до 2007 г. в среднем наблюдалась стадия потепления (Kouraev et al., 2011). Общий тренд изменения площади ледяного покрова за весь период составил –431 км^2/год (рис. 5.3.28а); тренд изменения продолжительности ледового периода составил для восточной части Северного Каспия –0.66 дней/год, а для западной части –0.57 дней/год (рис. 5.3.28б). В 2000-х гг. наиболее тяжелая ледовая обстановка наблюдалась в холодные зимы 2007/2008 г. и 2011/2012 г., когда замерз Красноводский залив (Гинзбург и др., 2012). Ледовитость Каспия в конце января и в феврале 2012 г. была выше нормы на 20% (Бережная и др., 2012а; Бережная и др., 2012б).

В работе (Алферов и др., 2010) на основе обработки спутниковой информации для зимних сезонов 2005–2009 гг. выявлена связь средней площади ледяного покрова Северного Каспия с зимним (за декабрь–март) индексом североатлантического колебания (NAO) – уменьшение площади льда с ростом зимнего индекса NAO. Для периода 1987–2009 гг. установлена также согласованность межгодовой изменчивости максимальных площадей льда в Северном Каспии и зимнего индекса северо-южной асимметрии пятнообразования на Солнце (декабрь–март) (Алферов и др., 2010).

5.3.4.7. Уровень моря

Изолированность Каспийского моря от океана определяет зависимость колебаний его уровня, с чередованием периодов роста и падения, от изменений водного баланса и соответственно в первую очередь от климатических факторов. Только на протяжении последних 2000 лет наблюдалось шесть крупных трансгрессий уровня моря с размахом колебаний в диапазоне 5–10 м (Абузяров, Нестеров, 2011). Многолетний ход уровня Каспийского моря по данным уровенных постов с 1837 г. (с начала систематических инструментальных измерений (Гидрометеорология…, 1992)) по 2009 г. показан на рис. 5.3.29а (Лаврова и др., 2011). Можно выделить несколько характерных периодов изменения уровня: 1880–1929 гг., 1942–1969 гг. и 1995–2009 гг. – периоды относительной стабильности или умеренного понижения, 1930–1941 гг. и 1970–1977 гг. – резкого понижения и 1978–1995 гг. – резкого повышения. В XX столетии самый высокий уровень воды в Каспии зарегистрирован в 1900 г. (–25.7 м в БС), самый низкий – в 1977 г. (–29.0 м в БС) (БС – Балтийская система высот).

Рост уровня после 1977 г. был обусловлен сменой атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе с восточного типа на преобладающий западный (*W*), который сопровождался увеличением увлажненности, количества атмосферных осадков и водности рек (Матишов и др., 2008б). Ежегодный подъем уровня с 1978 г. составлял от 14 до 30 см, вследствие чего с 1977 по 1995 г. уровень моря поднялся на 2.4 м, а его абсолютное значение достигло –26.6 м в БС. При отсутствии безвозвратных изъятий речного притока к морю уровень Каспия к концу XX века был бы примерно на 1.5 м выше приведенного на рис. 5.3.29а (Голицын, 1998; Фролов, 2003).

Межгодовая изменчивость уровня Каспийского моря с сентября 1992 г. хорошо прослеживается по данным спутниковой альтиметрии (Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, Костяной, 2005; Костяной и др., 2008; Kouraev et al., 2011; Лаврова и др., 2011; Kostianoy et al., 2011). Сравнение результатов расчетов по данным уровенных постов и спутниковой альтиметрии показало их хорошее соответствие (коэффициент корреляции – от 0.74 до 0.98) (Лебедев, Костяной, 2004; Лебедев, Костяной, 2005; Kouraev et al., 2011). Для периода 1993–2012 гг. межгодовая изменчивость уровня Каспия показана на рис. 5.3.29б. С зимы 1992/1993 г. до лета 1995 г. уровня моря рос до отметки –26.4 м в БС со скоростью 19.93 ± 2.14 см/год. Затем до зимы

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 672

2001/2002 гг. наблюдалось понижение до отметки –27.4 м, сначала резкое (до зимы 1997/1998 гг. со скоростью 22.17 ± 2.45 см/год до отметки –27.1 м в БС), затем умеренное (со скоростью 5.89 ± 1.09 см/год). Последующий умеренный рост до отметки –26.7 м со скоростью 9.92 ± 1.78 см/год наблюдался до лета 2005 г. С лета 2005 г. по зиму 2009/2010 г. уровень моря умеренно падал до отметки –27.3 м со скоростью 8.45 ± 1.18 см/год. Это падение продолжилось и в 2010 г. (Arpe et al., 2012). В 2010–2012 гг. скорость падения уровня Каспия увеличилась примерно до 15.23 ± 1.42 см/год; к концу 2011 г. уровень Каспия составил –27.6 м (Kostianoy et al., 2014), а к концу 2012 г. 46–27.7 м. Однако, в соответствии с результатами моделирования в (Малинин, 2009), уровень Каспийского моря к 2020 г.

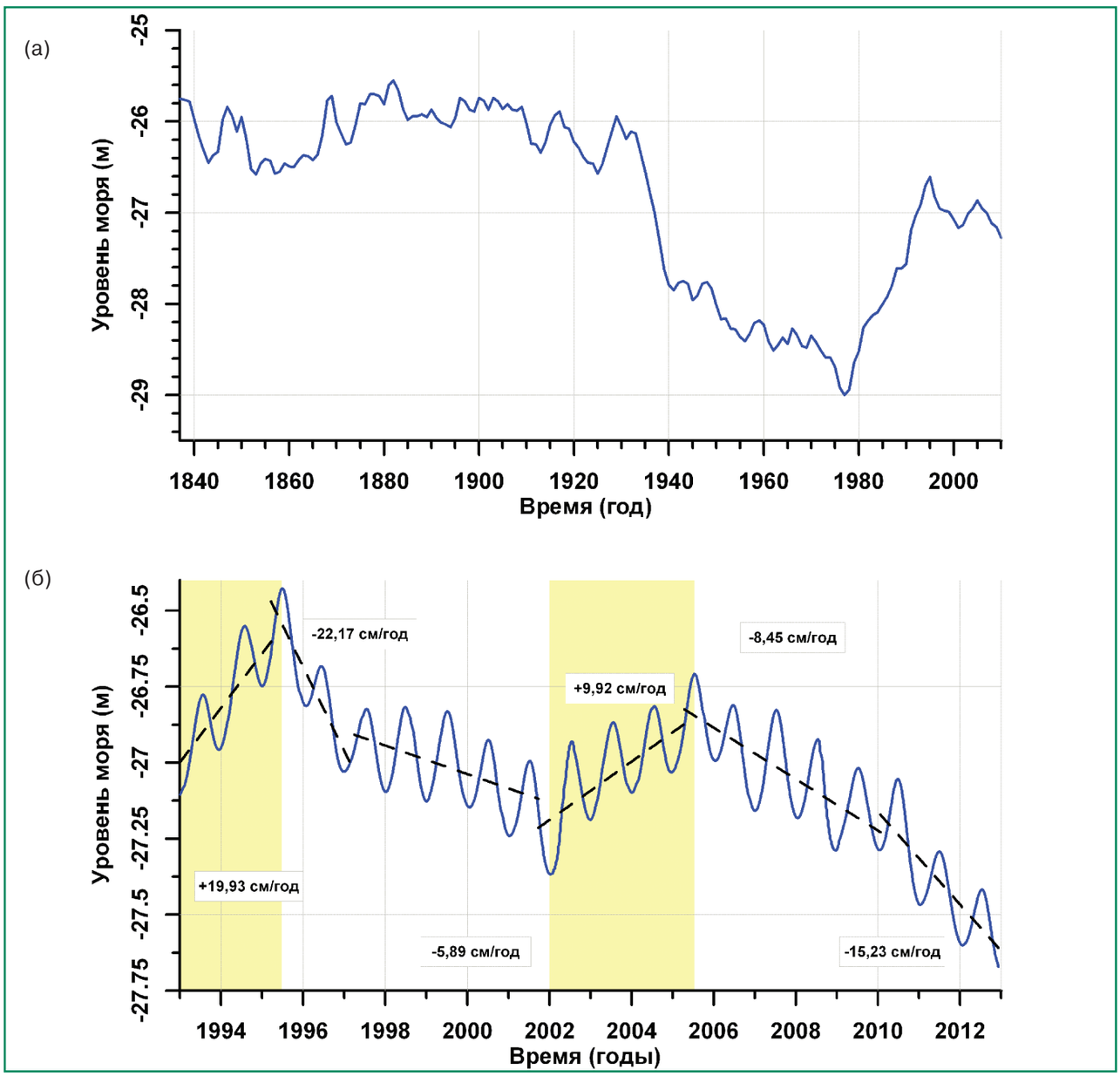


Рис. 5.3.29. Межгодовая изменчивость уровня Каспийского моря с 1837 по 2010 г. по данным уровенных постов (а). Сезонная (сплошная линия) и межгодовая (пунктир) изменчивость уровня Каспийского моря (см) (январь 1993 г. – декабрь 2012 г.) по данным альтиметрических измерений спутников T/P и J1/2 (б). Периоды роста уровня выделены желтым цветом (Костяной и др., 2014).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 673

может подняться до отметки –26.6 ± 0.2 м. Средняя скорость падения уровня Каспия в 20-летний период 1993–2012 гг. составила –2.78 ± 0.29 см/год.

5.3.4.8. Сток рек

Суммарный приток речных вод составляет в среднем 74–85% приходной части водного баланса Каспийского моря. Из них на долю стока Волги приходится в среднем 65%, поэтому межгодовые колебания суммарного речного притока и особенно волжского стока в значительной степени определяют межгодовую изменчивость уровня моря (Гидрометеорология…, 1992; Фролов, 2003).

В суммарном речном притоке в 120-летний период с 1880 по 2001 г. (Фролов, 2003) и в сред-

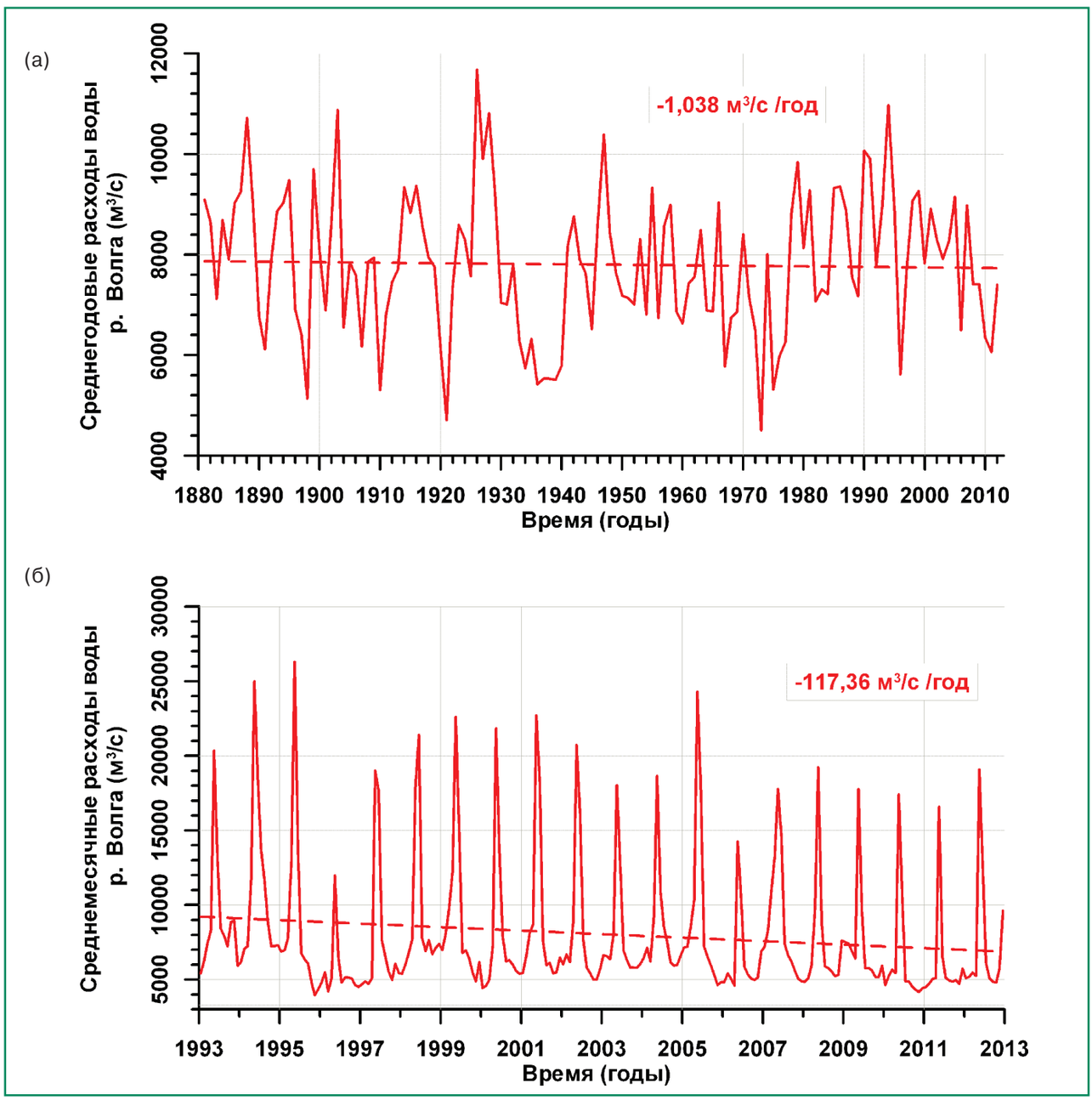


Рис. 5.3.30. Наблюденные среднегодовой расход воды (м³/с) в 1881–2012 гг. (а) и среднемесячный расход воды (м³/с) в 1993–2012 гг. (б) в вершине дельты Волги. Данные предоставлены Л. П. Остроумовой (ГОИН).

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 674

негодовом расходе Волги в 1881–2012 гг. (рис. 5.3.30а) наблюдалась существенная межгодовая изменчивость. Средний годовой расход Волги мало менялся в среднем с 1881 по 1929 г. при заметной межгодовой изменчивости с максимальным размахом в 6970 м³/с между максимумом 11680 м³/с в 1926 г. (абсолютный максимум за весь период наблюдений) и минимумом 4710 м³/с в 1921 г. В период с 1929 по 1977 г. расход в среднем уменьшался (с минимумом 4510 м³/с в 1973 г. – абсолютный минимум за период наблюдений), затем до 1994 г. увеличивался (максимум 10970 м³/с в 1994 г.). В последующие годы расход Волги в среднем уменьшался; при этом падение расхода/стока Волги в 2010 г. явилось результатом уменьшения осадков над ее водосбором (Arpe et al., 2012). Средний за период с 1881 по 2012 г. тренд межгодовой изменчивости расхода Волги составил –1.04 м³/с в год. За период альтиметрических наблюдений за уровнем Каспийского моря с 1993 по 2012 г. (рис. 5.3.29б) расход Волги снижался со скоростью –117.36 м³/с в год (рис. 5.3.30б).

5.3.5. Прогноз изменения климата Южных морей России

Методом долгосрочного прогноза климатических изменений в морях может быть моделирование с использованием существующей базы многолетних рядов данных измерений, полученных на гидрометеостанциях, в морских экспедициях и со спутников, и с учетом выявленных связей между изменчивостью метеорологических и гидрологических параметров, колебаний атмосферной циркуляции, солнечной активности и других природных факторов. Однако многообразие природных факторов, определяющих изменения климата на глобальном и региональном уровнях, не позволяет надеяться на достоверность долгосрочного прогноза. Ярким примером является изменение уровня Каспийского моря, которое с трудом предсказывается даже с заблаговременностью в несколько лет, поскольку никому не удалось предсказать резкую смену падения/роста уровня моря в 1977 и 1995 гг., а также ускорение падения уровня Каспия в 2010–2012 гг. в 2 раза по сравнению с периодом 2005–2009 гг.

Неопределенность в прогнозе основных метеорологических параметров для районов Южных морей России находит свое отражение и в “Оценке макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу” (Катцов, Порфирьев, 2011). Так, например, изменения атмосферных осадков, рассчитанные по ансамблю из 16 моделей для сценария А2 для региона Южных морей России и периода 2011–2030 гг., очень неопределенные, поскольку этот регион находится в промежуточной зоне, отделяющей области значительного увеличения количества осадков на севере от области убывания на юге. Неопределенность в осадках на водосборе рек Южных морей России, очевидно, приводит и к неопределенности в прогнозе стока рек в тот же период (Катцов, Порфирьев, 2011).

5.3.5.1. Температура воздуха

За период с 1979 по 2011 год линейный тренд роста температуры воздуха составил в Черном море +0.0127°С/год, в Азовском море – +0.0539°С/год и в Каспийском море – +0.0671°С/год. При сохранении существующих тенденций средняя температура воздуха над Черным морем к 2030 г. может вырасти на 0.25°С, к 2060 г. – на 0.64°С и к 2100 г. – на 1.14°С; над Азовским морем к 2030 г. – на 1.08°С, к 2060 г. – на 2.70°С и к 2100 г. – на 4.85°С; над Каспийским морем – к 2030 г. на 1.34°С, к 2060 г. – на 3.36°С и к 2100 г. – на 6.04°С. Изменения температуры приземного воздуха, рассчитанные по ансамблю из 16 моделей для сценария А2 для региона Южных морей России и периода 2011–2030 гг., практически отсутствуют, а для периода 2041–2060 гг. составляют +2–3°С в зависимости от сезона, причем увеличение температуры воздуха летом выше, чем зимой (Катцов, Порфирьев, 2011). Таким образом, для периода 2011–2030 гг. моделирование дает заниженные оценки роста температуры воздуха по сравнению с оценками, полученными на основе наблюдаемого тренда изменения температуры за последние 30 лет (1979–2011 гг.). Для периода 2041–2060 гг. модельные и эмпирические оценки роста температуры воздуха хорошо согласуются. Следует отметить, что эмпирические

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 675

оценки (+4.8–6.0°C), полученные для черноморско-каспийского региона для 2100 г., практически совпадают с модельными расчетами средней температуры по России по сценариям A1B и A2 (+4.5–6.5°C) (см. рис. II.1.2 в (Катцов, Порфирьев, 2011)).

Изменения температуры приземного воздуха над Южными морями, рассчитанные по ансамблю из 31 модели для двух сценариев антропогенного воздействия RCP4.5 и RCP8.5 для периода 2011–2030 гг., составляют +0.5–1.5°C, для периода 2041–2060 гг. – +1.5–2.5°C для RCP4.5 и +1.5–3.5°C для RCP8.5, и для периода 2080–2099 гг. – +2.5–3.5°C для RCP4.5 и +3.5–5.5°C для RCP8.5, в зависимости от сезона, причем увеличение температуры воздуха летом выше, чем зимой (Катцов, Говоркова, 2013). Таким образом, расчеты по разным ансамблям моделей и разным сценариям антропогенного воздействия хорошо согласуются между собой и с эмпирическими оценками. Следует отметить, что увеличение температуры воздуха над Каспием, в среднем, больше, чем над Черным и Азовским морями.

5.3.5.2. Сток рек

Одной из важнейших гидрологических характеристик рек является речной сток, образующийся за счет поступления поверхностных и подземных вод с водосборной площади и существенно влияющий на гидрологический режим морей. Величина стока рек и ее распределение в течение года определяются комплексом природных факторов и хозяйственной деятельностью человека. Среди природных условий основным является климат, особенно осадки и испарение. При обильных осадках сток рек большой, но надо учитывать их вид и характер выпадения. Например, снег даст больший сток, чем дождь, поскольку зимой меньше испарение. Ливневые осадки увеличивают сток по сравнению с обложными при одинаковом их количестве. Испарение, особенно интенсивное, уменьшает сток. Помимо высокой температуры, ему способствуют ветер и дефицит влажности воздуха (Любушкина и др., 2004).

Наблюдаемый положительный тренд годового стока Дуная за 1993–2009 гг. (+0.464 км^3/год) оказался в несколько раз выше среднего за 1860–1996 гг. (+0.126 км^3/год). Одновременно в период с 1881 по 2012 г. наблюдается устойчивое снижение расхода Дона со средней скоростью –2.62 м^3/с в год, при этом в 1993–2012 гг. отрицательный тренд расхода воды увеличился до –16.59 м^3/с в год. Средний за 130-летний период тренд межгодовой изменчивости расхода Волги составил –1.04 м^3/с в год, при этом с 1993 по 2012 г. расход Волги снижался со скоростью –117.36 м^3/с в год.

Изменения стока рек, рассчитанные по ансамблю из 16 моделей для сценария A2 для региона Южных морей России и периода 2011–2030 гг., находятся в пределах –2…–3%, а для периода 2041–2060 гг. составляют –2…–4% (Катцов, Порфирьев, 2011). Однако представленные выше наблюдения показали, что в период 1993–2012 гг. расход Волги уже ежегодно снижался в среднем на 1%, т. е. при сохранении существующих тенденций к 2030 г. сток Волги может уменьшиться еще на 20%, что существенно больше модельных прогнозов.

Трудно сказать, насколько существующие тенденции сохранятся, поскольку в предстоящие десятилетия будут не только изменяться общий объем и интенсивность осадков на водосборе рек Южных морей России, но и существенным образом меняться температура и влажность воздуха, скорость ветра, вид осадков (меньше снега и больше дождя), продолжительность снежного покрова и ледостава, распределение стока внутри года и другие факторы. Часть из них (например, прогнозируемые засухи в юго-восточной Европе) могут привести к вторичным эффектам, таким как изменения структуры почвогрунтов, типа и количества растительности, уменьшение количества озер и болот, а также к изменению хозяйственной деятельности, что существенным образом может повлиять на сток рек (Любушкина и др., 2004).

5.3.5.3. Уровень морей

За последние 20 лет скорость роста уровня Черного и Азовского морей значительно выросла по сравнению с периодом с начала 1920-х гг. по конец 1980-х гг. Средняя для 1993–2012 гг. скорость подъема уровня Черного моря оказалась равной +0.82 ± 0.18 см/год, а для Азовского моря – +0.54 ± 0.04 см/год, что в полтора–два раза выше, чем сред-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 676

няя скорость роста уровня Мирового океана – +0.32 см/год (Лебедев, 2013). При сохранении существующих тенденций уровень Черного и Азовского моря к 2030 г. теоретически может вырасти примерно на 14 см и 9 см, к 2060 г. – на 40 см и 25 см, и к 2100 г. – на 70 и 50 см соответственно. Однако очевидно, что перепад уровня между морями не сможет постоянно расти, поскольку они соединены Керченским проливом; скорость подъема уровня Азовского моря должна быть соизмерима с ростом уровня Черного моря.

Поскольку Каспийское море изолировано от Мирового океана, то изменение его уровня не будет связано с повышением уровня последнего. Более того, после пика 1995 г. уровень Каспийского моря волнообразно снижается, причем в 2010–2012 гг. этот процесс ускорился, и к концу 2012 г. уровень Каспия снизился на один метр по сравнению с 1995 г. (Kostianoy et al., 2015). Однако, в соответствии с результатами моделирования (например, (Малинин, 2009)), уровень Каспийского моря к 2020 г. может вновь подняться до отметки –26.6 м, т. е. до уровня 1995 г. Насколько это справедливо, покажут ближайшие годы.

5.3.5.4. Температура поверхности морей

За период с 1982 по 2009 год линейный тренд роста температуры поверхности моря (ТПМ) составил в Черном море +0.06°С/год, в Азовском море – +0.06–0.08°С/год и в Каспийском море – +0.05–0.060С/год. При сохранении существующих тенденций средняя ТПМ в Черном море к 2030 г. может вырасти на 1.2°С, к 2060 г. – на 3°С и к 2100 г. – на 5.4°С; в Азовском море – к 2030 г. на 1.2–1.6°С, к 2060 г. – на 3–4°С и к 2100 г. – на 5.4–7.2°С; в Каспийском море – к 2030 г. на 1.0–1.2°С, к 2060 г. – на 2.5–3.0°С и к 2100 г. – на 4.5–5.4°С. Эти оценки хорошо согласуются с модельным и эмпирическим прогнозами относительного роста температуры приземного воздуха в регионе Южных морей России в периоды 2011–2030 и 2041–2060 гг., представленными выше.

5.3.5.5. Лед

Учитывая тенденции увеличения температуры воздуха (ТВ) над Южными морями РФ на 0.3–1.3°С и ТПМ на 1.0–1.6°С к 2030 г., на 0.6–3.4°С (ТВ) и 2.5–4°С (ТПМ) к 2060 г., и на 1.1–6.0°С (ТВ) и 4.5–7.2°С (ТПМ) к 2100 г., полученные по эмпирическим данным. а также ТВ по модельным расчетам (см. рис. II.1.2 в (Катцов, Порфирьев, 2011)), можно ожидать существенного уменьшения ледовитости северо-западной части Черного моря, всей акватории Азовского моря и Северного Каспия. Это не исключает, впрочем, экстремальных явлений, связанных с резким понижением температуры воздуха и образованием кратковременного льда в таких местах, где обычно лед не наблюдается, например, Констанца, Одесса, Евпатория, Керчь, Новороссийск, Красноводский (Туркменбаши) залив, как это было в феврале 2012 г.

Согласно работе (Бухарицин, Андреев, 2006), основанной на прогнозе солнечной активности на 24-й цикл (с середины 2007 г. до середины 2017 г.), холоднее нормы на акватории Каспийского моря должны были быть зимы 2008/2009, 2009/2010, 2010/2011, 2012/2013, 2013/2014 и 2015/2016 гг., причем особенно суровыми – зимы 2008/2009, 2012/2013, 2013/2014 и 2015/2016 гг. Однако по имеющимся пока данным (Гинзбург и др., 2012), после 2007 г. наблюдались две холодные зимы 2007/2008 и 2011/2012 гг., что не соответствует прогнозу. Оправдаются ли прогнозы Думанской (2011) относительно наиболее тяжелой ледовой обстановки в Азовском море в ледовый сезон 2018/19 гг. также покажет время.

5.3.6. Последствия изменения климата Южных морей России

Основные последствия изменения климата в последние примерно 30 лет, общие для всех Южных морей России, это повышение температуры поверхности (поверхностного слоя), уменьшение солености (и соответственно усиление вертикальной стратификации вод), уменьшение скорости ветра и повышение уровня Черного и Азовского морей.

Уменьшение солености явилось благоприятным фактором для рыб пресноводного комплекса, улов которых в результате осолонения Азовского моря в конце 1970-х гг. катастрофически упал. С другой стороны, уменьшение солености и увели-

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 677

чение температуры поверхностного слоя летом приводят к усилению плотностной стратификации, препятствующей вертикальному обмену между поверхностными и глубинными слоями, особенно в условиях ослабленного турбулентного перемешивания при уменьшенной скорости ветра. Следствием этого является, например, скопление в поверхностном слое прибрежной зоны северо-восточной части Черного моря поступающей с берега органики, способствующей массовому развитию водорослей и цветению вод летом (Ткаченко, 2011). Это явление ежегодно наблюдается в районе мелководных песчаных пляжей Анапы. В 2006, 2008 и в 2012 гг. наблюдалось аномально сильное цветение вод в открытых и прибрежных районах восточной части Черного моря. Цветение вод может негативно сказаться на курортных зонах Черного моря, хотя в меньшей степени это должно касаться берегов России (за исключением пляжей Анапы), поскольку отсутствует значительный сток рек в Грузии, Абхазии и РФ. Однако эта проблема может оказаться существенной для курортных зон Азовского моря.

Тенденция к увеличению температуры воздуха и ТПМ приведет к увеличению продолжительности курортного сезона на российских побережьях Черного и Азовского морей. Каспийское побережье РФ пока не является курортной зоной по ряду известных причин.

В результате изменения термохалинной структуры в глубоководных областях Каспийского моря (усиления соленостной/плотностной стратификации) практически прекратилась вентиляция глубинных вод его котловин, что негативно сказалось на экологическом состоянии моря (Тужилкин и др., 2011). Аномально сильное цветение вод наблюдалось в Южном Каспии в августе–сентябре 2005 г., когда акватория цветущих вод достигла 20 000 км^2. Аналогичные явления будут все чаще происходить и в Северном Каспии, что может отрицательно сказаться на качестве морских вод и рыбном промысле на акватории РФ.

Повышение уровня Черного моря в ближайшие десятилетия не создаст значительных проблем для прибрежной зоны РФ, однако весьма вероятна абразия берегов, затопление прибрежной инфраструктуры и поселков на Азовском море. Увеличение среднего уровня Азовского моря на 0.5–1 м с учетом сгонно-нагонных колебаний приведет к дальнейшему сильному размыву его побережья. Под серьезной угрозой затопления будут находиться расположенные в этих зонах российские города Темрюк, Приморско-Ахтарск, Ейск и Таганрог. Возможен также размыв дельты р. Дон с частичным разрушением существующих здесь экосистем. Площадь затопления в дельте р. Дон может достигнуть 200 км^2 (Костяной и др., 2012).

В дельте р. Кубань на подъем уровня моря на 0.5–1 м наложится тектоническое погружение побережья, что может привести к затоплению до 900 км^2 плавней и прилегающих низменных террас и образованию здесь обширного морского залива. Будут полностью или в значительной степени размыты косы Тузла, Маркитанская и Рубанова, значительно разрушена коса Чушка. В Бейсугском и Ейском лиманах береговая линия может отступить на 7–10 км. Темпы отступания уступов размыва у г. Приморско-Ахтарска могут составить 4.5–5.5 м/год (Костяной и др., 2012).

Повышение уровня Каспийского моря на 2.5 м с 1978 по 1995 г. привело к разрушению поселков и инфраструктуры в широкой (до 50–70 км) полосе береговой зоны Калмыкии (Лаганский район) и Казахстана, к затоплению 320 тыс. га ценных земель, повышению уровня грунтовых вод, подтоплению и засолению почв, железных и автомобильных дорог, линий электропередач и телефонной связи, нарушению работы газопроводов, загрязнению морских вод в результате затопления нефтяных скважин. Только в Дагестане 260 тыс. человек оказалось в зоне затопления, а общее воздействие этого подъема уровня моря коснулось 7 млн га суши, где проживало около 600000 человек. Экономический ущерб России из-за подъема уровня моря, по разным оценкам, тогда составил 0.5–1 млрд долл. США. Суммарный совокупный прямой ущерб для прикаспийских стран, по данным ВМО, к 1995 г. составил около 15 млрд долл. США (Костяной и др., 2008; 2012).

Хотя в конце 2012 г. уровень моря находился на отметке примерно на 1.2 м ниже максимума 1995 г., необходимо учитывать его возможный рост в ближайшее десятилетие вновь до отметки –26.6 м 1995 г. (Малинин, 2009); при этом следует учитывать, что ни минимум 1977 г., ни максимум 1995 г. в ходе уровня Каспия предсказать не удалось. С

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 678

дальнейшим подъемом уровня Каспия до отметки –26.0 м могут быть разрушены или оказаться под водой многие прибрежные населенные пункты, социальные и производственные объекты в России и других прикаспийских странах. Для защиты этих объектов потребуется провести комплекс специальных инженерных работ. Малые уклоны прибрежной равнины Калмыкии способствуют глубокому проникновению морских вод, особенно во время ветровых нагонов. Нагонные явления высотой 2–3 м могут затопить 20–30 км территории вглубь береговой зоны. Сгонные ветровые явления до 0.5 м (обычно ниже нагонных явлений) обнажают большие участки берега. Если уровень Каспия достигнет отметки –26.0 м, практически на всем побережье резко интенсифицируются абразионные процессы и начнется размыв голоценовых и более древних аккумулятивных образований. Трансгрессивные изменения в южной части Калмыкии захватят в этом случае зону шириной до 30 км (Лукьянова и др., 1996; Костяной и др., 2008, 2012).

Неожиданным на фоне продолжающегося регионального потепления явилось учащение в 2000-х гг. холодных зим. Например, в январе 2012 г. покрылись льдом Азовское море, Северный Каспий (припай наблюдался даже в порту Махачкала), в Южном Каспии замерз залив Туркменбаши (Красноводский), в Черном море – ряд портов (в том числе Новороссийск), что существенно нарушило транспортные коммуникации. Если оправдаются известные прогнозы (Бухарицин, Андреев, 2006; Думанская, 2011), в ближайшее десятилетие можно ожидать новой череды холодных зим в регионах Южных морей России.

Тем не менее, тенденция к потеплению Южных морей России за счет роста температуры воздуха и ТПМ и, как следствие, тенденция к уменьшению ледяного покрова и толщины льда приведут к увеличению навигационного периода для морского судоходства в Азовском море и Северном Каспии, уменьшится опасность эксплуатации морских буровых платформ и трубопроводов на Северном Каспии.

5.3.7. Заключение

Для анализа межгодовой и сезонной изменчивости гидрометеорологического режима Южных морей России (Черного, Азовского и Каспийского) были использованы ежемесячные океанографические и метеорологические данные за 30 лет, собранные в нескольких базах данных НАСА. Базы данных представляют собой регулярные ряды наблюдений, данные реанализа или моделирования на сетке не хуже, чем 1° × 1°. В качестве вспомогательной информации были использованы материалы, опубликованные в отечественных и зарубежных изданиях. Для каждого из морей были исследованы следующие гидрометеорологические параметры и определены линейные тренды их изменчивости – температура воздуха, атмосферные осадки, скорость ветра, температура поверхности моря (ТПМ), соленость, ледовитость, уровень моря и сток рек за период от 30 до 120 лет.

Установлено, что температура воздуха с 1979 по 2011 г. увеличилась на 0.42°С (Черное море) – 2.21°С (Каспийское море). Среднегодовое количество осадков с 1979 по 2010 г. увеличилось в Черном море на 56 мм, в Азовском море – на 54 мм, и уменьшилось на 4 мм в Каспийском море. Анализ изменения годового количества осадков в Азовском море за более продолжительный период (1891–2007 гг.) свидетельствует об их увеличении на 60–190 мм по всем пунктам побережья, в первую очередь за счет их роста в зимний сезон. В 2000–2011 гг. преобладала тенденция уменьшения скорости ветра во всех южных морях. Среднегодовая температура поверхности моря за период 1982–2009 гг. во всех морях росла со скоростью +0.05–0.06°С/год. Соленость морей менялась разнонаправлено в связи с особенностями их гидрометеорологических режимов. Ледовитость морей уменьшается, и она хорошо согласуется с локальной температурой воздуха: с уменьшением (в среднем) суммы градусо-дней мороза средняя сезонная ледовитость уменьшалась. Средняя для 1993–2009 гг. скорость подъема уровня Черного моря оказалась равной 0.57 ± 0.11 см/год, а в Азовском море она составила +1.39 ± 0.21 см/год. В тот же период уровень Каспия дважды рос и дважды падал. В 2010–2012 гг. скорость падения уровня Каспия увеличилась примерно до 15.23 ± 1.42 см/год; к концу 2012 г. уровень Каспия составил –27.7 м. Среднегодовой сток Дуная за 1993–2009 гг. увеличивался со скоростью +0.464 км^3/год. Отрицательный тренд расхода воды в Доне в период 1993–2009 гг. увеличился и составил –13.37 м^3/с в год. Средний за

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 679

130-летний период тренд межгодовой изменчивости расхода Волги составил +0.209 м³/с в год, а за период с 1993 по 2009 г. –87 м³/с в год.

5.3.8. Литература

Абузяров З. К., Нестеров Е. С., 2011. Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости уровня Каспийского моря, Труды Гидрометцентра России, вып. 345, с. 1–17.

Алферов А. М., Андреева З. В., Бухаров М. В., Григорьева О. Н., Иванова Н. П., Кровотынцев В. А., Тилинина Н. Д., Тренина И. С., 2010. Система формирования и анализа многолетних рядов региональных климатически значимых параметров по спутниковым данным, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 7, № 1, с. 51–60.

Белокопытов В. Н., 2010. Межгодовая изменчивость обновления вод холодного промежуточного слоя Черного моря в последние десятилетия, Морской гидрофизический журнал, № 5, с. 33–41.

Белокопытов В. Н., Шокурова И. Г., 2005. Оценка междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951–1995, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Севастополь, вып. 12, с. 12–21.

Бережная Т. В., Голубев А. Д., Паршина Л. Н., 2012а. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в январе 2012 г., Метеорология и гидрология, № 4, с. 114–122.

Бережная Т. В., Голубев А. Д., Паршина Л. Н., 2012б. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в феврале 2012 г., Метеорология и гидрология, № 5, с. 107–114.

Букатов А. Е., Бабий М. В., Моисеева Е. А., 2009. Климатическая изменчивость температуры воздуха, количества осадков и режима облачности в районе Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 18, с. 168–179.

Букатов А. Е., Моисеева Е. А., 2009. Климатическая изменчивость ледового режима Азовского моря, Системы контроля окружающей среды, Сб. научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 12, с. 273–279.

Бухарицин П. И., 2006. Особенности ледовых условий на Нижней Волге и Северном Каспии в умеренную зиму 2006 года, Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе, Труды международной конференции, Москва, 19–20 октября 2006 г., с. 29–33.

Бухарицин П. И., Андреев А. Н., 2006. Ритмы солнечной активности и ожидаемые экстремальные климатические события в Северо-Каспийском регионе на период 2007–2017 гг., Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе, Труды международной конференции, Москва, 19–20 октября 2006 г., с. 137–143.

Гаргопа Ю. М., 2001. Закономерности многолетней динамики океанографических процессов и компонентов биоты Азовского моря, в Сб. “Среда, биота и моделирование экологических процессов в Азовском море”, Апатиты, КНЦ РАН, с. 44–71.

Гаргопа Ю. М., 2002. Современное распреснение Азовского моря и его связь с многолетними колебаниями атмосферной циркуляции, Водные ресурсы, т. 29, № 6, с. 747–754.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1991а. Проект “Моря СССР”, т. V, Азовское море, СПб, Гидрометеоиздат, 236 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, 1991б. Проект “Моря СССР”, т. IV, Черное море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеоиздат, 429 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1992. Проект “Моря”, т. VI, Каспийское море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеоиздат, 1992, 359 с.

Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., 2004. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры поверхности Каспийского моря, Океанология, т. 44, № 5, с. 645–659.

Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., Лебедев С. А., 2009. Изменчивость температуры поверхности и уровня Черного, Мраморного и Эгейского морей по спутниковым

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 680

измерениям, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, вып. 6, т. I, с. 349–359.

Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., 2011. Черное и Азовское моря: сравнительный анализ изменчивости температуры поверхности (1982–2009 гг., спутниковая информация), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 8, № 4, с. 209–218.

Гинзбург А. И., Костяной А. Г., Шеремет Н. А., 2012. Долговременная изменчивость температуры поверхности Каспийского моря (1982–2009 гг.), Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 9, № 2, с. 262–269.

Голицын Г. С., 1998. Исторический обзор колебаний уровня Каспийского моря и его причины, Научные, эклогические и политические проблемы стран Каспийского региона. Глянц М., Зонн И. (ред.), М., Найроби, Kluwer Acad. Publish., с. 23–34.

Горбач С. Б., Иванов В. А., Дьяков Н. Н., Фомин В. В., 2004. Современный режим атмосферных осадков Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 10, с. 27–33.

Горячкин Ю. Н., Иванов В. А., 2006. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее, Севастополь, МГИ НАНУ, 210 с.

Дашкевич Л. В., 2008. Анализ многолетней изменчивости температурного режима вод открытой части Азовского моря с использованием геоинформационных технологий и математического моделирования, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, Мурманск, 25 с.

Думанская И. О., 2011. Метод долгосрочного прогноза ледовых условий на Белом и Азовском морях, Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации, № 345, с. 74–93.

Думанская И. О., Федоренко А. В., 2008. Анализ связи ледовых характеристик неарктических морей европейской части России с макроциркуляционными атмосферными процессами, Метеорология и гидрология, № 12, с. 82–95.

Дьяков Н. Н., 2010. Современный гидрометеорологический режим Азовского моря, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, Севастополь, 21 с.

Дьяков Н. Н., Горбач С. Б., Фомин В. В., Ильин Ю. П., 2006. Современная термохалинная структура вод Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, вып. 14, с. 215–224.

Дьяков Н. Н., Иванов В. А., Горбач С. Б., 2002. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрологических характеристик прибрежной зоны Азовского моря, Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, Севастополь, вып. 1 (6), с. 39–46.

Еремеев В. Н., Жуков А. Н., Крашенинникова М. А., Сизов А. А., Чехлан А. Е., 2012. Волновые процессы в изменчивости поверхностной температуры Черного моря, Доклады академии наук, т. 443, № 1, с. 112–115.

Жукова С. В., Шишкин В. М., Куропаткин А. П., Лутынская Л. А., Фоменко И. Ф., Подмарева Т. И., 2007. Пространственно-временная изменчивость гидрометеорологических факторов среды обитания промысловых объектов Азово-Черноморского бассейна (по итогам исследований 2005–2006 гг.), Вопросы промысловой океанологии, Изд. ВНИРО, вып. 4, № 1, с. 18–27.

Ильин Ю. П., 2006. Гидрологический режим распространения речных вод в северо-западной части Черного моря, Наук. праці УкрНДГМІ, вып. 255, с. 242–251.

Катцов В. М., Говоркова В.А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, 569, с. 76-98.

Катцов В. М., Порфирьев Б. Н. (ред.), 2011. Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу, Москва, Д'АРТ, ГГО, 252 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 681

Кныш В. В., Коротаев Г. К., Моисеенко В. А., Кубряков А. И., Белокопытов В. Н., Инюшина Н. В., 2011. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971–1993, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 47, № 3, с. 433–446.

Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Лебедев С. А., 2014. Климатическая изменчивость гидрологических параметров морей России в 1979-2011 годах, Труды ГГО, вып. 570, с. 50-87.

Костяной А. Г., Лебедев С. А., Терзиев Ф. С., Григорьев А. В., Никонова Р. Е., Филиппов Ю. Г., 2012. Глава 11: Моря, в кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, С. М. Семенов (ред.), Росгидромет, с. 430–478.

Костяной А. Г., Терзиев Ф. С., Гинзбург А. И., Заклинский Г. В., Филиппов Ю. Г., Лебедев С. А., Незлин Н. П., Шеремет Н. А., 2008. Южные моря, в кн.: Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации, т. II, Последствия изменений климата, М., ГУ "НИЦ Планета", с. 149–167.

Кривошея В. Г., Москаленко Л. В., Мельников В. А., Скирта А. Ю., 2012. Влияние изменчивости ветрового режима и термических условий на структуру и динамику вод в северо-восточной части Черного моря, Океанология, т. 52, № 4, с. 484–497.

Лаврова О. Ю., Костяной А. Г., Лебедев С. А., Митягина М. И., Гинзбург А. И., Шеремет Н. А., 2011. Комплексный спутниковый мониторинг морей России, М., ИКИ РАН, 471 с.

Лебедев С. А., 2013. Спутниковая альтиметрия в науках о Земле, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, т. 10, № 3, с. 33–49.

Лебедев С. А., Костяной А. Г., 2004. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря, Вестник Каспия, № 3, с. 82–101.

Лебедев С. А., Костяной А. Г., 2005. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря, М., Море, 366 с.

Лебедев С. А., Сирота А. М., Медведев Д. П., Хлебникова С. Н., Костяной А. Г., Гинзбург А. И., Шеремет Н. А., Кузьмина Е. В., 2008. Верификация данных спутниковой альтиметрии в прибрежной зоне европейских морей, Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов Н. П. Лаверов, Е. А. Лупян, О. Ю. Лаврова (ред.), сборник научных статей, вып. 5, т. II, М., ООО "Азбука-2000", с. 137-140.

Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г., Рычагов Г. И., 1996. Голоценовые морские аккумулятивные формы северо-западного побережья Каспийского моря, Вестн. МГУ, сер. геогр., № 2, с. 95–101.

Любушкина С. Г., Пашканг К. В., Чернов А. В., 2004. Общее землеведение: Учеб. пособие для студентов вузов, обучающихся по спец. "География" А. В. Чернов (ред.), М., Просвещение, 288 с.

Малинин В. Н., 2009. Долгосрочное прогнозирование уровня Каспийского моря, Изв. РАН, сер. геогр., № 6, с. 7–16.

Малинин В. Н., Рашад С. Т., 2008. Изменчивость полей испарения и осадков в Каспийском море, Вопросы промысловой океанологии, вып. 5, № 1, ВНИРО, с. 201–212.

Матишов Г. Г., Гаргопа Ю. М., 2003а. Сопряженность многолетних колебаний гидрометеорологических условий и биопродуктивности Азовского моря, Доклады академии наук, т. 388, № 1, с. 113–115.

Матишов Г. Г., Гаргопа Ю. М., 2003б. Современные особенности гидрометеорологических условий формирования биопродуктивности Азовского моря, Доклады академии наук, т. 389, № 4, с. 535–537.

Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Бердников С. В., Сорокина В. В., Левитус С., Смоляр И. В., 2008а. Внутривековые флуктуации климата Азовского моря (по термохалинным данным за 120 лет), Доклады академии наук, т. 422, № 1, с. 106–109.

Матишов Г. Г., Матишов Д. Г., Гаргопа Ю. М., 2008б. Климатогенные изменения экосистем южных морей в условиях антропогенных воздействий, Изв. РАН, сер. геогр., № 3, с. 26–34.

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 682

Мельников В. А., Зацепин А. Г., Костяной А. Г., 2011. Гидрофизический полигон на Черном море, М., Труды Государственного океанографического института, вып. 213, с. 264–278.

Михайлова М. В., Михайлов В. Н., Морозов В. Н., 2012. Экстремальные гидрологические явления в бассейне Дуная в последние десятилетия, Водные ресурсы, т. 39, № 2, с. 146–164.

Моисеева Е. А., 2006. Климатическая изменчивость температуры воздуха в районе Азовского моря, Системы контроля окружающей среды, Средства и информационные технологии, Севастополь, Сборник научных трудов МГИ НАНУ, с. 244–246.

Пиотух В. Г., Зацепин А. Г., Казьмин А. С., Якубенко В. Г., 2011. Реакция термохалинных характеристик деятельного слоя Черного моря на зимнее выхолаживание, Океанология, т. 51, № 2, с. 1–10.

Полонский А. Б., Ловенкова Е. А., 2004. Тренд температуры и солености деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 40, № 6, с. 832–841.

Полонский А. Б., Ловенкова Е. А., 2006. Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря, Изв. РАН, Физика атмосферы и океана, т. 42, № 3, с. 419–430.

Рева Ю. А., 1997. Межгодовые колебания уровня Черного моря, Океанология, т. 37, № 2, с. 211–219.

Репетин Л. Н., Белокопытов В. Н., 2008. Режим ветра над побережьем и шельфом северо-восточной части Черного моря, Наук. праці УкрНДГМІ, вып. 257, с. 84–105.

Ткаченко Ю. Ю., 2011. Прибрежная циркуляция – основной фактор, определяющий перенос загрязняющих веществ в зоне шельфа восточной части Черного моря, Исследование океанов и морей, М., Труды Государственного океанографического института, вып. 213, с. 419–424.

Тужилкин В. С., Косарев А. Н., Архипкин В. С., Никонова Р. Е., 2011. Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с вариациями климата, Вестник Московского университета, серия 5, география, № 2, с. 62–71.

Федоренко А. В., 2011. Исследование сезонных и внутривековых колебаний основных ледовых параметров на южных морях (Азовское и Каспийское), Исследование океанов и морей, М., Труды Государственного океанографического института, вып. 213, с. 15–25.

Филиппов Ю. Г., 2009. Изменчивость уровня Азовского моря на современном этапе, Труды Государственного океанографического института, вып. 212, с. 107–115.

Фролов А. В., 2003. Моделирование многолетних колебаний уровня Каспийского моря: теория и приложения, М., ГЕОС, 171 с.

Шокурова И. Г., 2010. Долгопериодная изменчивость гидрологических полей и геострофической циркуляции в Черном море, Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата географических наук, Севастополь, МГУ НАНУ, 20 с.

Arpe K., Leroy S. A. G., Lahijani H., Khan V., 2012. Impact of the European Russia drought in 2010 on the Caspian Sea level, Hydrology and Earth System Sciences, vol. 16, pp. 19–27, doi:10.5194/hess-16-19-2012.

Belokopytov V., 1998. Long-term variability of cold intermediate layer renewal conditions in the Black sea, NATO ASI series, series 2: Ecosystem Modelling as a Management Tool, Ivanov L., Oguz T. (eds.), Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, no. 47, pp. 47–52.

Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., 2005. Sea Surface Temperature Variability, in: The Caspian Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, vol. 5P. pp. 59–81, doi:10.1007/698 5 004.

Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., 2008. Sea surface temperature variability, in: The Black Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 255–275, doi:10.1007/698_5_004.

Ginzburg A. I., Kostianoy A. G., Sheremet N. A., Lebedev S. A., 2011. Satellite altimetry applications in the Black Sea, in: Coastal Altimetry, Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. (eds.), Springer-Verlag, Berlin,

OD-2-1-3n 12/15/14 2:32 PM Page 683

Heidelberg, pp. 367-388, doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_14.

Korotaev G. K., Saenko O. A., Koblinsky C. J., 2001. Satellite altimetry observations of the Black Sea level, J. Geophysical Research, vol. 106, no C1, pp. 917–934, doi: 10.1029/2000JC900120.

Kosarev A. N., Arkhipkin V. S., Surkova G. V., 2008a. Hydrometeorological conditions, in: The Black Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 135–158, doi:10.1007/698_5_086.

Kosarev A. N., Kostianoy A.G., Shiganova T. A., 2008b. The Sea of Azov, in: The Black Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 63–89, doi:10.1007/698_5_091.

Kostianoy A. G., Lebedev S. A., Solovyov D. M., 2011. Satellite monitoring of water resources in Turkmenistan, Int. Water Technology Journal, vol. 1, no. 1, pp. 4–13.

Kostianoy A. G., Lebedev S. A., Solovyov D. M., 2015. Satellite monitoring of the Caspian Sea, Kara-Bogaz-Gol Bay, Sarykamysh and Altyn Asyr Lakes, and Amu Darya River, in: The Turkmen Lake Altyn Asyr and Water Resources in Turkmenistan, Zonn I. S., Kostianoy A. G. (eds.), Springer-Verlag, pp 197–231 doi 10.1007/698_2013_237.

Kouraev A. V., Cretaux J.-F., Lebedev S. A., Kostianoy A. G., Ginzburg A. I., Sheremet N. A., Mamedov R., Zakharova E. A., Roblou L., Lyard F., Calmant S., Berge-Nguyen M., 2011. Satellite Altimetry Applications in the Caspian Sea, in: Coastal Altimetry, Vignudelli S., Kostianoy A., Cipollini P., Benveniste J. (eds.). Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 331–366, doi: 10.1007/978-3-642-12796-0_13.

Levitus S., Antonov J. I., Boyer N. P., Stephens C., 2000. Warming of the World Ocean, Science, vol. 287, no. 5461, pp. 2225–2229.

Matishov G., Matishov D., Gargopa G., Dashkevich L., Berdnikov S., Baranova O., Smolyar I., 2006. Climatic Atlas of the Sea of Azov 2006, Matishov G., Levitus S. (eds.), NOAA Atlas NESDIS 59, U.S. Government Printing Office, Washington DC, 148 p., http://www.nodc.noaa.gov/OC5/AZOV2006/start.html.

Mikhailov V. N., Mikhailova M. V., 2008. River Mouths, in: The Black Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 91–133, doi:10.1007/698_5_061.

Oguz T., Dippner J. W., Kaymaz Z., 2006. Climatic regulation of the Black Sea hydrometeorological and ecological properties at interannual-to-decadal time scales, J. Marine Systems, vol. 60, pp. 235–254.

Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., Kaplan A., 2003. Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, J. Geophys. Res., vol. 108, no. D 14, 4407, pp. ACL 2-1–2-22, doi:10.1029/2002JD002670.

Shokurova I. G., Belokopytov V. N., 2006. Interdecadal variability of temperature and salinity in the Black Sea, in: Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, 1st Biannual Scientific Conf. “Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond”, Abstracts, Istanbul, Turkey, p. 18.

Tuzhilkin V. S., 2008. Thermohaline Structure of the Sea, in: The Black Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, vol. 5Q, pp. 217–253, doi:10.1007/698_5_077.

Tuzhilkin V. S., Kosarev A. N., 2005. Thermohaline Structure and General Circulation of the Caspian Sea Waters, in: The Caspian Sea Environment, Kostianoy A. G., Kosarev A. N. (eds.), The Handbook of Environmental Chemistry, Springer-Verlag, vol. 5P, pp. 33–57, doi:10.1007/698_5_003.

Vigo I., Garcia D., Chao B. F., 2005. Change of sea level trend in the Mediterranean and Black seas, J. Marine Systems, vol. 63, no 6, pp. 1085–1100, doi: 10.1357/002224005775247607.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:23 PM Page 684

Глава 5.4. ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЕ МОРЯ РОССИИ

В. Б. Лобанов

М. А. Данченков, В. А. Лучин, Л. И. Мезенцева, В. И. Пономарев, О. В. Соколов, О. О. Трусенкова, Е. И. Устинова, Р. Н. Ушакова, Г. В. Хен

5.4.1. Введение

Дальневосточные моря России (Японское, Охотское и Берингово), расположенные в переходной зоне между Тихим океаном и континентом (рис. 5.4.1.1), играют существенную роль в крупномасштабном взаимодействии системы океан–атмосфера–континент. Здесь в результате взаимодействия с атмосферой и водами прилегающей части океана формируется своеобразный гидрологический режим, определяемый географическим положением морей. Между тем, гидрологические условия в каждом из трех морей, а также прилегающей к Курильским островам и Камчатке акватории Тихого океана, значительно различаются. Это объясняется различной площадью и протяженностью шельфовых зон, характером рельефа дна, глубинами проливов, и рядом других факторов. Современные изменения гидрологического режима ДВ морей связаны с крупномасштабными климатическими изменениями, происходящими в атмосфере и в деятельном слое северной части Тихого океана.

Исследуемый регион обладает огромными биологическими, минерально-сырьевыми, водными и другими ресурсами, которые используются многими отраслями народного хозяйства (рыбное хозяй-

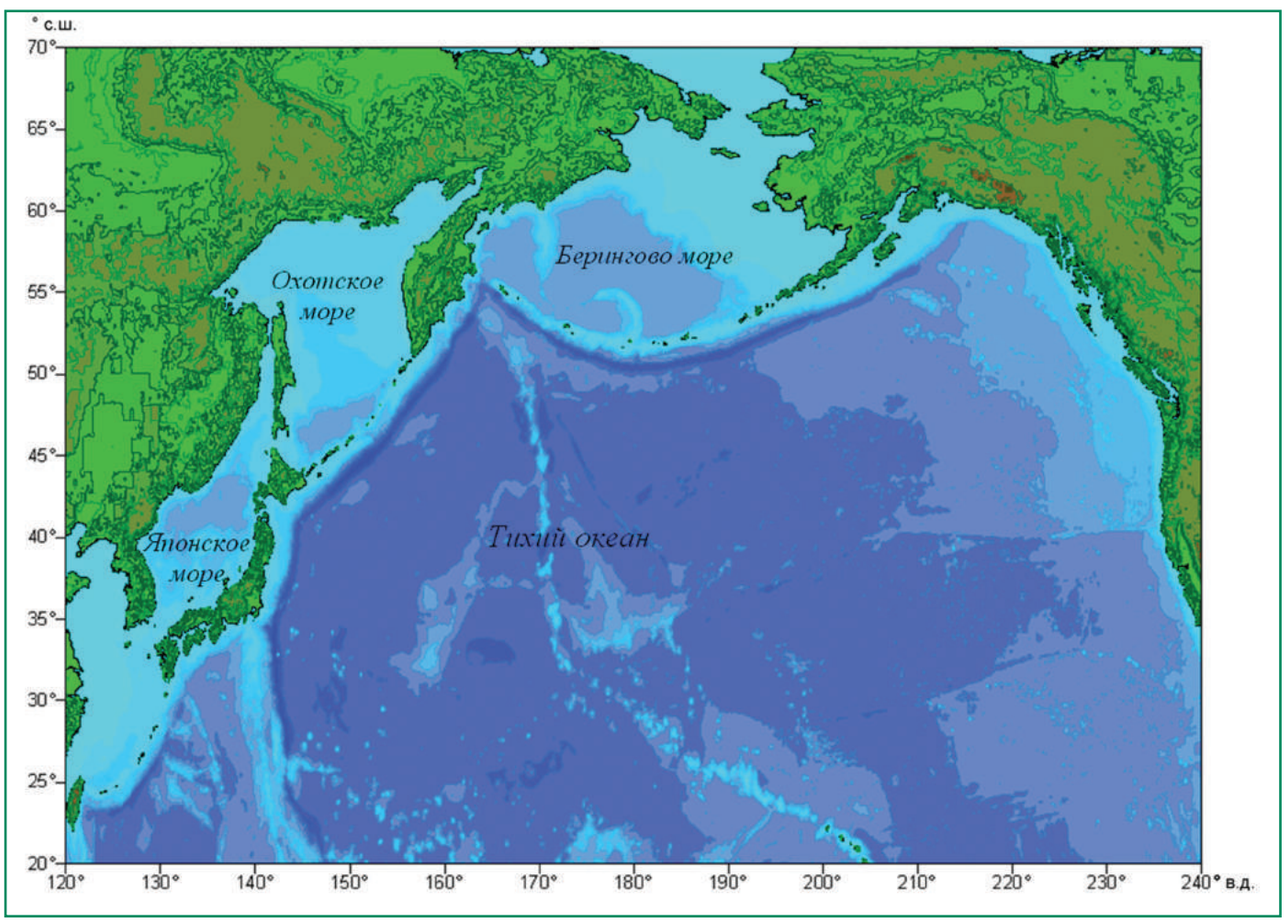


Рис. 5.4.1.1. Дальневосточные моря России.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:24 PM Page 685

ство, морская нефтегазодобывающая промышленность, морской транспорт, гидроэнергетика, коммунальное и промышленное строительство на побережье морей). Развитие этих отраслей вызывает необходимость изучения режимных параметров в толще вод морей, а также физических механизмов формирования аномалий состояния вод на временных масштабах от месяца до десятков лет. Эти акватории являются одними из самых высокопродуктивных районов Мирового океана (Шунтов, 2009). Практика многолетних судовых стандартных наблюдений показывает, что на рыбные сообщества в дальневосточных морях сильное влияние оказывают различные климато-океанологические факторы (Дулепова, 2005; Шунтов и др., 2007). Поэтому глубокое знание закономерностей изменчивости морской среды может способствовать устойчивому и длительному использованию биоресурсов на максимально возможном уровне.

5.4.2. Атмосферные процессы и речной сток

5.4.2.1. Атмосферная циркуляция

Одним из индикаторов колебаний климатической системы являются интенсивность и положение центров действия атмосферы. Смещение центров и вариации их интенсивности влияют на распределение планетарных воздушных течений и отражаются в изменении климатического режима.

Некоторые аспекты современного состояния летних региональных центров действия атмосферы: азиатской депрессии и летней дальневосточной депрессии (циклон в районе среднего течения Амура, у авторов это район 40–55° с.ш., 115–135° в.д.), охотоморского и гавайского (северотихоокеанского) антициклонов, освещены в работах (Шатилина, Анжина, 2008; 2010). Период исследований включает 1948–2006 гг., в отдельных случаях до 2009 г.

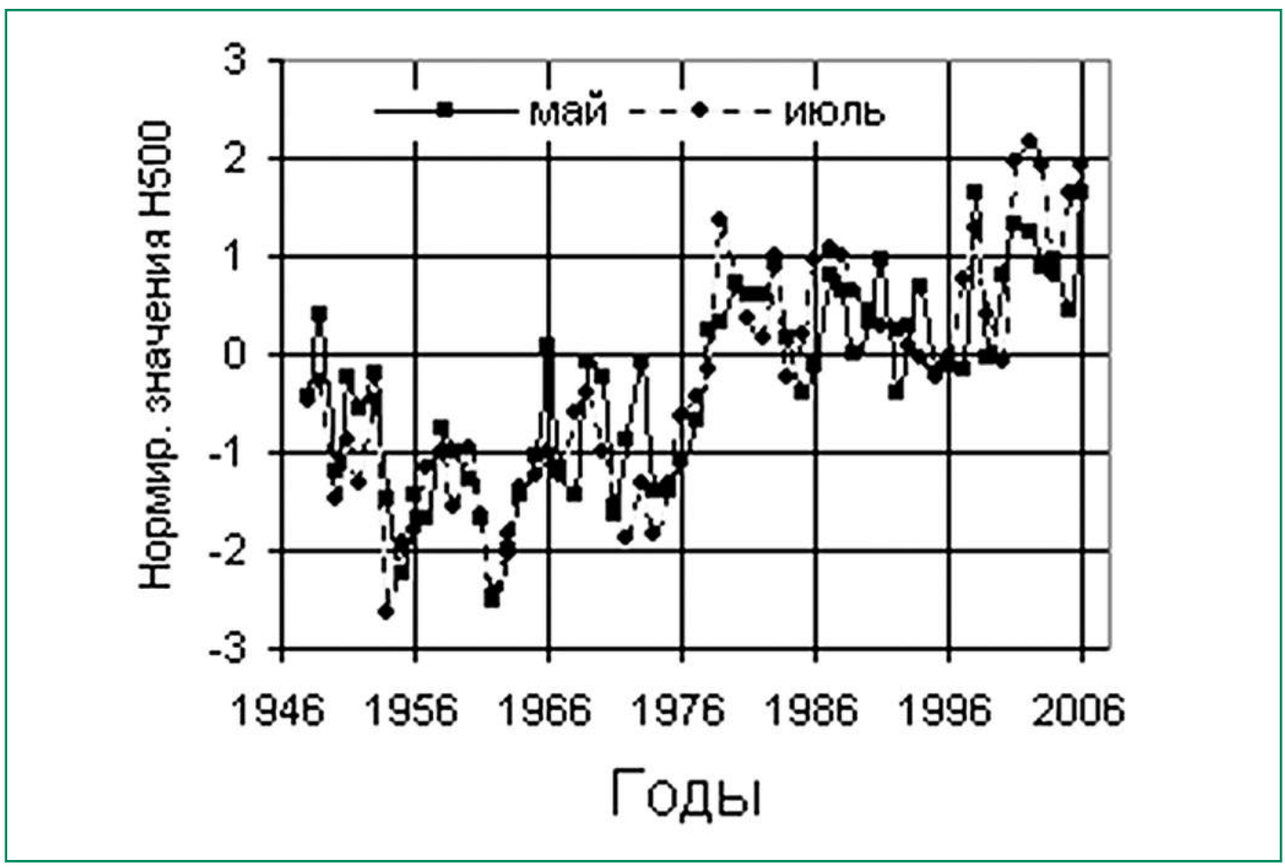


Рис. 5.4.2.1. Многолетний ход усредненных нормированных значений геопотенциала H_{500} в области азиатской депрессии в мае и июле за период 1948–2006 гг., для нормирования использован период 1971–2000 гг.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:24 PM Page 686

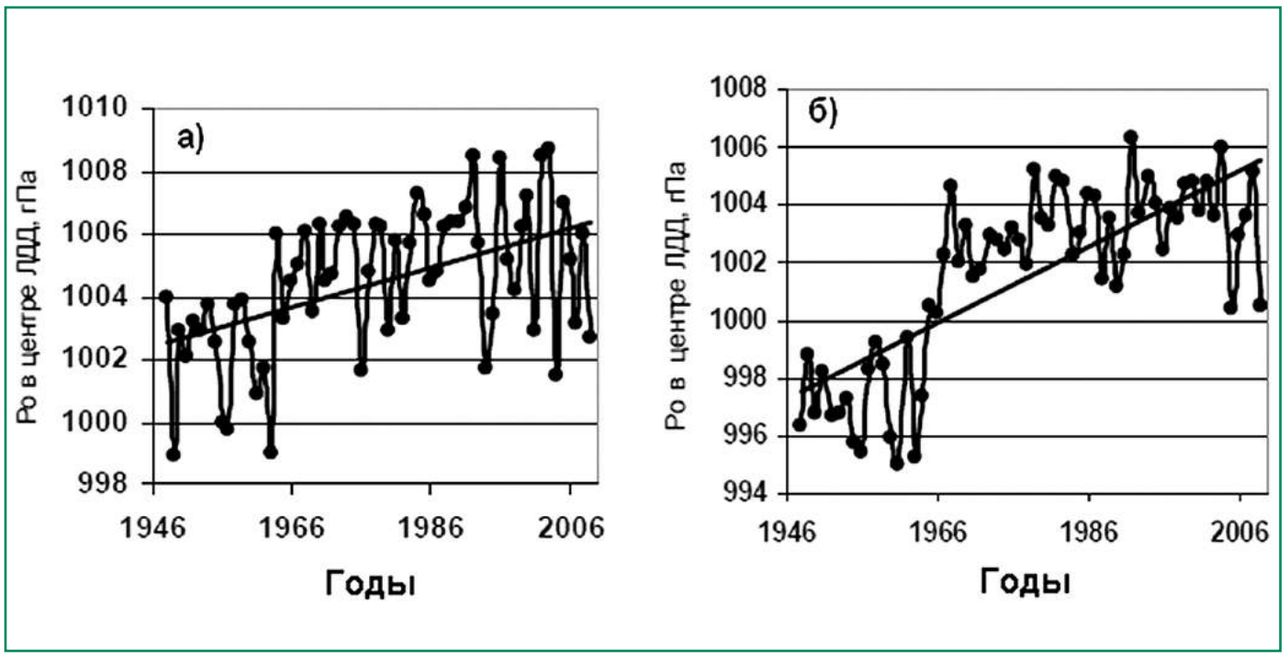


Рис. 5.4.2.2. Многолетний ход атмосферного давления в области летней дальневосточной депрессии в мае (а) и июне (б) за период 1948–2009 гг.

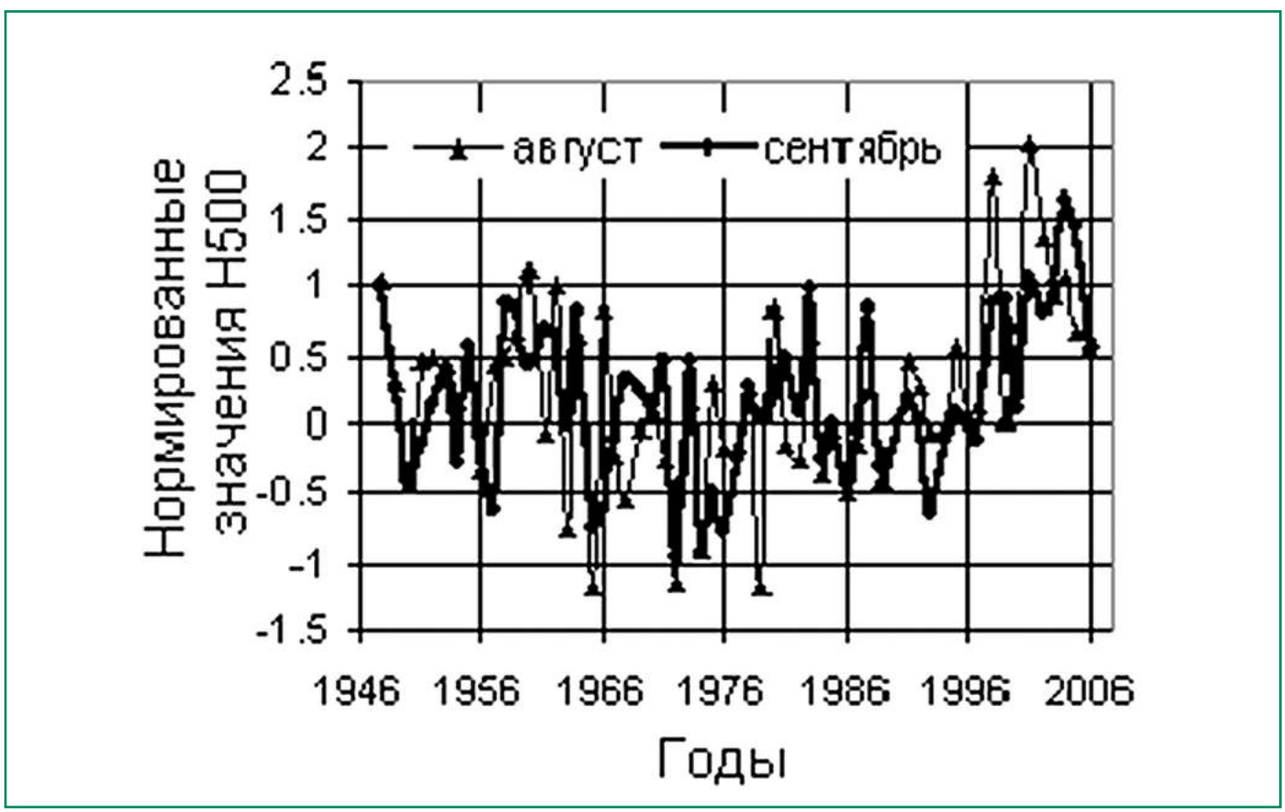


Рис. 5.4.2.3. Многолетний ход усредненных нормированных значений геопотенциала H_{500} в области гавайского антициклона в августе и сентябре за период 1948–2006 гг., для нормирования использован период 1971–2000 гг.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:24 PM Page 687

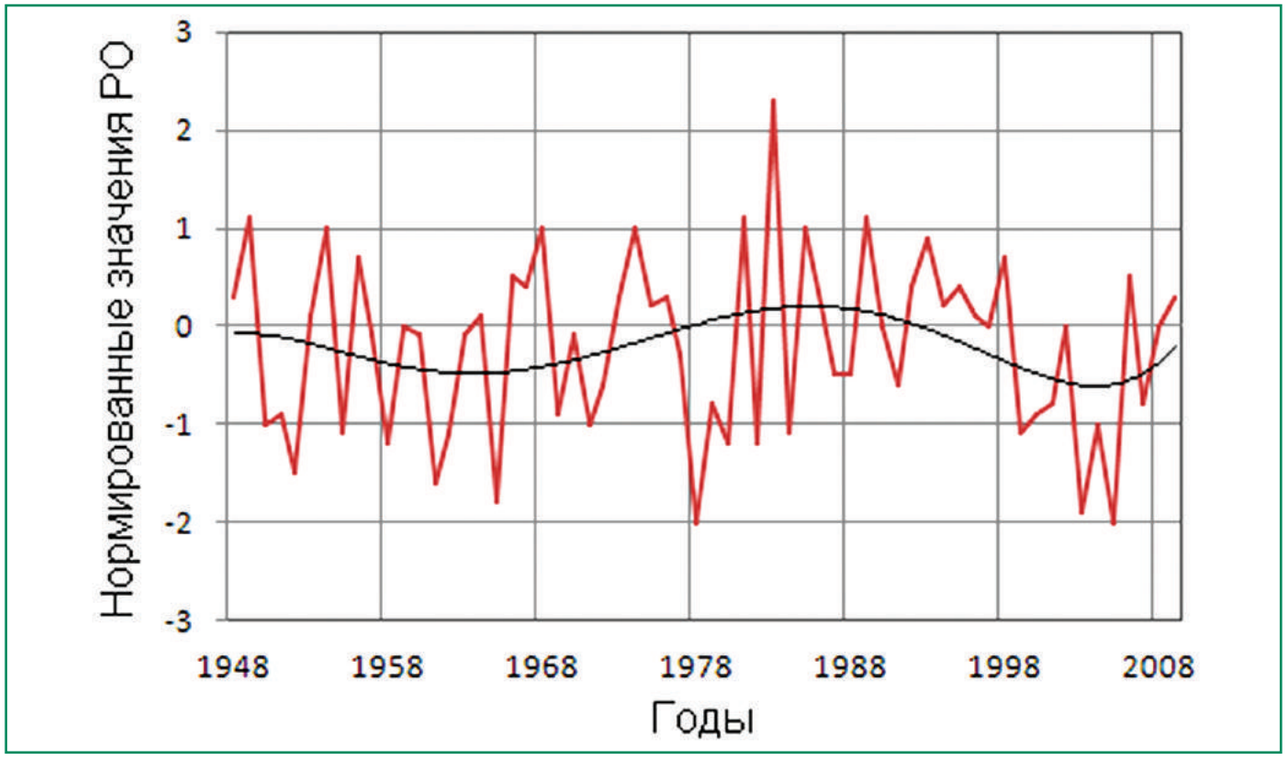


Рис. 5.4.2.4. Многолетний ход усредненных нормированных значений атмосферного давления над Охотским морем в июне за период 1948–2009 гг., для нормирования использован период 1971–2000 гг.

Выявлено, что в теплый период года (период наибольшей активности указанных центров) во второй половине XX и начале XXI веков имело место смещение азиатской депрессии к северу и сохранение ее положения по долготе, при этом атмосферное давление в ее области росло. В частности, рост геопотенциала в средней тропосфере в области азиатской депрессии в мае и июле демонстрируется на рис. 5.4.2.1. Дальневосточная депрессия имела тенденцию смещения к северо-востоку. В ее области также наблюдался рост атмосферного давления. Однако, общая полувековая тенденция к ослаблению летней дальневосточной депрессии (ЛДД) не имела продолжения в последние годы – начиная с 2003 г. в области депрессии наблюдается понижение атмосферного давления (рис. 5.4.2.2).

Гавайский антициклон в теплый период года в последние годы смещен к юго-востоку, в его области атмосферное давление росло (за исключением мая), особенно это заметно в средней тропосфере (рис. 5.4.2.3). Рост давления в области субтропических антициклонов над Азией и северо-западной частью Тихого океана отмечен в работах (Jiang et al., 2011), этот процесс продолжается с 1987 г. Над Охотским морем в области сезонного центра действия атмосферы в период 1997–2009 гг. наблюдалось видимое понижение давления – охотоморский антициклон ослабевал (рис. 5.4.2.4).

Основным элементом структуры термобарического поля тропосферы над Дальним Востоком в холодное полугодие (зимние типы атмосферных процессов преобладают с ноября по март) является обширная устойчивая ложбина у восточного побережья Азии. Выявлено (Шатилина, Анжина, 2008), что в январе геопотенциальные высоты стандартной изобарической поверхности H_{500} (средней тропосферы) за период 1997–2006 гг. выросли относительно холодного десятилетия 1967–1976 гг. на 2–4 дам над районами второго естественного синоптического района (II е.с.р.) в умеренных широтах. В области тропосферной ложбины (130–150° в.д.) рост геопотенциала отмечался севернее 49° с.ш. Районы Камчатки, Колымы, восточная часть Охотского моря и западные акватории Берингова моря находились под

OD-2-1-3n 12/8/14 6:24 PM Page 688

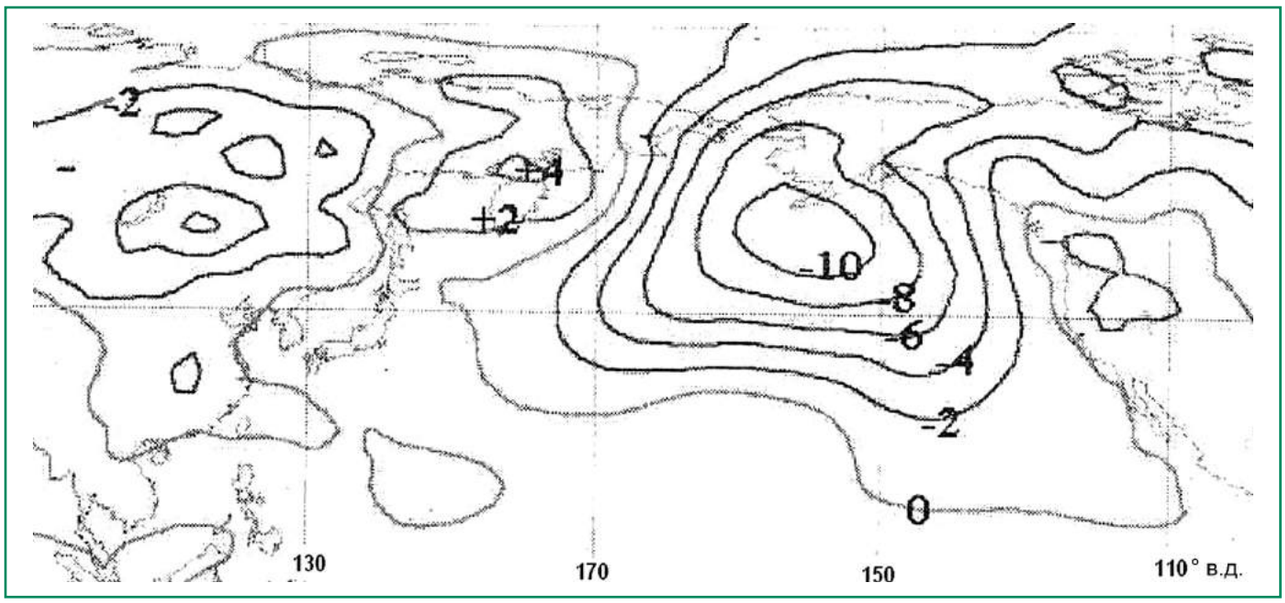


Рис. 5.4.2.5. Тенденции приземного давления в январе (гПа) от 1948 к 2003 гг.

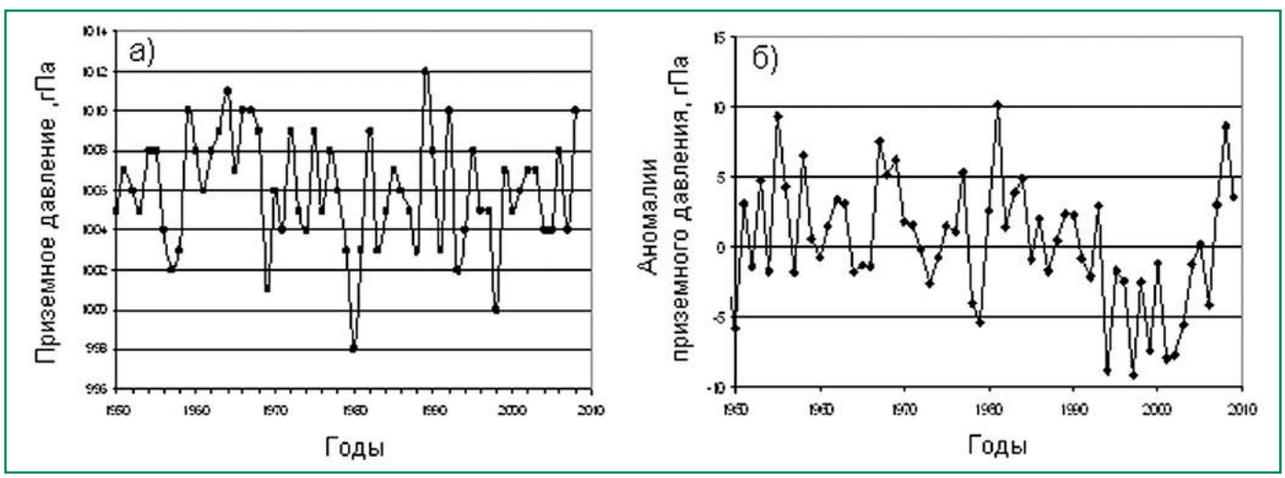


Рис. 5.4.2.6. Изменения среднего значения атмосферного давления зимой в центрах алеутской депрессии (абсолютные значения) (а) и сибирского максимума (аномалии за 1950–2010 гг. относительно нормы 1971–2000 гг.) (б).

воздействием аномально выраженных юго-восточных воздушных течений, сформировавшихся в тылу барического гребня (в передней части тропосферной ложбины).

Для холодного периода года выявлены следующие особенности в поведении региональных центров действия атмосферы.

Алеутская депрессия в новом веке сохранила тенденцию к углублению и росту площади вихря, сложившуюся в начале 1990-х годов минувшего века (Bogdanovskaya, 2003). Показателем изменчивости может служить тенденция давления между начальными и конечными данными рядов, сглаженных линейными трендами. На рис. 5.4.2.5 приведена тенденция приземного давления в январе от 1948 к 2003 гг. Значительный очаг отрицательных тенденций в северо-восточной части Тихого океана указывает на частое положение центра депрессии и активную циклоническую деятельность в этой части Тихого океана в конце периода исследования.

Однако, в последние годы (2009–2011) по некоторым оценкам (Хен и др., 2012) алеутская депрес-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:24 PM Page 689

сия приобрела тенденцию к ослаблению, атмосферное давление в ее области возрастает (рис. 5.4.2.6).

Сибирский (азиатский) антициклон в холодный период года с 1968–1969 по 1989 годы находился в активной фазе развития – его площадь и давление в его области зачастую были выше нормы; для нормы использован период 1971–2000 гг. (Василевская и др., 2002). В 90-х годах прошлого века и начале нового тысячелетия состояние максимума оценивается как близкое к норме или слабее обычного. Атмосферное давление ниже средних многолетних значений в этот период и над бассейном Лены, но не над Колымой (Василевская и др., 2002; Тунеголовец, 2009; Шатилина, Анжина, 2011), см. рис. 5.4.2.5. Суровость зим в регионе зачастую находится в прямой зависимости именно от состояния ленско-колымского отрога сибирского антициклона.

Однако, в последние годы (2009–2011) вновь отмечался рост давления в области сибирского антициклона (рис. 5.4.2.6), что можно оценить как смену фазы в развитии максимума (Хен и др., 2012).

5.4.2.2. Дальневосточный муссон

Чередование полей давления определенного знака с устойчивым их преобладанием от сезона к сезону создает на Дальнем Востоке, в том числе над дальневосточными морями, особый тип циркуляции – муссонный. Синоптические процессы при этом характеризуются ярко выраженной сезонностью, но находятся в определенном согласии с обще-планетарными факторами.

В развитии летнего дальневосточного муссона принято выделять две стадии (Сорочан, 1957; Лисогурский, Петричев, 1980). Первая стадия продолжается с апреля по июнь. Поддерживается активным антициклогенезом над Охотским морем. В первой стадии муссон представляет собой очень холодное влажное морское воздушное течение.

В период второй стадии, это период примерно с июля по сентябрь, усиливается меридиональная компонента переноса воздуха. Северотихоокеанский субтропический максимум хорошо развит, часто смещен к западу и занимает большую часть

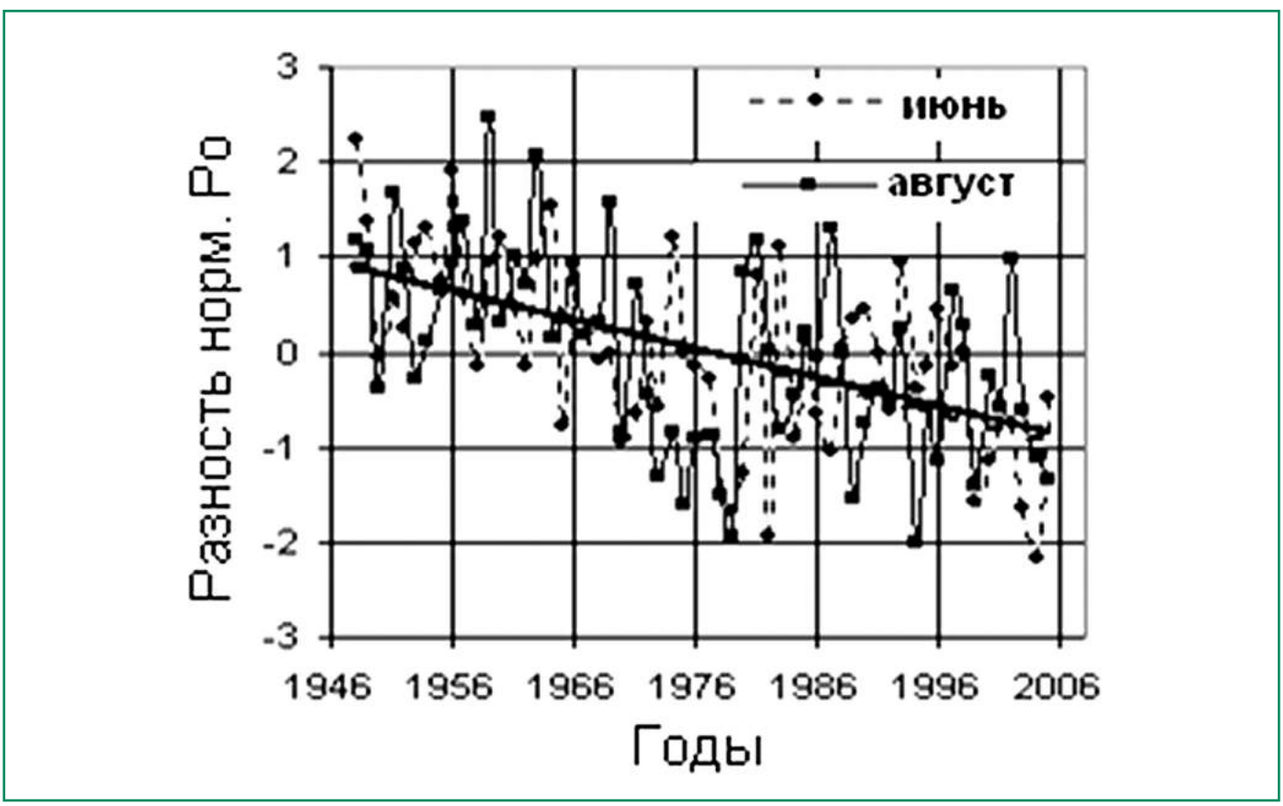


Рис. 5.4.2.7. Многолетний ход разности между усредненным давлением над Охотским морем и средним течением Амура (область летней дальневосточной депрессии) за период 1948–2006 гг.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:24 PM Page 690

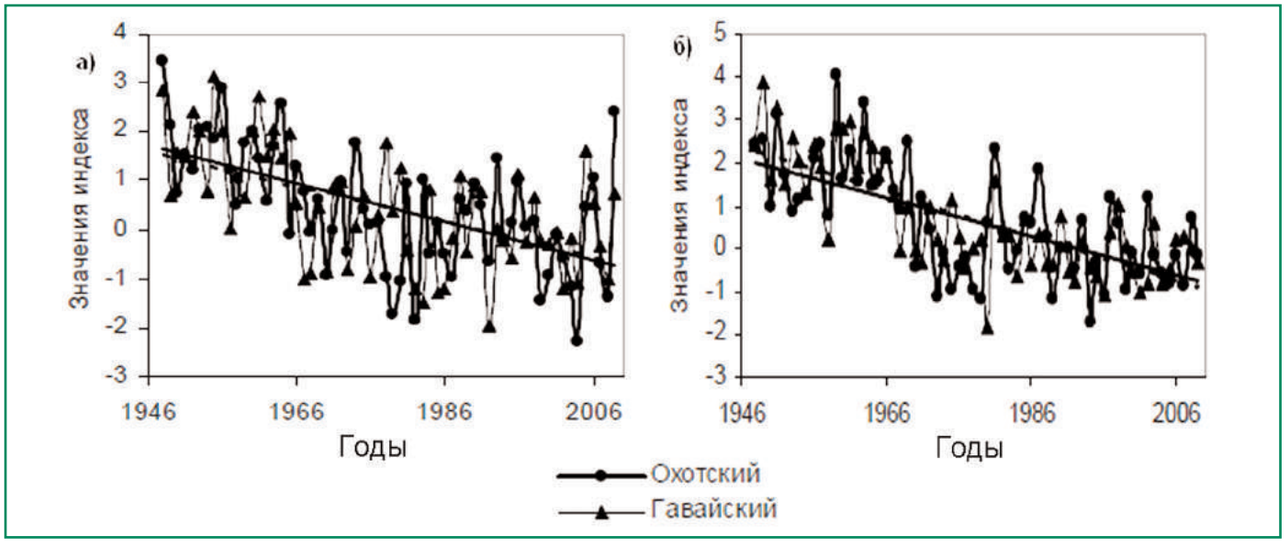


Рис. 5.4.2.8. Изменения значений охотского и гавайского индексов в июне (а) и августе (б) за период 1948–2009 гг. Охотский индекс – разность между усредненным нормированным давлением (аномалии давления в точках отнесены к среднему квадратическому отклонению для базового периода 1971–2000 гг. и усреднены по району) над Охотским морем и областью летней дальневосточной депрессии. Гавайский индекс – разность между усредненным нормированным давлением над северо-западной частью Тихого океана и областью летней дальневосточной депрессии.

акватории океана. Вовлекаемый в муссонную циркуляцию влажный очень теплый субтропический воздух поступает на континент с южными, юго-западными ветрами. Вторая стадия муссона характеризуется обильными дождями. На прибрежных станциях Японского и Охотского морей и в целом на юго-востоке Азии максимум осадков в годовом ходе приходится именно на июль–август.

Летом термобарическое поле средней тропосферы менее возмущено, чем в холодный период года, – ослабевает термический контраст между тропической зоной и полярными областями, а во второй половине лета – между сушей и морем. Летний макромасштабный градиент давления над Дальним Востоком в два с лишним раза меньше зимнего (среднее значение 2.2 гПа/10° долготы). В последние 30 лет XX столетия отмечалось его ослабление примерно на 0.2 гПа/10°долготы за 10 лет (Дашко, Варламов, 2000). Ослабление барического градиента следует связывать, видимо, с ростом давления в области летней дальневосточной депрессии и азиатской депрессии и понижением давления над Охотским морем и прилегающими районами океана, такие выводы получены в работах (Тунеголовец, 2009; Шатилина, Анжина, 2008; 2011), они относятся в том числе к началу XXI века. Выявленные изменения в поведении барических пар приводят к ослаблению обеих стадий летнего дальневосточного муссона.

Ослабление напряженности между антициклоном над Охотским морем и летней дальневосточной депрессией демонстрируется на рис. 5.4.2.7, и между областью повышенного давления над северо-западной частью Тихого океана (сюда распространяется отрог гавайского антициклона) и летней дальневосточной депрессией – на рис. 5.4.2.8 (Шатилина, Анжина, 2008; 2011). Ослабление летней фазы азиатского муссона в конце прошлого и начале нового веков отмечено в целом ряде работ исследователей КНР, например (Yihui et al., 2010; Hao et al., 2011).

В холодное полугодие благодаря характерному расположению барических пар – континентальная часть занята обширным антициклоном, а океаническая – циклоном или серией циклонов, все прибрежные территории находятся в зоне больших барических и термических градиентов. Создается циркуляция, благоприятная для стока холодного сухого воздуха с континента, преобладают ветры северных, северо-западных и западных направлений (с континента), количество осадков и влажность в непосредственной близо-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:25 PM Page 691

сти к материку незначительны. Таково проявление зимней стадии муссона.

Напряженность барического поля (следовательно, и муссона) в прибрежных районах Дальнего Востока зимой значительна. Среднее значение макромасштабного градиента давления, рассчитанного как разность давлений в центрах барической пары (азиатского антициклона и алеутской депрессии), отнесенная к расстоянию между центрами, зимой составляет 5.6 гПа/10° долготы, в отдельные годы – 9–11 гПа/10° долготы (Дашко, Варламов, 2000). От года к году отмечается значительная изменчивость макромасштабного градиента, кроме этого в период 1980–2000 гг. имела место тенденция к его уменьшению (–1.5 гПа/10° долготы за 10 лет). Последнее свидетельствует об ослаблении зимнего дальневосточного муссона.

В начале нового тысячелетия за счет слабого антициклогенеза над материком и частого восточного положения алеутской депрессии зимняя фаза муссона также остается слабо развитой.

5.4.2.3. Циклоническая деятельность

Циклоническая деятельность является основным механизмом межширотного обмена. Под ее влиянием формируется весь комплекс погодных условий в конкретном регионе. Поэтому изменения интенсивности циклогенеза и траекторий смещения циклонов и антициклонов, могут являться индикаторами климатических сдвигов.

В ряде работ показано, что во второй половине XX века сложилась отрицательная тенденция в ходе некоторых характеристик циклонической деятельности в обоих полушариях. Для северотихоокеанского региона выявлено, что циклоническая активность в этом районе подвержена примерно десятилетней цикличности, см. рис. 5.4.2.9 (Gulev et al., 2001; Глебова, 2007; 2011); во второй половине XX века примерно в течение пятидесятилетнего периода сложился статистически значимый (95% уровень) отрицательный линейный тренд в ходе общего числа циклонов холодного полугодия (Gulev et al., 2001; Sokolov, Mezentseva, 2004; Ty-

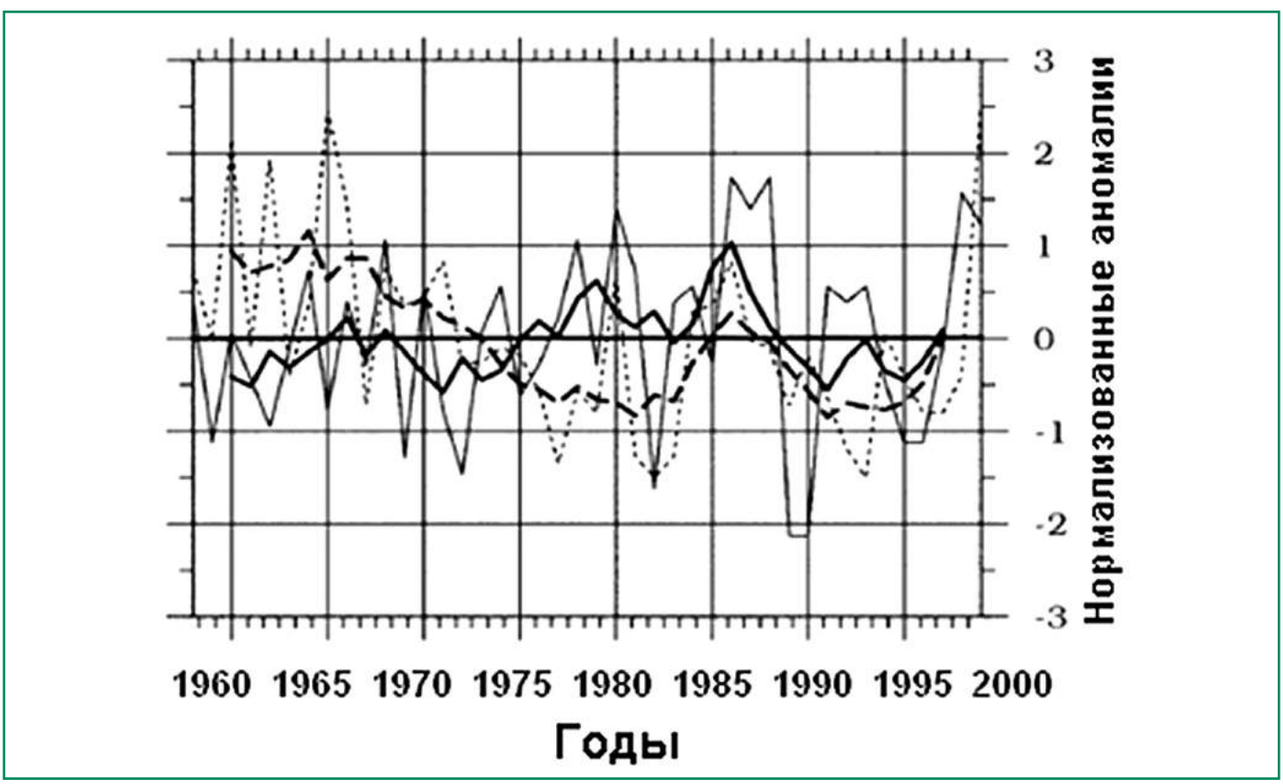


Рис. 5.4.2.9. Нормализованные аномалии числа зимних циклонов в северной части Тихого океана с давлением ниже 980 гПа (сплошная линия) и давлением 980–1000 гПа (прерывистая линия) за период 1958–1999 гг. (Gulev et al., 2001).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:25 PM Page 692

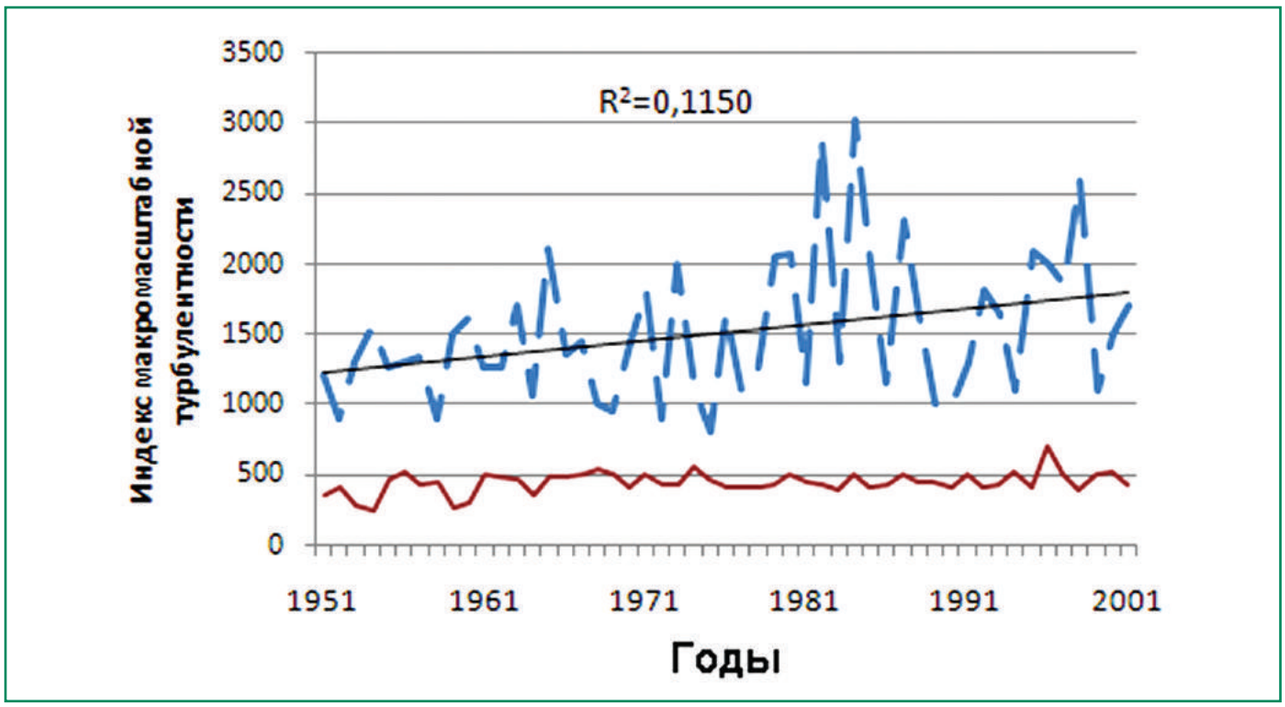


Рис. 5.4.2.10. Индекс макромасштабной турбулентности (в условных единицах) по северной части Тихого океана в холодное полугодие за период 1951–2001 гг., верхняя кривая – восточная часть океана, нижняя кривая – западная часть океана.

неголовец, 2009), при этом увеличилось число глубоких циклонов (Тунеголовец, 2009). На рис. 5.4.2.10 приведен индекс макромасштабной турбулентности (в условных единицах), отражающий вовлеченную в циркуляцию циклона массу воздуха, для северной части Тихого океана в холодное полугодие. Из рисунка следует, что в северо-восточной части Тихого океана в холодное полугодие циклогенез в последние 20 лет XX столетия был более интенсивный, чем в течение предшествующих 30 лет.

Над Японским, Охотским морями и на западе Берингова моря, согласно исследованиям (Тунеголовец и др., 2009), в течение десяти лет, начиная с 1989 г., отмечался процесс активной циклонической деятельности. В начале XXI века имело место относительное ослабление циклогенеза над дальневосточными морями, увеличилось число циклонов, которые смещались по зональным траекториям над акваторией Тихого океана. В свою очередь число и интенсивность циклонов в тихоокеанском секторе и восточном секторе Берингова моря в холодный период возросли (период исследований 1996–2009 гг., Глебова, 2011).

Летом циклоническая деятельность над акваторией океана и дальневосточными морями в значительной мере ослабевает, ей на смену приходят процессы антициклогенеза. Во второй половине лета возрастает вероятность выхода тропических циклонов на российский Дальний Восток. Ежегодно на Японское море, например, выходят в среднем от 1 до 4 образований, немногим более 8% от всех зародившихся тайфунов (Тунеголовец, 2009; Кузин, Евдокимова, 2002).

Исследования последних лет свидетельствует о сокращении числа тропических циклонов в регионе, начиная с 1997 г. Тайфунов, оказывающих влияние на дальневосточные моря, также стало меньше (не относится к сезонам 2011 и 2012 гг.). В целом статистическая обработка более чем 60-летнего ряда наблюдений (Мезенцева, 2011) показывает, что тайфунов в северотихоокеанском регионе стало несколько больше (коэффициент линейного тренда около 1 сл./10 лет, см. рис. 5.4.2.11). Эффект увеличения числа тропических циклонов в регионе вызван повышенным циклогенезом в тропиках в 1960-е и 1990-е годы прошлого столетия и слабой циклонической деятельностью в начале периода исследования.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:25 PM Page 693

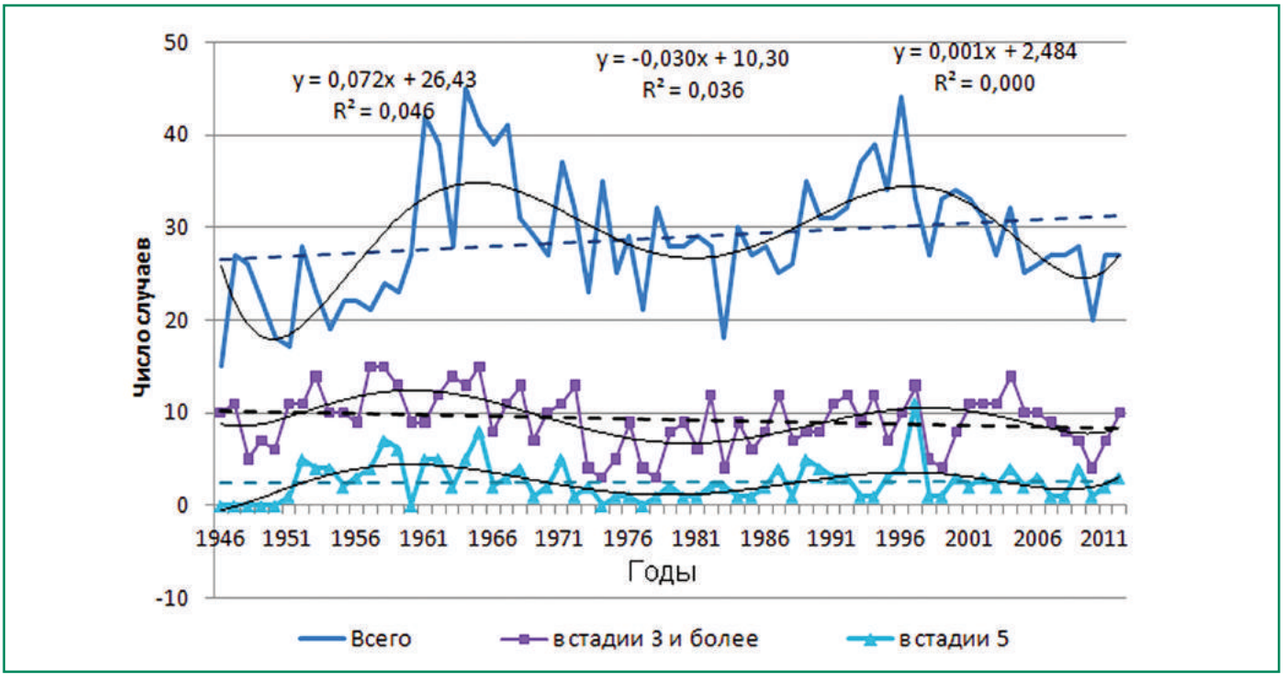


Рис. 5.4.2.11. Количество тропических циклонов, ежегодно зарождающихся в северо-западном секторе Тихого океана за период 1945–2010 гг., в том числе достигших III и V стадий развития по шкале Saffir-Simpson: в III стадии давление в центре тропического циклона – 945–965 гПа, скорость ветра – 96–112 уз, в V стадии давление менее 920 гПа, ветер более 135 уз.

5.4.2.4. Погода в регионе

Изменения циркуляции атмосферы приводят к изменению режима элементов погоды в регионе. В начале нового века продолжался рост летних температур воздуха над бассейном Амура, над районами Приморского края, Сахалина и Японии. Осенью нельзя выделить общей направленности в многолетнем ходе температуры воздуха. Зимой температура воздуха на прибрежных станциях Дальнего Востока в начале нового века часто оставалась выше нормы (норма 1971–2000 гг.), но ее дальнейшего роста не наблюдалось (Шатилина, Анжина, 2008).

Многолетний ход температуры воздуха в бассейне Амура и его притоках за более чем сто летний ряд наблюдений исследован в работе (Мещенина и др., 2007). Выявлено, что в течение столетия происходило чередование теплых и холодных периодов, но в конце 1980-х годов наблюдалось самое значительное за период инструментальных наблюдений повышение температуры воздуха (рис. 5.4.2.12). Средняя годовая температура воздуха за 1980–2004 гг. повысилась на 0.6°С по отношению к норме 1961–1990 гг., при этом в разных частях бассейна изменчивость температуры неоднородна (например, в нижнем течение Амура отмечается даже незначительное понижение летних температур воздуха). За столетие средняя годовая температура воздуха возросла на 1.3°С.

В целом для бассейна за период 1975–2004 гг. повышение температуры воздуха происходило на 0.6°С за 10 лет зимой, на 0.3°С за 10 лет в переходные сезоны и в среднем за год и 0.2°С за 10 лет летом. Для средней годовой температуры тренды значимы с вероятностью 0.95. Для периода 1891–2004 гг. рост температуры происходил в среднем со скоростью 0.2°С за 10 лет зимой и весной 0.05°С за 10 лет летом и осенью, в среднем за год – 0.1°С/10 лет.

Сумма осадков за теплый период года в последние два десятилетия уменьшалась над бассейном Амура, отдельными районами Охотского моря и Сахалина (рис. 5.4.2.13 (Шатилина, Анжина, 2008)). На территории Приморского края уменьшение осадков было незначительное (Кубай и др., 2012). В период 1975–2004 гг. в бассейне Амура и его притоках количество летних осад-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:25 PM Page 694

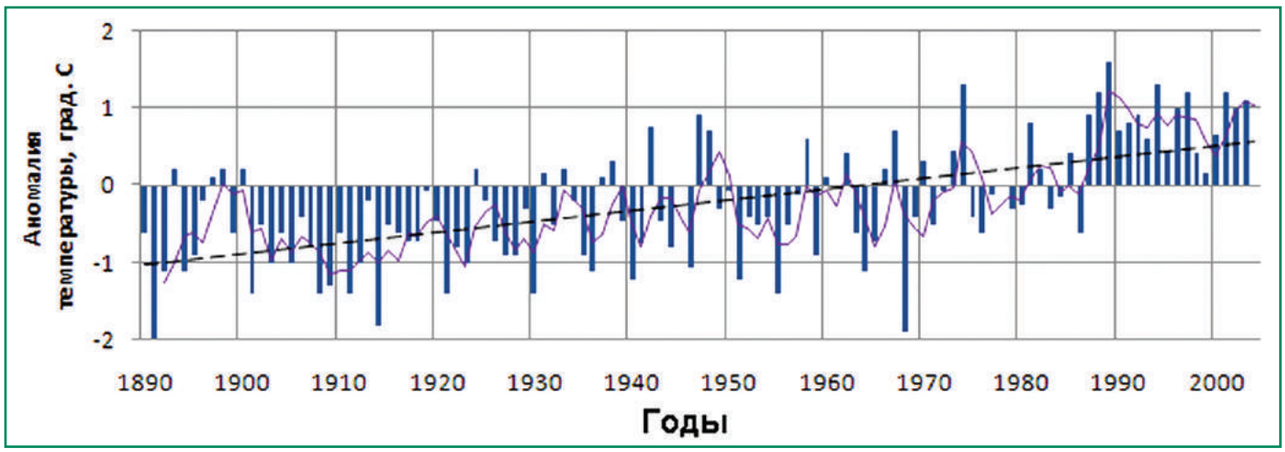


Рис. 5.4.2.12. Многолетний ход средней годовой температуры воздуха в бассейне Амура (в отклонениях от нормы 1961–1990 гг., ˚С) с трехлетним скользящим осреднением и линейным трендом (y = 0.0135x-1.0013; R^2 = 0.33).

ков, это от 73% до 94% годовой суммы, уменьшалось со скоростью 2.6% за 10 лет, что, однако, ниже 95% уровня значимости (Мещенина и др., 2007). За весь период инструментальных наблюдений, 115 лет, в бассейне Амура сложилась тенденция к росту осадков со скоростью 2.6% за 10 лет в холодный период и 0.3% за 10 лет в теплый период года.

Зимой в конце XX–начале XXI веков отмечалось уменьшение осадков на западном побережье Камчатки и их возрастание на Сахалине (Шатилина, Анжина, 2008).

Уменьшение частоты летних ливней и количества летних осадков отмечается на севере Китая (Wang et al., 2011), в том числе в бассейне реки Хуайхе. Наличие отрицательных линейных трендов в ходе летних осадков за период 1961–2008 гг. объясняется ослаблением потоков водяного пара на территорию северного Китая при ослаблении летней фазы азиатского муссона (Hao et al., 2011). При этом, для станций на северо-западном побережье Желтого моря тренды для рядов интенсивности экстремальных осадков не выявлены (Jiang D. et al., 2011). На территории Корейского полуострова за период 1973–2005 гг. отмечался рост частоты и интенсивности сильных летних осадков, при этом весенние и зимние осадки здесь уменьшились (Jung D. et al., 2011).

В работе (Семенов, 2011) рассмотрены региональные особенности изменений максимального и минимального стока рек на территории России в конце XX и начале XXI веков (до 2008 г. включительно). Для территории Дальнего Востока выявлено, что на реках Приморского края и Сахалина увеличились повторяемость и продолжительность опасных наводнений при паводках, а в бассейне Амура и Колымы значительно возросло число случаев с экстремально низкой меженью.

Для стока Амура в районе Хабаровска (нижнее течение реки) для полувекового ряда наблюдений обнаружены значимые тренды на увеличение зимнего расхода и уменьшение летнего и в целом теплого полугодия (Пономарев и др., 2007), см. рис. 5.4.2.14. Зимние тенденции авторами объясняются вводом в эксплуатацию с 1975 г. Зейской ГЭС, летние – расширением хозяйственной деятельности человека, вырубкой лесов и ростом испарения в бассейне реки.

В многолетнем ходе водности Амура за период инструментальных наблюдений с 1900 по 2005 гг. прослеживается тенденция уменьшения стока Амура на 0.5% за 10 лет. На фоне вековых тенденций прослеживается статистически значимая цикличность стока с периодами 4–5, 7, 12 и 28 лет. В последние годы, с 1980 по 2005 гг., скорость уменьшения водности Амура возросла до 12% за 10 лет (Мещенина и др., 2007). Вероятно, этот процесс обусловлен как климатическими изменениями (в согласии с уменьшением осадков и ростом температуры воздуха в теплое

OD-2-1-3n 12/8/14 6:25 PM Page 695

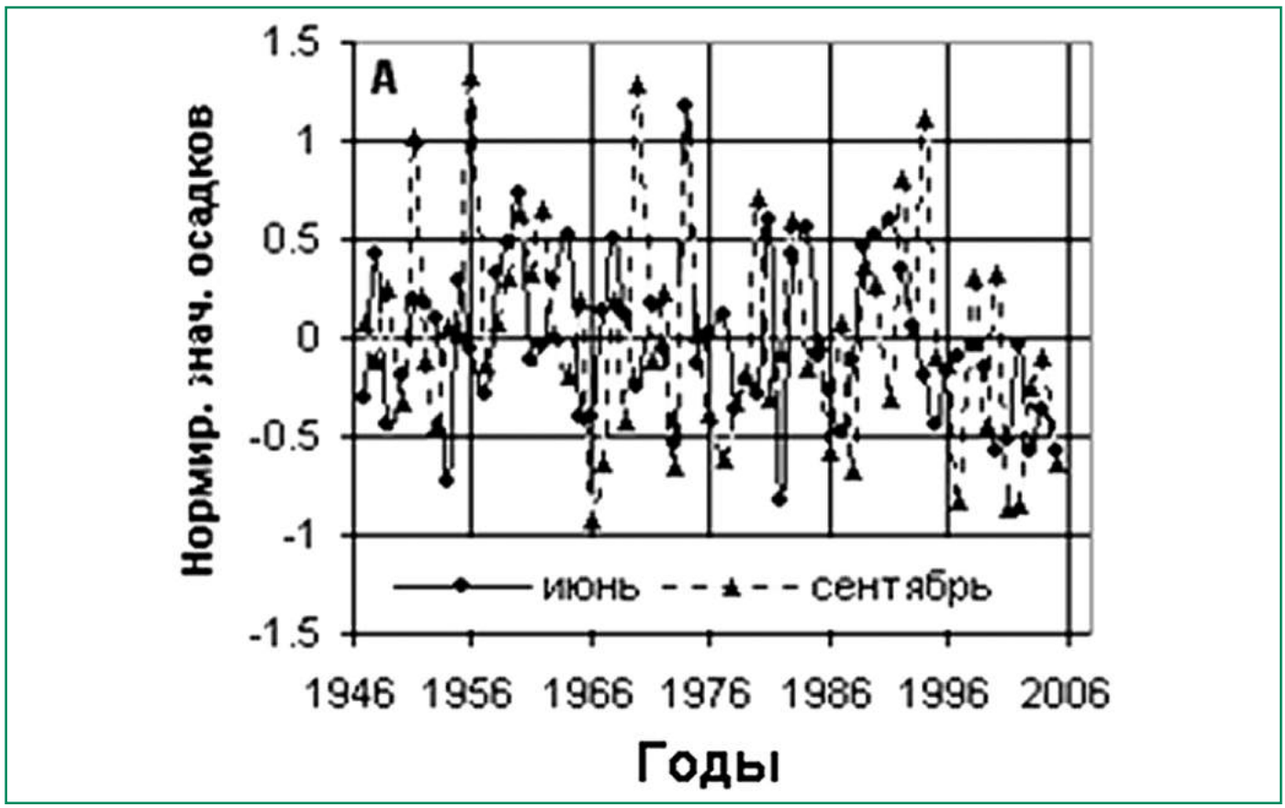


Рис. 5.4.2.13. Многолетний ход нормированной суммы осадков в бассейне р. Амур (использованы данные 25 станций) в июне и сентябре за период 1946–2005 гг., для нормы выбран период 1971–2000 гг.

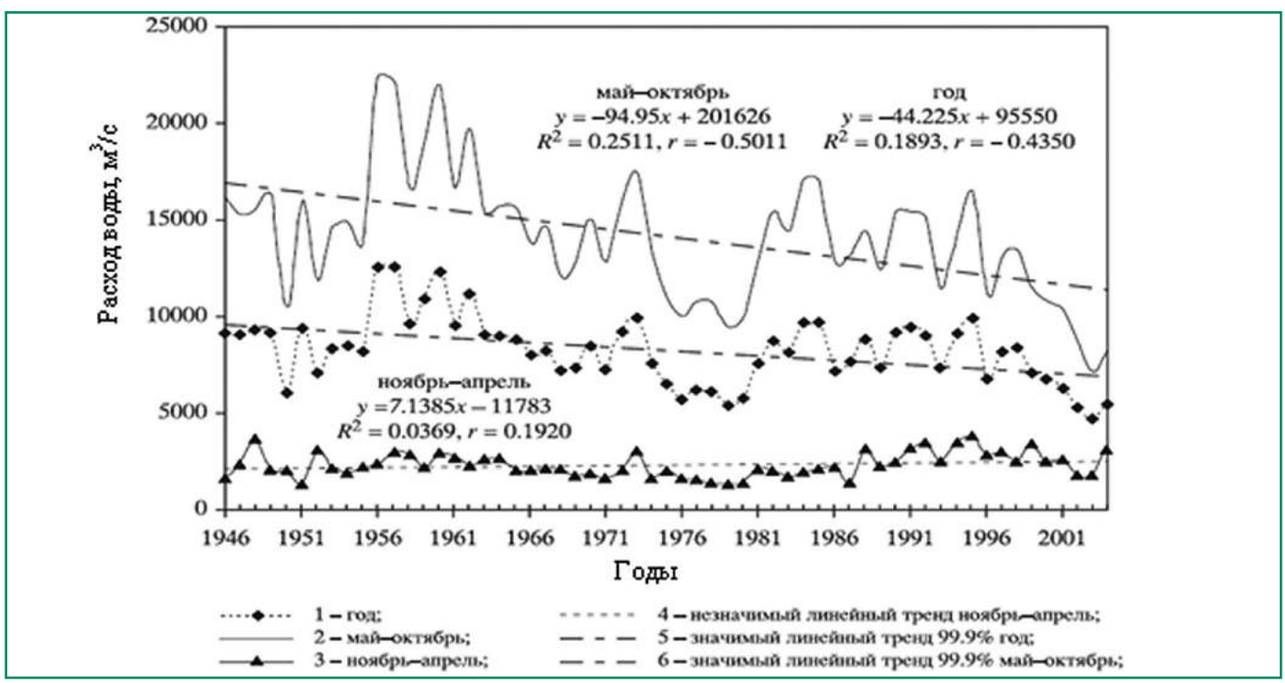


Рис. 5.4.2.14. Многолетний ход и линейные тенденции средних за год (1), теплое (2, май–октябрь) и холодное (3, ноябрь–апрель) полугодия расходов р. Амур в Хабаровске за период с 1946 по 2004 гг. (Пономарев и др., 2007), приведены уравнения регрессии и коэффициенты корреляции.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:25 PM Page 696

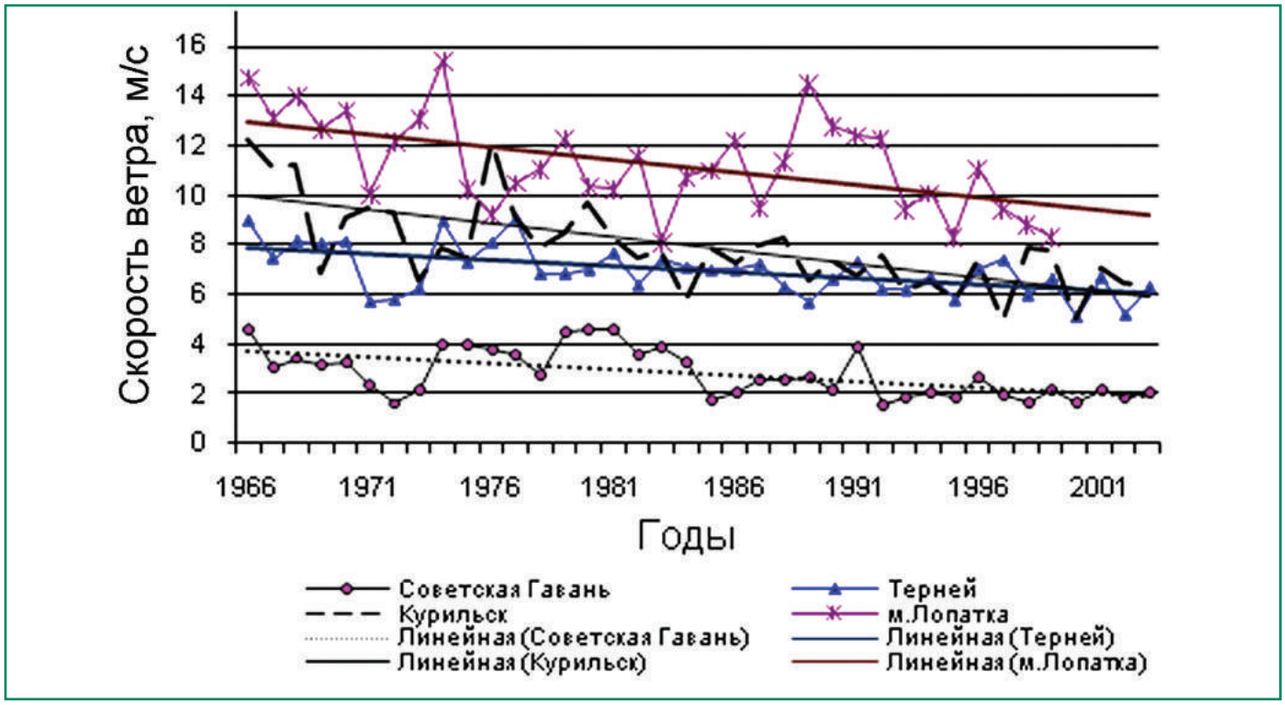


Рис. 5.4.2.15. Многолетний ход скорости ветра в январе для станций Дальнего Востока за период 1966–2003 гг.

полугодие), так и факторами антропогенного влияния.

На рис. 5.4.2.15 демонстрируется процесс ослабления скорости ветра на прибрежных станциях Дальнего Востока зимой во второй половине XX века (Mezentseva, Sokolov, 2008). Лидером в процессе ослабления ветра зимой являются станции м. Лопатка и Курильск, скорость ослабления достигает 1.0–1.1 м/с за 10 лет (на других станциях – 0.5–0.6 м/с за 10 лет). Весной и осенью большинство прибрежных станций также характеризуются наличием значимых отрицательных трендов (0.3–0.6 м/с за 10 лет, с коэффициентами детерминации R^2 0.4–0.6). Летом на станциях Курильской гряды почти отсутствуют тренды временных рядов скорости ветра, а для станций Советская Гавань, Терней, Находка они по-прежнему имеют место (коэффициент линейного тренда около 0.3 м/с за 10лет, R^2 = 0.4–0.6).

На континентальных станциях процесс ослабления ветра носит не столь заметный характер – коэффициенты линейных трендов здесь лишь в отдельные месяцы года достигают 0.2–0.3 м/с за 10 лет. Похожие оценки получены для северных и восточных районов Китая, наибольшее ослабление ветров отмечается весной.

Таким образом, во второй половине XX века над дальневосточным регионом отмечался процесс ослабления муссонной циркуляции, как в зимний, так и в летний периоды. В результате смещения и ослабления интенсивности основных центров действия (сибирского антициклона, алеутской депрессии, летней дальневосточной депрессии и охотоморского антициклона) происходило уменьшение градиента давления "континент–океан" как в зимний, так и в летний периоды. Ослабление муссонной циркуляции определило повышение летних температур воздуха над бассейном Амура, над районами Приморского края, Сахалина и Японии. Зимние температуры на побережье Дальнего Востока в начале XXI века также были выше нормы 1971–2000 гг. Над бассейном Амура, отдельными районами Охотского моря, Сахалина, на севере Китая в начале века в теплый период года отмечалось уменьшение осадков. Водность Амура начиная с 70-х годов прошлого века была низкой, тенденция сохранилась и в начале XXI века, за исключением катастрофического наводнения 2013 г.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 697

5.4.3. Уровень дальневосточных морей России

По данным международного архива AVISO, основанного на спутниковых альтиметрических измерениях (http://www.AVISO.oceanobs.com), в период с октября 1992 г. по январь 2013 г. наблюдался подъем среднего уровня Мирового океана со средней скоростью 3.18 ± 0.6 мм/год. Однако пространственное распределение тенденций изменения уровня (трендов) далеко не однородно, в частности, в северной части Тихого океана оно подобно отрицательной фазе хорошо известной моды климатической изменчивости – Северотихоокеанского колебания (PDO; Mantua et al., 1997). Положительные тренды (повышение уровня) наблюдаются в западном и центральном районах, отрицательные (понижение) – вдоль побережья северной Америки и в виде "языка", вытянутого вдоль экватора на запад (рис. 5.4.3.1).

По данным прибрежных мареографов с начала или середины XX века, вокруг Японских о-вов регистрировались колебания уровня моря с периодом около 20 лет. Средний уровень был максимален в 1950 г., с резким падением к началу 1960-х гг. и последующими колебаниями, а с середины 1980-х гг. до середины 2000-х гг. наблюдался подъем (JMA, 2013). Эти колебания объясняются изменениями крупномасштабной океанической циркуляции, обусловленной изменчивостью западного переноса над северной частью Тихого океана. С тихоокеанского побережья сигнал переносится в Японское море краевыми волнами.

5.4.3.1. Японское море

В изменчивости уровня Японского моря преобладает сезонный сигнал, учитывающий более 70% общей дисперсии (Галеркин, 1961; Trusenkova et al., 2010), в котором преобладают синхронные колебания во всем море и изменения крупномасштабного меридионального градиента уровня, т. е. изменения интенсивности циркуляции вод моря в целом (Trusenkova et al., 2010; Трусенкова, Каплуненко, 2013). При этом уровень повышается, циркуляция интенсифицируется в течение теплого периода года, противоположная фаза развивается в холодные месяцы, а сезонные экстремумы достигаются в октябре и марте. Сезонные колебания вызваны термическим воздействием за счет изменения плотности морской воды при прогреве и охлаждении (стерический фа-

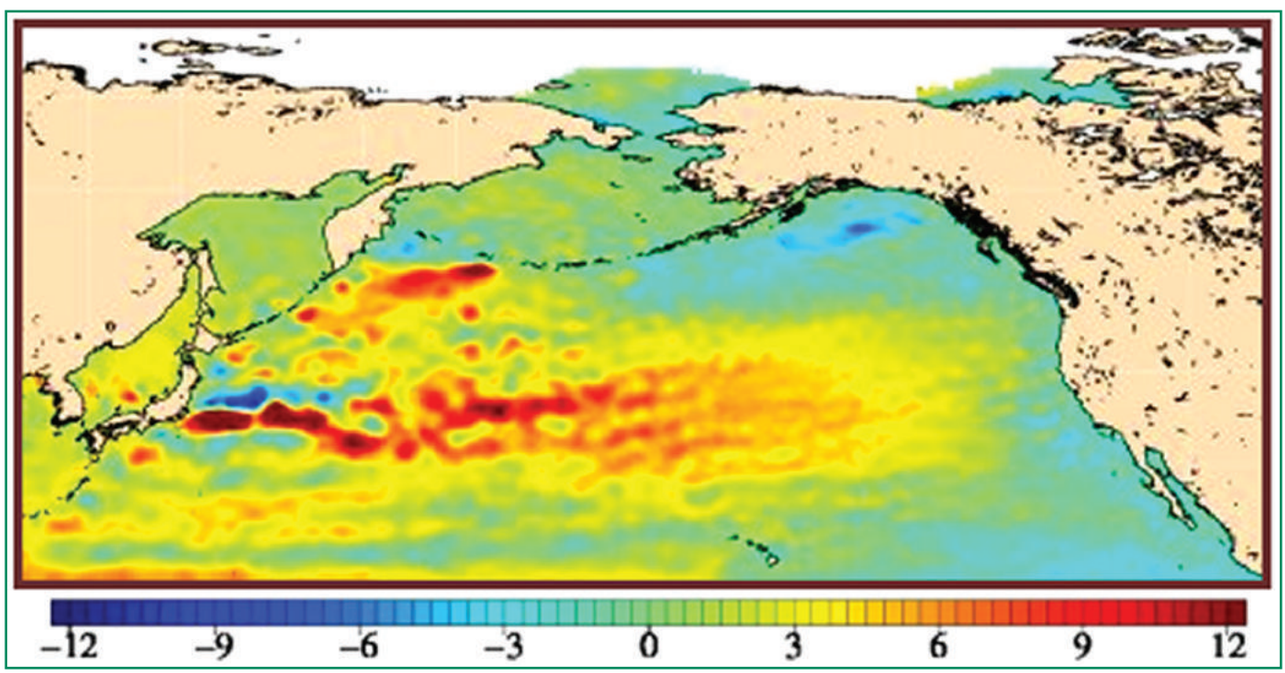


Рис. 5.4.3.1. Оценки линейных трендов (мм/год) уровня северной части Тихого океана за период с октября 1992 г. по август 2012 г. (http://www.AVISO.oceanobs.com).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 698

ктор) и за счет поступления с юга через Корейский пролив теплых вод, расход которых достигает максимума в октябре (Островский и др., 2009). Это отличает Японское море от Берингова и Охотского морей, где преобладают другие влияющие факторы, и наблюдается другой характер годового хода.

Разложение низкочастотных альтиметрических аномалий уровня моря, полученных после устранения годового хода с помощью низкочастотной фильтрации, дает две статистически значимые старшие моды, описывающие синхронные колебания и противофазные колебания в западной и восточной частях моря (Трусенкова, Каплуненко, 2013). Меридиональный градиент уровня (плотности) не проявляется как мода изменчивости, т. е. интенсивность циркуляции вод в целом, устойчива на межгодовых масштабах, несмотря на значительные колебания расхода воды в Корейском проливе (более чем в полтора раза в межгодовом плане; Островский и др., 2009). Старшей синхронной моде (рис. 5.4.3.2а) свойственна квазидвухлетняя изменчивость (рис. 5.4.3.2б). Значительные положительные аномалии наблюдались в 1999, 2004 и 2010 гг., отрицательные – с июля 2005 г. по июнь 2006 г. и в первой половине 2011 г., что соответствует межгодовым колебаниям расхода в Корейском проливе: расход был максимален в 1999 г. и минимален в 2005 г. (в период 1997–2007 гг.; Островский и др., 2009).

В синхронных колебаниях межгодовых аномалий уровня моря отсутствует статистически значимый тренд, однако оценки линейных трендов в юго-восточной и юго-западной частях моря составляют до 7 и 5 мм/год соответственно (Белоненко и др, 2011; рис. 5.4.3.1). Эти изменения

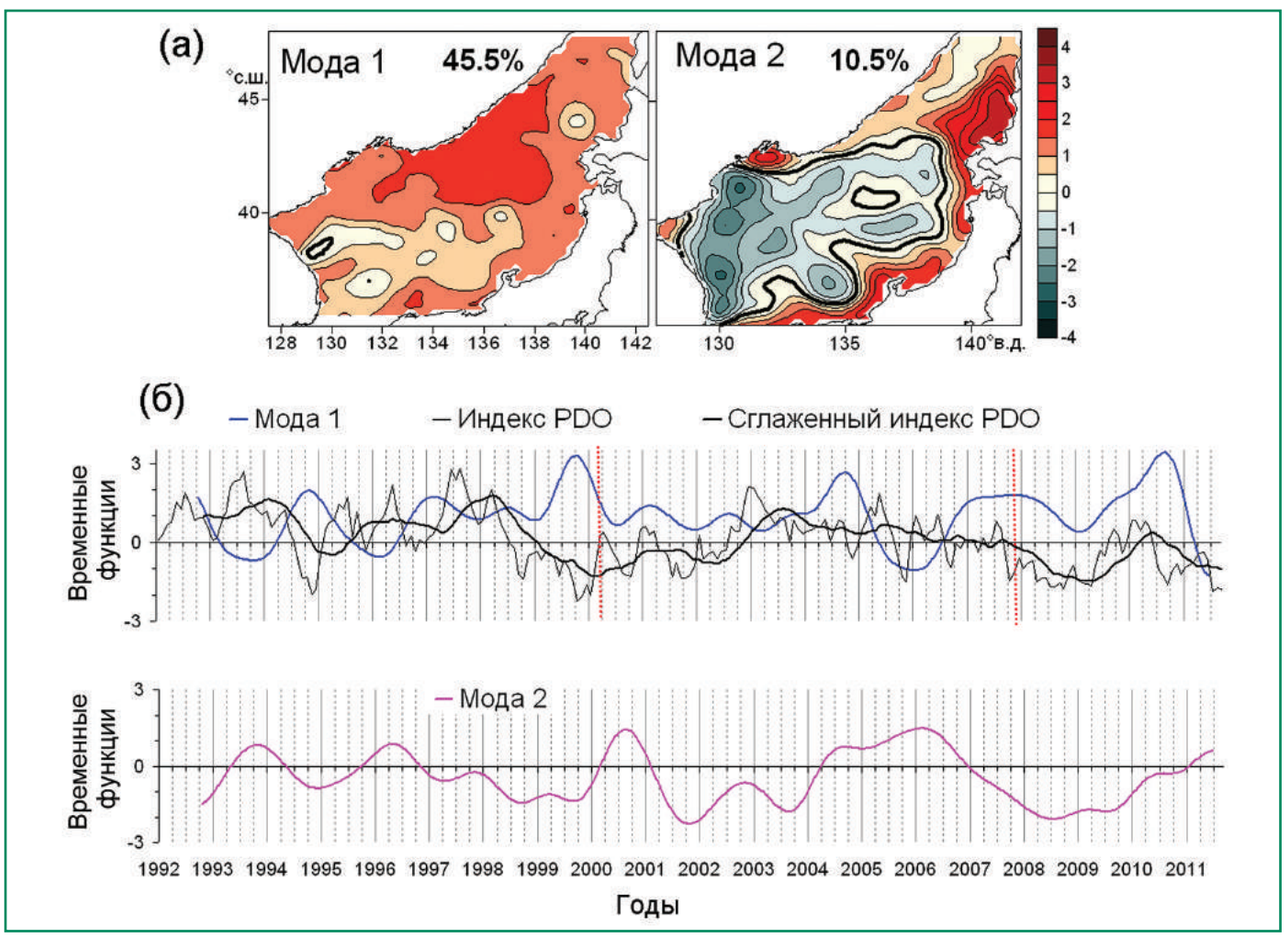


Рис. 5.4.3.2. Пространственные (а) и временные (б) функции старших межгодовых мод изменчивости уровня Японского моря. Показаны ежемесячный и сглаженный со скользящим окном 11 месяцев индексы PDO. Пунктиром обозначены периоды изменения характера взаимосвязи уровня и PDO.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 699

можно связать со стерическим фактором вследствие увеличения температуры промежуточных вод (раздел 4.5.6), а отсутствие тренда синхронной моды говорит о сбалансированности, в долгосрочном плане, расходов воды в проливах, поскольку стерические аномалии уровня устранены при низкочастотной фильтрации. В субарктической части моря скорость роста уровня, оцененная по альтиметрическим данным, составляет 2–3 мм/год. Это, в целом, соответствует оценкам, полученным по японским мареографным данным, согласно которым скорость роста уровня вдоль юго-восточного побережья моря (к югу от 38° с.ш.) составляла 2.1 ± 0.4 в 1960–2011 гг. и 6.0 ± 2.6 мм/год в 1993–2003 гг., когда уровень рос наиболее быстро. К северу от 38° с.ш. скорость роста уровня в прибрежной зоне составляет только около 1 мм/год (JMA, 2013).

По альтиметрическим данным за 1992–2002 гг. была обнаружена противофазная взаимосвязь уровня Японского моря и PDO (Gordon, Giulivi, 2004; Колдунов и др., 2007). Поднятие уровня в отрицательную фазу PDO связывалось с увеличением поступления в море субтропических вод через Корейский пролив (Gordon, Giulivi, 2004). Однако при удлинении периода наблюдений проявилась неоднозначность этих связей. Противофазность наблюдалась до 2000 г., в 2000–2007 гг. явных связей не наблюдалось, а с 2008 г. оба временных ряда колеблются синфазно (рис. 5.4.3.2б).

Вторая низкочастотная мода соответствует противофазным колебаниям уровня в западной и восточной частях Японского моря (рис. 5.4.3.2а). В положительную фазу уровень поднимается вдоль побережья Японских о-вов (где средний уровень наиболее высок), а в отрицательную – в западной части моря, включая субарктический район, прилегающий к побережью южного Приморья, где средний уровень стоит низко. Эта мода усиливается после сдвига климатического режима в северной части Тихого океана в 1999 г. (Overland et al., 2008). Связанные с ней колебания уровня происходят на сезонном, квазидвухлетнем и 5-летнем масштабах (Трусенкова, Каплуненко, 2013; рис. 5.4.3.2б). На межгодовых масштабах можно выделить периоды (режимы) преобладания положительной (1993–1996 гг. и 2004–2006 гг.) или отрицательной (1997–1999 гг., 2001–2003 гг. и 2007–2009 гг.) фазы. Экстремальные положительная и отрицательная фазы наблюдались в 2000 г. и 2003 г. соответственно.

Эта мода описывает противофазное усиление и ослабление переноса теплых вод к российским берегам из юго-западной и юго-восточной частей моря. В районе, прилегающем к южному Приморью, усиливается холодное Приморское течение в положительную фазу и происходит подток теплых вод с юга через систему антициклонических вихрей в отрицательную фазу. К побережью северного Приморья подход теплых вод с востока из зоны Цусимского течения усиливается в положительную фазу. Изменения циркуляции обусловлены ветром: положительная и отрицательная фазы развиваются под воздействием циклонического и антициклонического вихря напряжения ветра соответственно (Трусенкова, 2012).

5.4.3.2. Охотское море

Использование альтиметрических данных для Охотского моря возможно только в безледный период и затруднено сильным приливом. После удаления вклада прилива с помощью региональной модели, было установлено, что в холодный период года уровень опускается относительно среднего в центральной части моря и поднимается на периферии (Романов и др., 2004; Колдунов и др., 2007), что соответствует данным прибрежных мареографов (Поезжалова, Шевченко, 1997). Сезонные колебания традиционно объяснялись статическим откликом на уменьшение приземного давления при развитии Алеутской депрессии в холодный период года (“обратный барометр”).

На побережье северных Курильских о-вов подъем уровня в холодный период года превышает эффект обратного барометра почти вдвое; обнаружена также статистическая взаимосвязь межгодовых колебаний уровня с интенсивностью и широтным положением Алеутской депрессии в начале холодного сезона (ноябрь–декабрь; Седаева, Шевченко, 2001). Причиной этой изменчивости является увеличение поступления в море тихоокеанских вод через северные Курильские проливы и интенсификация циклонической циркуляции вод Охотского моря при усилении Алеутской

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 700

депрессии, что приводит к понижению уровня в центральной части моря и повышению на периферии. Интенсивность циркуляции вод и стояние уровня Охотского моря в холодный период года определяются межгодовой изменчивостью Алеутской депрессии (раздел 5.4.2.1).

По мареографным и альтиметрическим данным, Охотскому морю не свойственны значительные однонаправленные тенденции поля уровня. Разнонаправленные изменения уровня прибрежной зоны Курильских о-вов отражают вертикальные смещения земной коры в этом геологически активном районе (Поезжалова, Шевченко, 1997). На большей части акватории моря скорость роста уровня составляет 1–1.5 мм/год, в отдельных районах превышая 2 мм/год. К западу от побережья южной Камчатки зарегистрирована тенденция падения уровня со скоростью 1.5 мм/год (рис. 5.4.3.1).

5.4.3.3. Берингово море

Скорость роста уровня Берингова моря по историческим данным прибрежных мареографов в период с середины 1940-х до середины 1980-х гг. составляла 1.2–1.5 мм/год, что соответствовало общепризнанным значениям эвстатических (геологических) повышений уровня. В Анадырском заливе темпы роста были вдвое выше, что объяснялось изменениями стока р. Анадырь (Савельев, 1999). По данным спутниковой альтиметрии (в период с октября 1992 г. по август 2012 г.) скорость роста уровня на акватории моря, в среднем, укладывалась в этот диапазон (в безледный период; рис. 5.4.3.1), что говорит о сохранении тенденций изменений уровня в море на протяжении уже около 70 лет. В районе Анадырского залива и возле Командорских о-вов в последние 20 лет наблюдались слабые понижательные тренды со скоростью опускания уровня около 1.3 мм/год.

По альтиметрическим данным было установлено, что уровню Берингова моря свойственны квазидвухлетние колебания, периоды которых изменялись по акватории и во времени от 1.5 до 3 лет (Белоненко и др., 2011). В среднем, уровень Берингова моря поднимался в 1994–1997 гг. и опускался в 1997–2001 гг. (рис. 5.4.3.3); обнаружена статистическая взаимосвязь с индексами PDO и Эль-Ниньо (Белоненко и др., 2011).

В 1997–1998 гг. произошло сильнейшее событие Эль-Ниньо, вслед за которым наступило сильнейшее событие Ла-Нинья (1998–2001 гг.). Океанический сигнал Эль-Ниньо переносится

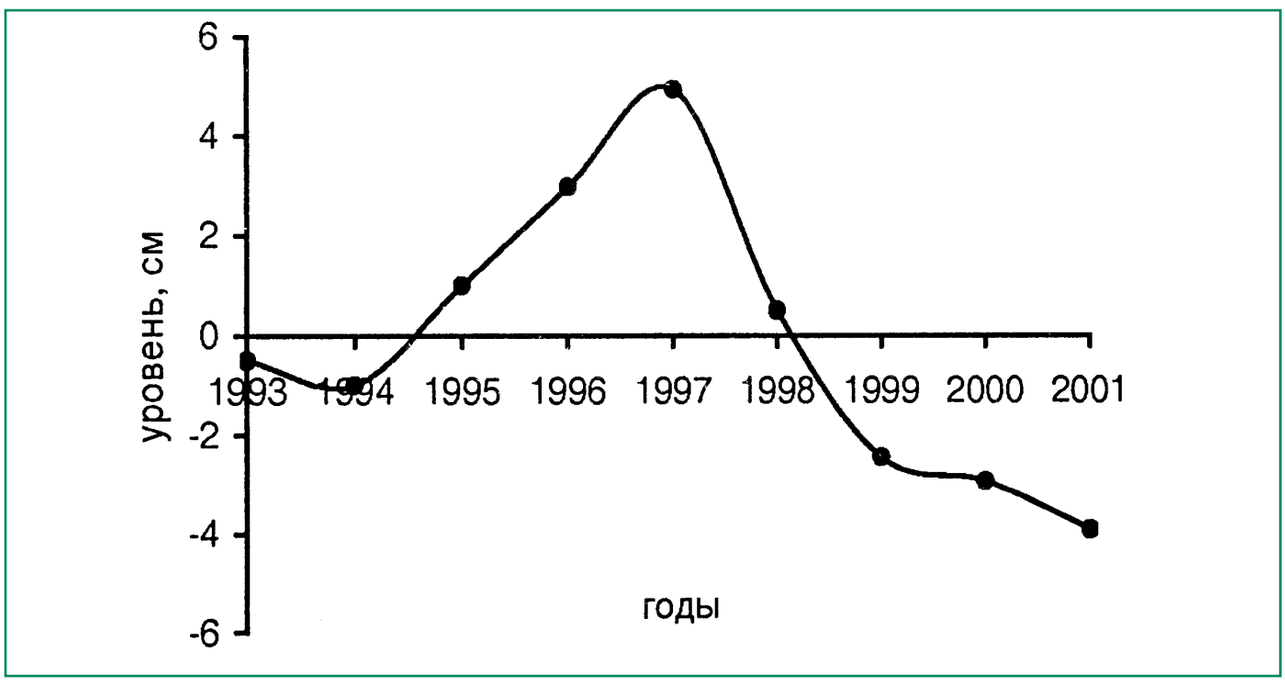


Рис. 5.4.3.3. Среднегодовые аномалии уровня, осредненные по акватории Берингова моря. Рисунок воспроизведен по работе (Белоненко и др., 2011).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 701

вдоль американского берега из тропиков на север волнами Кельвина и достигает Аляскинского залива (http://www.cpc.ncep.noaa.gov), вызывая значительные изменения уровня Берингова моря, обусловленные, в основном, стерическим фактором. В 1999 г. произошел сдвиг климатического режима северной части Тихого океана, отмеченный в физических и биологических характеристиках (Overland et al., 2008), с чем связано падение уровня Берингова моря после окончания события Ла-Нинья.

По данным прибрежных мареографов (с середины 1940-х до середины 1980-х гг.) было показано, что в северной части моря сезонные изменения атмосферного давления (эффект обратного барометра) практически полностью определяют годовой ход уровня, а на юге столь же существенны изменения водообмена с Тихим океаном и сгонно-нагонные явления. В приустьевых районах (Анадырский лиман, Камчатский залив) имеются дополнительные экстремумы – максимум во время весеннего половодья и осенний минимум после уменьшения стока (Савельев, 1999). Изменчивость Алеутской депрессии (раздел 5.4.2.1) вызывает и межгодовые изменения уровня.

5.4.3.4. Оценка ожидаемых тенденций

С учетом сложившихся в последние десятилетия тенденций, в ближайшие 10–20 лет не следует ожидать заметного подъема уровня моря у российских берегов дальневосточных морей. По оценкам, основанным на расчетах с помощью климатических моделей, к концу XXI века уровень центральной части Японского моря может подняться на 11–15 см, уровень северо-восточной части моря на 8–12 см (JMA, 2008). Эти изменения, вероятно, будут обусловлены стерическим фактором – уменьшением плотности морской воды при прогреве. В ближайшие десятилетия интенсивность циркуляции вод Японского моря в целом, вероятно, не претерпит заметных изменений, но ее характер вблизи российского побережья будет зависеть от изменчивости ветра – возможно усиление холодного Приморского течения, подход теплых вод с юга или с востока, интенсификация формирования теплых вихрей.

К концу XXI века прогнозируется повышение уровня юго-западной части Охотского моря (между о-вами Сахалин и Хоккайдо) на 5–9 см (JMA, 2008). В прибрежной зоне Курильских о-вов и южного Сахалина возможны резкие изменения уровня моря, обусловленные сейсмическими процессами. Межгодовая изменчивость уровня и циркуляции вод Охотского и Берингова морей в холодный период года будет существенно зависеть от изменения положения и интенсивности Алеутской депрессии.

5.4.4. Морской лед

Ледовитость замерзающих морей является климатически значимым зимним параметром (Федоров, Островский, 1986). Она служит своего рода “естественным интегратором” и характеризует термическое состояние вод не только в холодную половину года, но и в теплое полугодие, оказывая влияние на формирование и трансформацию толщи вод до глубин 200–500 м (Фигуркин, 2006). Кроме того, начало весеннего цветения, сезонная и межгодовая динамика зоопланктона, сезонные миграции и процессы воспроизводства рыбных объектов, а также другие важные экологические процессы тесно связаны с изменчивостью ледовых условий (Фигуркин, Смирнов, 2008; Муктепавел, 2006; 2011; Самко и др., 2010).

Основные сведения о характеристиках ледяного покрова дальневосточных морей приведены в монографических справочных изданиях (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1998; 1999; 2003) и в Атласах (Якунин, 2012). Результаты исследований разномасштабной изменчивости ледовитости дальневосточных морей во второй половине XX века содержатся в монографии В. В. Плотникова (2002). В настоящем разделе приводятся оценки современного состояния и последних изменений ледовитости на фоне ее многолетней изменчивости.

Регулярно пополняемая климатологическая база данных по ежедекадной ледовитости дальневосточных морей (Хен и др., 2011) обеспечивает преемственность и сравнимость современных данных, основанных на спутниковых наблюдениях, с историческими, основанными, главным образом, на данных авиаразведок (Бородачев,

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 702

Шильников, 2002). К настоящему времени длина временных рядов накопленных наблюдений ежедекадной ледовитости составляет 56 лет (1957–2012 гг.) для Охотского моря и 53 года (1960–2012 гг.) для Берингова моря и Татарского пролива Японского моря. Дополнительно для Охотского моря удалось сформировать более длительные ряды наблюдений для среднемесячной ледовитости по отдельным месяцам (для марта и апреля) с использованием данных с 1929 по 1956 год, опубликованных А. Н. Крыниным (1964), и современных данных с 1957 по 2012 г. Наиболее ценным для климатических исследований представляется ряд среднемесячной ледовитости в марте, поскольку он соответствует времени максимального развития ледяного покрова Охотского моря (для среднемесячных значений) за ледовый сезон и может служить как один из рядов интегральных климатически значимых параметров.

Наиболее длительный (с 1929 г.) временной ряд максимальной ледовитости Охотского моря характеризуется значимым (на уровне > 95%) отрицательным трендом. Статистически значимый (на уровне > 99%) линейный тренд на снижение среднезимней ледовитости выражен только в Охотском море – около 4% за десятилетие для периода 1957–2012 гг. (рис. 5.4.4.1). По оценкам трендов максимальной за ледовый сезон ледовитости этого моря Японского метеорологического агентства на основе спутниковых данных за период 1971–2012 гг. наблюдается снижение ледовитости со скоростью 5.8×10^4 км^2 за десятилетие (JMA, 2013), что эквивалентно 3.7% от площади Охотского моря и согласуется с нашими оценками. В Беринговом море незначимый отрицательный тренд близок к нулю. Тренд на снижение среднезимней ледовитости Татарского пролива хотя и сильнее, чем в Беринговом море, однако он также незначим на уровне 95%. Для залива Петра Великого в Японском море выполнены оценки тренда в многолетнем ходе максимальной площади, занятой льдом, с учетом сплоченности (Петров и др., 2012): здесь за последние 30–40 лет так-

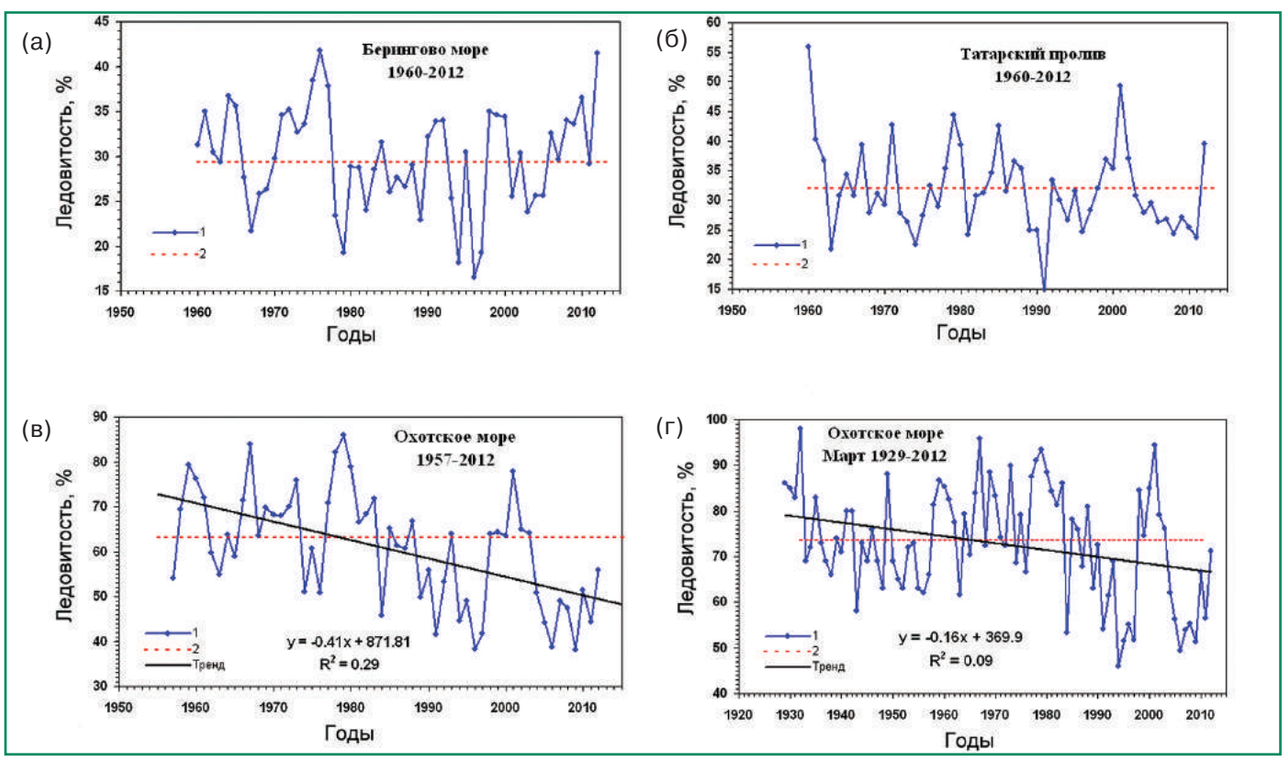


Рис. 5.4.4.1. Межгодовые изменения средней за зимний сезон ледовитости (1) Берингова (а), Японского (Татарский пролив) (б) и Охотского (в) морей, максимальной ледовитости (средняя величина за март) Охотского моря (г); их среднемноголетние значения (2) и значимые на 95% уровне линейные тренды (Устинова и др., 2008, с дополнением автора).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 703

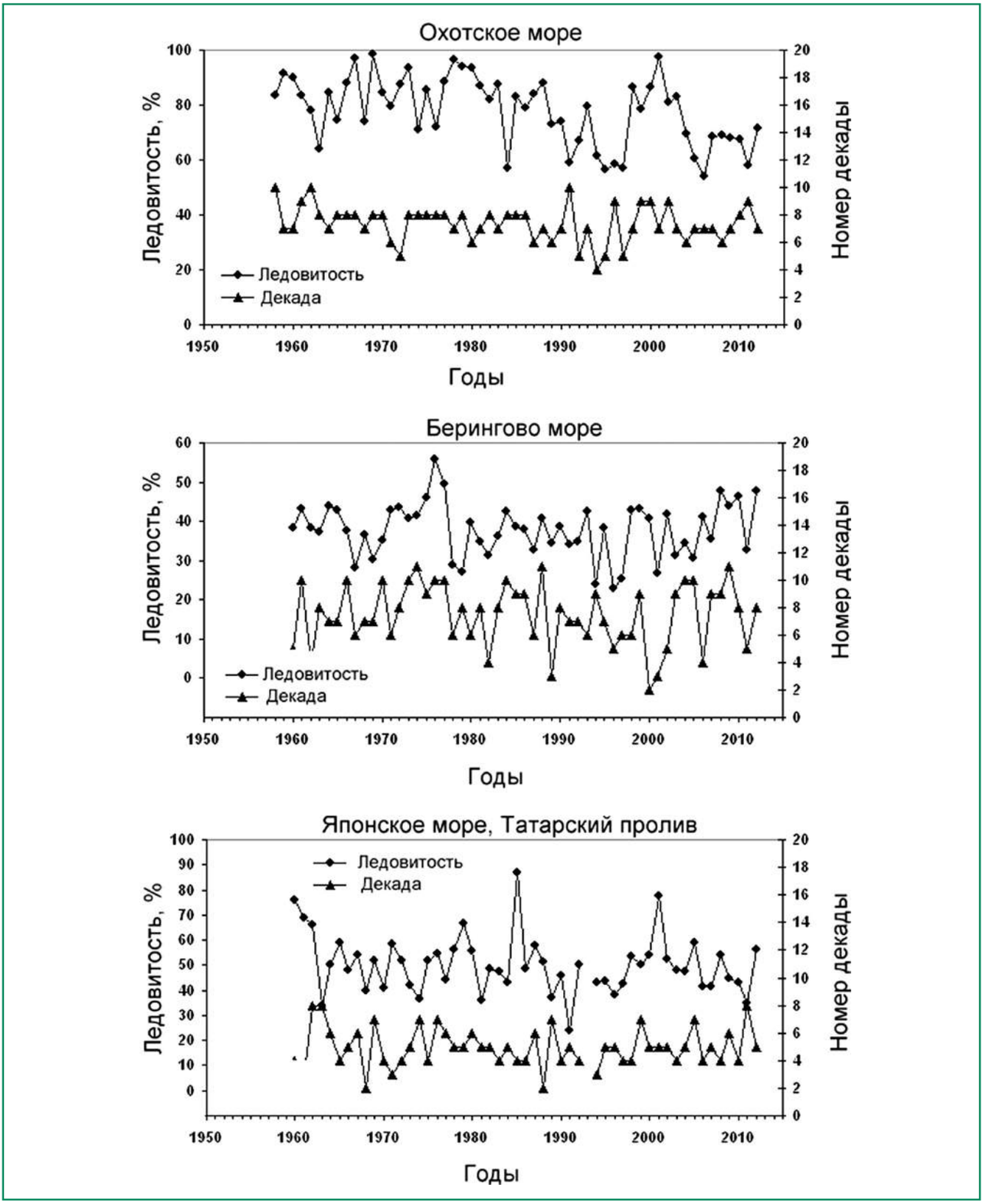


Рис. 5.4.4.2. Характеристики ледяного покрова Охотского и Берингова морей и Татарского пролива в период его максимального развития: максимальная ежедекадная ледовитость (шкала слева) и время наступления максимума (номер декады с начала календарного года, шкала справа) в сезонном ходе (Устинова и др., 2008, с дополнениями авторов).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 704

же отмечен отрицательный тренд, статистически незначимый на уровне 95%.

В Беринговом море после относительно суровых зим 1998–2000 гг. среднезимняя ледовитость была ниже нормы в 2001 и 2003–2005 гг., около нормы (в пределах точности расчета) – в 2002, 2007 и 2011 гг., выше – в 2006 и 2008–2010 гг. В ледовый сезон 2011–2012 гг. произошел резкий рост ледовитости в этом море (рис. 5.4.4.1). Среднезимняя ледовитость достигла 41.3%, что всего лишь на полпроцента ниже, чем абсолютный максимум – 41.8%, наблюдавшийся в 1976 г. В начале февраля (первая декада), в середине марта (вторая декада) и в середине мая были достигнуты новые исторические абсолютные максимумы (начиная с 1960 года) ежедекадной ледовитости, "побив предыдущие рекорды". Из всех дальневосточных морей именно в Беринговом море сроки наступления максимума ледовитости в сезонном ходе наиболее изменчивы (рис. 5.4.4.2). Максимальная скорость увеличения площади ледяного покрова наблюдалась в конце декабря–начале января, а уменьшения – в мае.

В Охотском море после суровой зимы 2000/2001 гг. с экстремально высокой ледовитостью наблюдалась тенденция к ее снижению (рис. 5.4.4.1). Переход от высоких значений до близких к абсолютному минимуму (за период регулярных наблюдений) был достаточно резкий. В 2002–2003 гг. среднезимняя ледовитость Охотского моря была около нормы, а с 2004 – значительно ниже нормы. Особенно малоледовитыми были 2006 и 2009 гг.: так, среднезимнняя ледовитость в 2006 г. составила 38.7%, что близко к абсолютному минимуму (38.3%), а в 2009 г. был установлен новый абсолютный минимум среднезимней ледовитости для периода с 1957 г. – 38.0%. Также близкой к абсолютному минимуму (для периода с 1929 г.) была и максимальная в годовом ходе ледовитость (рис. 5.4.4.1). В Охотском море, в отличие от соседних морей, среднезимняя ледовитость в ледовый сезон 2011–2012 гг. продолжает оставаться ниже среднемноголетней, хотя она и выше, чем в период последних малоледовитых лет (2004–2011 гг.). Для этого моря сроки наступления максимума довольно устойчивы по сравнению с двумя другими дальневосточными морями, причем во всем ряде регулярных наблюдений можно выделить два периода с наиболее устойчивыми сроками: один с середины 1960-х до середины 1980-х годов прошлого столетия, второй – с 2003 г. (рис. 5.4.4.2). Между этими периодами изменчивость в сроках наступления максимума была повышенной. Средний срок наступления максимума ледовитости после 2003 г. сместился на 1 декаду вперед по сравнению с предыдущим "стабильным" периодом. Самое раннее за весь ряд наблюдений наступление максимума ледовитости в Охотском море отмечалось в 1994 г. – в первой декаде февраля. Максимальная скорость увеличения площади ледяного покрова наблюдается в начале февраля, а уменьшения – в конце апреля. Последний период малоледовитых зим оказался здесь намного длиннее, чем предыдущий период тяжелоледовитых зим. Повторяемость экстремальных ситуаций в этом море значительно возросла за последние 17 лет.

В Японском море (Татарский пролив), так же как и в Охотском, после экстремально суровой зимы 2000–2001 гг. сохранялась тенденция к снижению ледовитости до ледового сезона 2011–2012 гг., когда вновь произошел достаточно резкий ее рост до 39.4%. Это – седьмой по величине максимум в ранжированном ряду среднезимней ледовитости с 1960 года. Для Татарского пролива новый локальный минимум среднезимней ледовитости пришелся на ледовый сезон 2010/2011 гг. – всего 23.8%. Однако он не является абсолютным: многолетний минимум (14.6%), наблюдавшийся в 1991 г., существенно ниже (см. рис. 5.4.4.1). Средний срок наступления максимума ледовитости в Татарском проливе – середина февраля, однако в отдельные годы запаздывание наступления максимума составляет 1 месяц, как, например, в ледовый сезон 2010/2011 гг. (рис. 5.4.4.2).

В целом можно отметить, что в последние годы период с конца марта по начало апреля становится более суровым по ледовым условиям. В зимы, когда среднезимняя ледовитость ниже среднемноголетнего значения, к концу марта ледовитость наиболее близка к среднемноголетней. В те же зимы, когда среднезимняя ледовитость выше среднемноголетней, именно в конце марта–начале апреля отмечается ее максимальная аномалия. В соответствии с этим возросла скорость последующего весеннего разрушения ледяного покрова.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:26 PM Page 705

Для Берингова моря хорошо выделяется период преобладания мягких зим с 1978 по 1997 гг., тогда как в Охотском море период потепления наблюдается с 1988 г. (исключая экстремально холодную зиму 2000–2001 гг.). Особенно хорошо заметно потепление в Охотском море. В экстремальные годы знак аномалий весьма устойчив, он сохраняется, как правило, с января по апрель. Однако для некоторых экстремальных лет характерна высокая внутрисезонная изменчивость аномалий ледовитости (например, 2008 г. – в Беринговом море, 1984 – в Охотском). В годы, более близкие к среднемноголетней норме, чаще, чем в экстремальные, наблюдается неравномерный временной ход аномалий ледовитости, выражающийся в чередовании отрицательных и положительных аномалий. В мягкие зимы из-за малой толщины ледяного покрова в Татарском проливе могут наблюдаться особенности по типу ледового сезона 2009/2010 гг., когда после быстрого роста площади ледяного покрова в конце декабря 2009 г. произошло почти полное его разрушение под воздействием мощного обширного циклона, в результате чего в первой декаде января 2010 г. был зафиксирован новый исторический минимум ледовитости – 3.3%.

Оценки вклада периодических колебаний в общую дисперсию ледовитости Охотского моря показали, что основной вклад вносит низкочастотная изменчивость на масштабе около 50 лет. Следующий вклад вносят периоды 10 лет, 18 и 25 лет. Суммарный вклад низкочастотных гармонических компонент в межгодовую изменчивость ледовитости составляет от 30% для Татарского пролива до 74% для Охотского моря. Ряд среднезимней ледовитости Охотского моря с самым большим вкладом наиболее долгопериодных компонент воспроизводится суммами гармонических составляющих наиболее успешно. Параметры выявленных циклов в этом регионе наиболее устойчивы во времени. Наименее устойчивые во времени долгопериодные циклы отмечаются в Татарском проливе. Здесь многолетний ход ледовитости аппроксимируется гармоническими составляющими не столь надежно. Берингово море занимает промежуточное положение.

Характерной чертой изменчивости ледовитости в дальневосточном бассейне является противофазность колебаний Охотского и Берингова морей, впервые обнаруженная Л. П. Якуниным (Якунин, 1966). Как правило, противофазности ледовых процессов соответствуют обширные очаги противоположных по знаку мощных аномалий температуры воздуха над этими морями (Устинова и др., 2008; Ustinova, Sorokin, 2009). Было также обнаружено, что существуют довольно длительные периоды, в течение которых ледовые процессы в обоих морях развиваются синфазно (Хен, 1991; 1997; Плотников, 1997; 2002). Нами были рассчитаны коэффициенты корреляции ме-

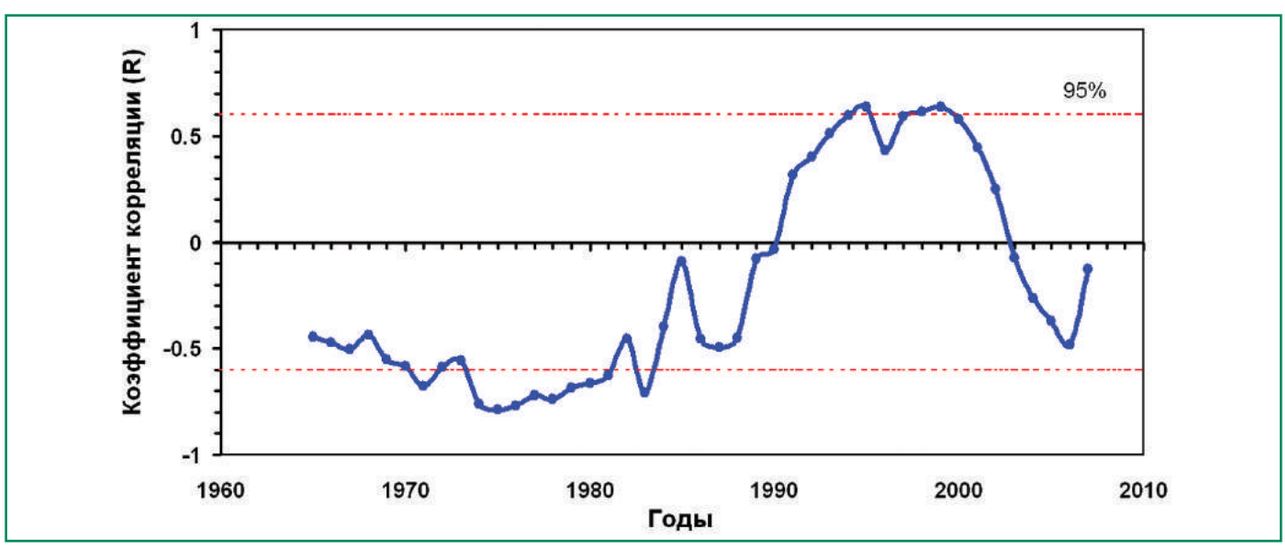


Рис. 5.4.4.3. “Скользящая корреляция” для 11-летних периодов между ледовитостью Охотского и Берингова морей (Ustinova, Zuenko, 2011).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 706

жду ледовитостью этих морей по скользящим 11-летним периодам, чтобы проследить динамику смены противофазности процессов на однофазность (рис. 5.4.4.3). После продолжительного периода противофазности ледовитость в обоих морях развивалась синфазно с середины 1980-х лет по 2000-е годы. Затем наметился возврат к противофазности. Судя по знаку аномалий температуры воздуха, рассчитанных по данным метеорологических станций и сеточным массивам, таким же противофазным в это время было тепловое состояние атмосферы в этих районах. При этом максимальная контрастность теплового состояния атмосферы над этими морями при этом наблюдалась, как правило, в январе–феврале.

В Татарском проливе развитие ледовых процессов происходит, как правило, синхронно с развитием ледовых процессов в Охотском море, хотя в отдельные периоды отмечается нарушение синхронности изменений, особенно существенное в 1980-е годы. Максимальная положительная связь наблюдается в январе ($r = 0.63$ для временного ряда 1960–2011 гг.). В декабре связь отсутствует. Между Беринговым морем и Татарским проливом процессы проходят в противофазе для всех ледовых месяцев, но коэффициент корреляции не превышает –0.30 (Ustinova, Sorokin, 2002; 2012).

Среди ледовых параметров дальневосточных морей связь с колебаниями средней для Северного полушария и глобальной температуры воздуха у поверхности Земли существенна только для ледовитости Охотского моря, причем на масштабах изменчивости более 7 лет (Ustinova, Zuenko, 2011). На меньших масштабах статистическая связь незначима. Это хорошо заметно при последовательной фильтрации колебаний с разным масштабом. Несогласованность колебаний ледовитости Охотского моря и глобальной (полушарной) температуры воздуха на масштабах менее 7 лет можно объяснить ролью Эль-Ниньо, характерный масштаб которого составляет 3–7 лет: при Эль-Ниньо обычно усиливается Алеутская депрессия, что, при прочих равных условиях, способствует повышению ледовитости Охотского моря, но при этом в глобальном масштабе Эль-Ниньо – это теплое событие, способствующее росту глобальной (полушарной) температуры. Рис. 5.4.4.4 демонстрирует противофазность сглажен-

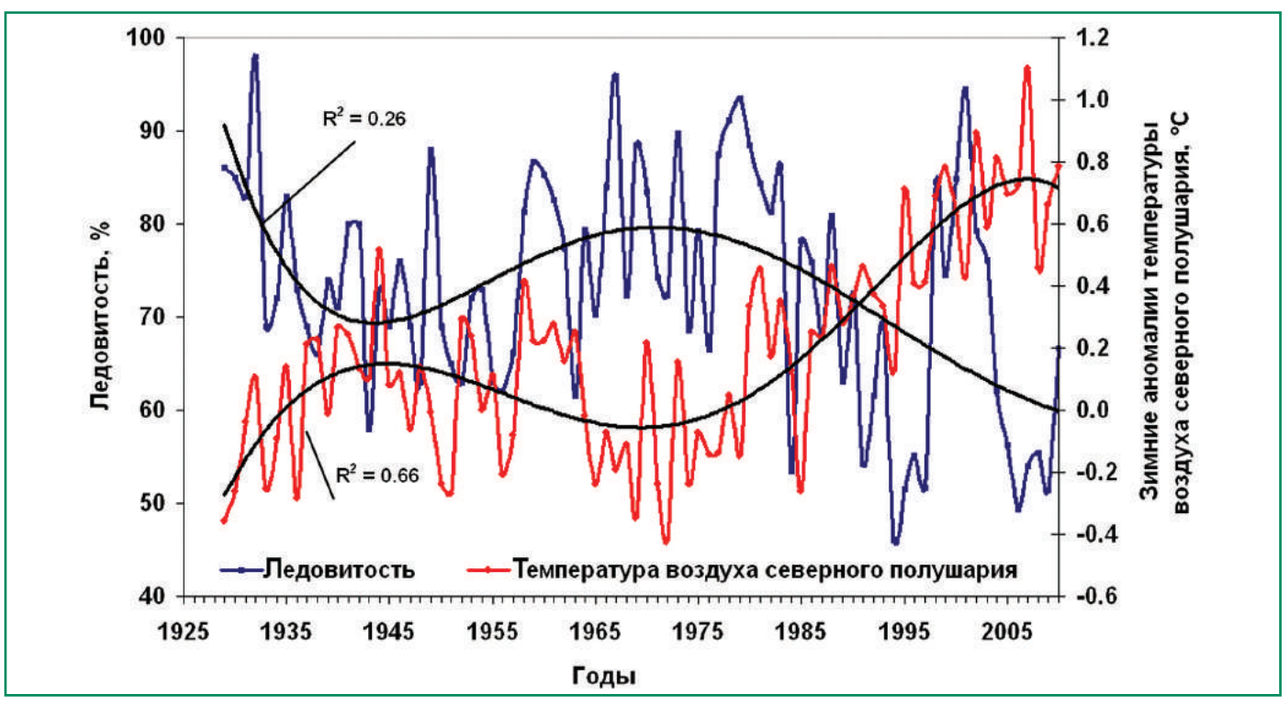


Рис. 5.4.4.4. Долговременные ряды максимальной ледовитости Охотского моря (в марте) и зимней аномалии (относительно нормы за 1961–1990 гг.) средней для Северного полушария температуры воздуха и их полиномиальные аппроксимации (Ustinova, Zuenko, 2011).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 707

ного хода (полиномиальных трендов) максимальной ледовитости Охотского моря и полушарной зимней температуры воздуха. Подобного соответствия не отмечается ни для ледовитости Берингова моря (хотя при скользящем 11-летнем осреднении корреляция с полушарной температурой здесь становится значимой), ни Татарского пролива. Аналогичные закономерности получены и при совместном анализе многолетнего хода глобальной температуры и ледовитости дальневосточных морей.

При сравнении колебаний ледовитости дальневосточных морей и региональной температуры воздуха (по данным гидрометеорологических станций) было обнаружено, что наиболее согласованы эти 2 параметра в Беринговом море, особенно для станции Святой Павел (Ustinova, Sorokin, 2002). Зимние тренды температуры воздуха на станциях северного побережья Охотского моря отрицательны, что не соответствует трендам на уменьшение ледовитости этого моря. По-видимому, это объясняется местными особенностями атмосферной циркуляции.

В соответствии с выявленными на настоящий момент закономерностями изменений и изменчивости ледовитости дальневосточных морей наиболее значительные будущие изменения ледовитости под воздействием роста глобальной температуры произойдут в Охотском море: при повышении глобальной температуры на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. возможно снижение среднезимней площади ледяного покрова приблизительно на 38% от общей площади моря. Оценки возможного уменьшения площади ледяного покрова в Беринговом море и Татарском проливе не столь однозначны из-за высокого влияния региональных процессов, хотя, вероятнее всего, здесь аналогичное снижение ледовитости произойдет на меньшую величину – порядка 15% от общей площади моря.

Прогноз изменения ледовитости в Охотском и Беринговом морях с использованием глобальных климатических моделей CMIP3 на основе оценок, выбранных по критерию воспроизводимости сезонного хода и изменений ледовитости в 1979–1999 гг., указывает на уменьшение ледяного покрова на 40% и более к 2050 г. (Overland, Wang, 2007). Результаты численных экспериментов, выполненных при помощи региональной климатической модели Японского метеорологического агентства для Охотского моря (JMA, 2008) показали несколько меньшее снижение среднезимней ледовитости к концу XXI века – на 20–28% по сравнению с современным периодом. Минимальное снижение общей ледовитости этого моря ожидается в январе–марте (на 19–29%), а максимальное – в период таяния и льдообразования, особенно в ноябре (на 70–79%) и мае (на 63–70%). Однако в последнем случае максимальны и ошибки расчетов.

Итак, среди дальневосточных морей наиболее значительное снижение ледовитости произошло в Охотском море: за последние 56 лет (1957–2012 гг.) среднезимняя ледовитость снижалась на 4% за десятилетие. В Беринговом море и Татарском проливе преобладают статистически незначимые отрицательные тренды. Многолетний сглаженный ход ледовитости именно в Охотском море лучше всего связан с многолетней тенденцией в ходе температуры воздуха северного полушария. Ледяной покров Охотского моря наиболее чувствителен к увеличению глобальной температуры, в то время как в Беринговом море более существенную роль играют крупномасштабные колебания (Эль-Ниньо и Тихоокеанская декадная осцилляция), а в Татарском проливе Японского моря – более высокочастотные региональные синоптические процессы.

5.4.5. Дальние связи ледовитости дальневосточных морей с аномалиями ТПО и потока тепла на поверхности Тихого океана

Наряду с приземной температурой воздуха и температурой поверхности океана (ТПО) хорошими индикаторами разномасштабных региональных изменений климата являются ледовитость морей и составляющие теплового баланса поверхности океана. В данном разделе будут рассмотрены дальние связи ледовитости морей с аномалиями ТПО и результирующего потока тепла (Q), направленного от поверхности Тихого океана в его нижележащие слои ($Q > 0$) и в атмосферу ($Q < 0$).

Как показано в предыдущем разделе существенные аномалии ледовитости повторяются через

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 708

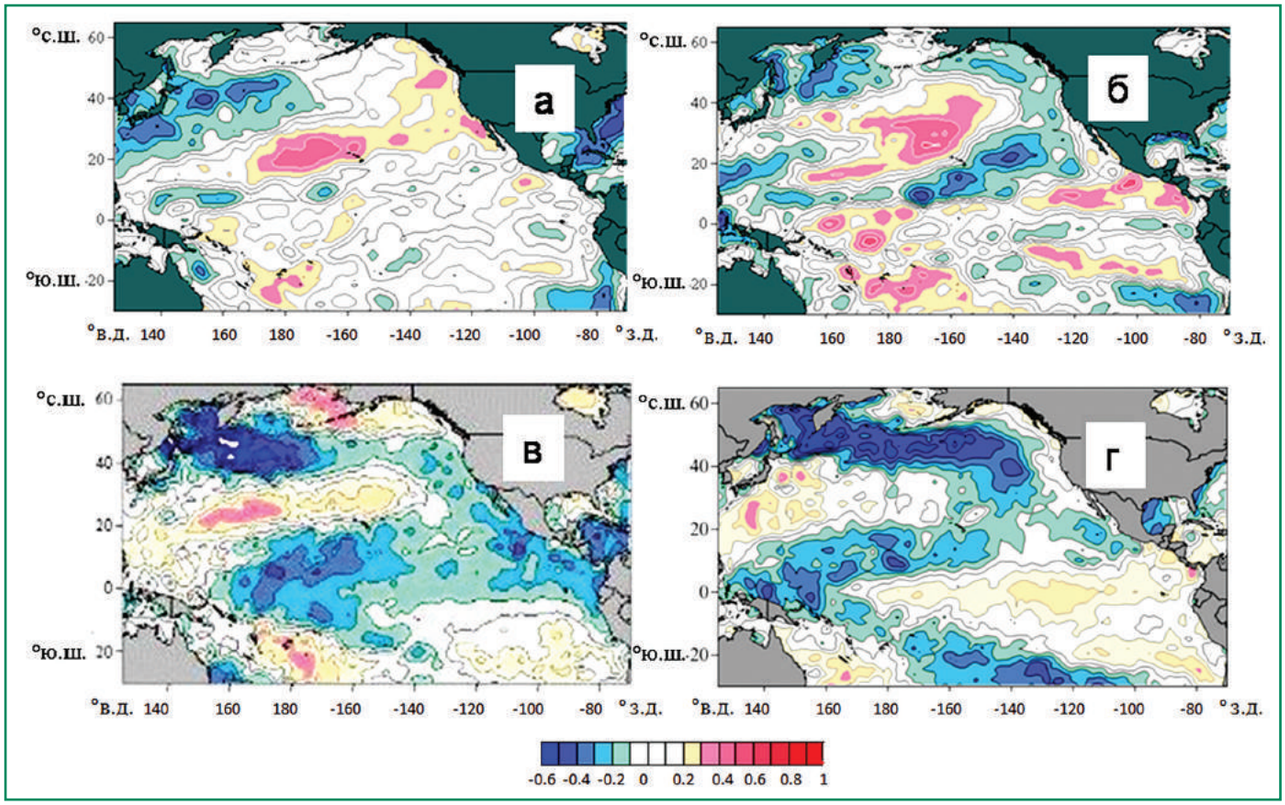


Рис. 5.4.5.1. Коэффициенты корреляции ледовитости Японского (а, в) и Охотского (б, г) морей в феврале со средним за зимний сезон результирующим потоком тепла (а, б) (NCEP/NCAR) из океана в атмосферу (отрицательная величина) и ТПО (в, г) (Hadley SST) в Тихом океане севернее 30° ю.ш. в период с 1980 по 2009 гг.

Рис. 5.4.5.2. Временные ряды сглаженных 5-летним фильтром нормализованных аномалий ледовитости Японского (а) и Охотского (б) морей в феврале (IC) и потока тепла из океана в атмосферу в зимний сезон (*Q*) в областях субарктического фронта и западной субарктики Тихого океана, где отмечаются наибольшие корреляции IC и *Q* (см. рис. 5.4.5.1), по данным с 1948 по 2010 гг.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 709

4–7 лет, а экстремальные примерно через 20 лет, что является проявлением междекадных колебаний. При этом экстремальные аномалии ледовитости Японского и Охотского морей с середины 70-х гг. прошлого столетия, как и фазы многолетних колебаний, как правило, совпадают, хотя, межгодовые могут существенно отличаться по амплитуде и фазе.

Анализ связи между изменением потока тепла в северной части Тихого океана и ледовитостью дальневосточных морей (рис. 5.4.5.1) показывает, что увеличение ледовитости Японского и Охотского морей в период максимального развития ледяного покрова связано с усилением среднего за зимний сезон потока тепла Q в атмосферу в районе течения Куросио и западной субарктике в случае Японского моря (рис. 5.4.5.1а), и в западной и восточной субарктике, восточных субтропических и тропических районах в случае Охотского моря (рис. 5.4.5.1б). Этой связи сопутствует понижение ТПО в субарктике (Шкорба, 2010; Ustihova, Zuenko, 2011), восточных субтропиках и тропической зоне Тихого океана. Предшествующими увеличению ледовитости летними аномалиями являются уменьшение ТПО и потока тепла в океан в юго-западном субтропическом и северо-восточном субарктическом районах океана.

На рис. 5.4.5.2 показаны взаимосвязанные интердекадные (с периодом около 30 лет) колебания ледовитости морей в феврале и потока тепла, осредненного за зимний сезон (декабрь–январь) в выделенных районах океана, где достигается наибольшая статистическая связь между этими величинами. Предшествующими сезонными аномалиями являются уменьшение потока тепла в океан и понижение ТПО в теплый период года в юго-западном субтропическом и северо-восточном субарктическом районах океана (Пономарев и др., 2010; Пономарев и др., 2012).

Заметна связь отмеченных экстремальных аномалий и фаз многолетних колебаний с аномалиями муссонной системы Северо-Восточной Азии и северо-западной части Тихого океана, в частности с аномалиями составляющих приземного ветра и атмосферного давления (Шкорба, 2010; Shkorba et al., 2012), аномалиями центров действия атмосферы в умеренных широтах АТР – сибирского антициклона и алеутской депрессии.

Таким образом, статистический и композитный анализ данных наблюдений показывают существование объясняемой одним и тем же физическим механизмом связи аномалий ледовитости Японского и Охотского морей с согласованными аномалиями потоков тепла и температуры поверхности (ТПО) в субарктике, субтропиках и тропиках Тихого океана. Усиление зимнего муссона, значительное увеличение ледовитости этих морей на масштабах межгодовых и многолетних колебаний климата связано с увеличением потока тепла в атмосферу в районе течения Куросио и западной субарктике в случае Японского моря, в западной и восточной субарктике в случае Охотского моря. Этой связи сопутствует понижение ТПО в субарктике, восточных субтропиках и тропической зоне Тихого океана. Предшествующими сезонными аномалиями являются уменьшение потока тепла в океан и ТПО в теплый период года в юго-западном субтропическом и северо-восточном субарктическом районах океана.

5.4.6. Температура поверхности моря

Долговременные ряды наблюдений показывают тенденцию роста температуры поверхности дальневосточных морей (ТПМ), однако величина тренда и характер изменчивости ТПМ для различных морей различны.

По данным Японского метеорологического агентства рост ТПМ в центральной части Японского моря за период 1900–2012 гг. составил +1.72°C за сто лет, что значительно выше средних величин по Мировому океану и северной части Тихого океана (соответственно +0.51°C и +0.45°C) (JMA, 2013). Между тем, тенденция изменения ТМП в северной части моря, включая Татарский пролив, по данным JMA не определена в связи со значительным вкладом межгодовых и декадных колебаний. Скорость роста ТПМ в центральной части Японского моря превышает скорость роста температуры воздуха в Японии, что указывает на вклад в этот процесс адвекции тепла Цусимским течением. Прогнозируемый JMA к концу XXI века рост ТПМ в Японском море составляет 1.9–3.1°C при различных климатических сценариях (JMA, 2008).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 710

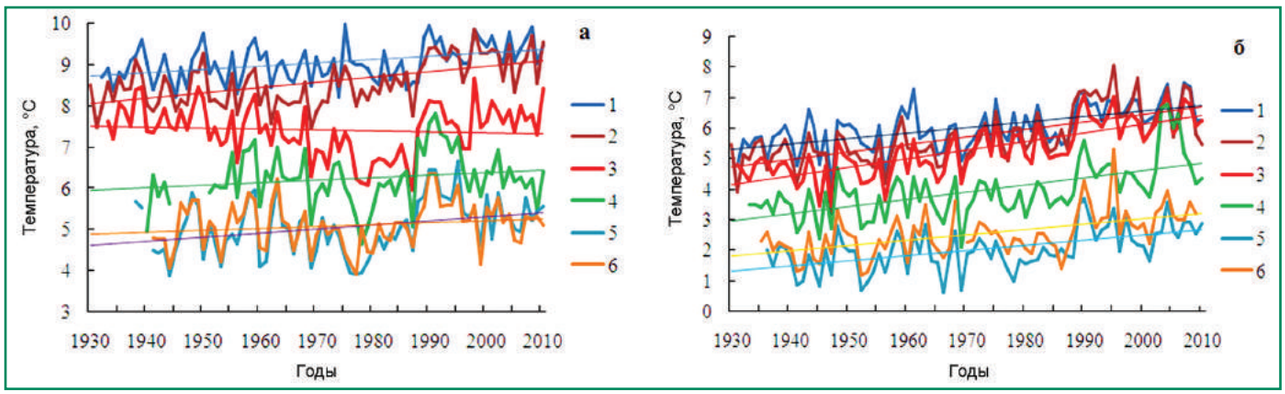


Рис. 5.4.6.1. Межгодовая изменчивость температуры воды (а) и воздуха (б) на ГМС Приморья (Гайко, 2007; 2012).

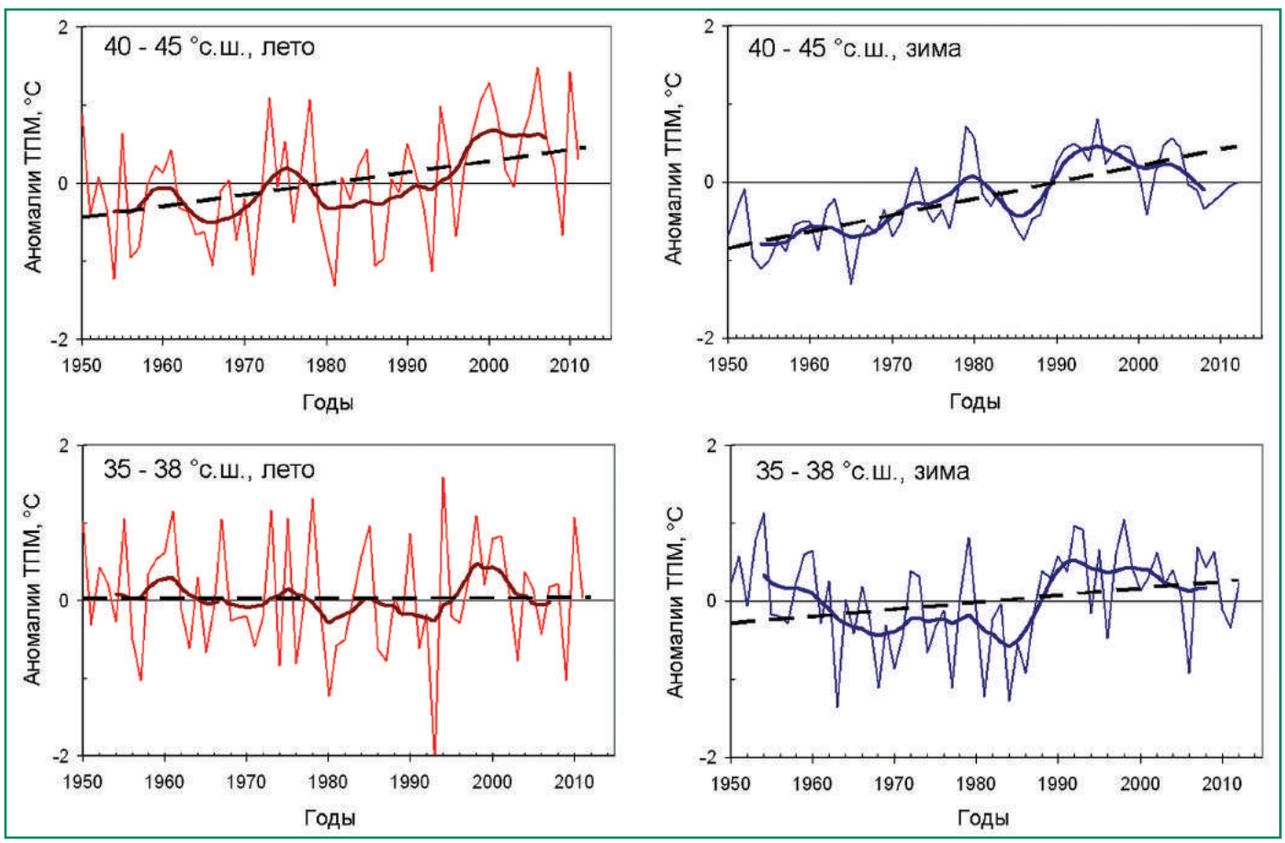


Рис. 5.4.6.2. Изменение ТПМ в северной (вверху) и южной (внизу) частях Японского моря в летний (слева) и зимний (справа) периоды (Zuenko et al., 2010; Zuenko, 2012).

В российской зоне тенденция повышения температуры воды и воздуха отчетливо прослеживается на большинстве прибрежных метеостанций Приморского края (рис. 5.4.6.1). Среднегодовая температура воды на основных метеостанциях в северо-западной части Японского моря возросла с 1900 по 2006 г. на 0.7°С, а температура воздуха – на 1.2°С (Гайко, 2007; 2012). При этом значителен разброс значений на разных станциях. В Посьете (самые южные морские воды РФ) рост температуры воздуха был минимальным (1°С за 50 лет), а во Владивостоке – максимальным (выше 2°С). Особенно заметен рост зимних температур воды и воздуха.

Анализ полей ТПМ всей акватории Японского моря, подготовленных Японским метеорологи-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 711

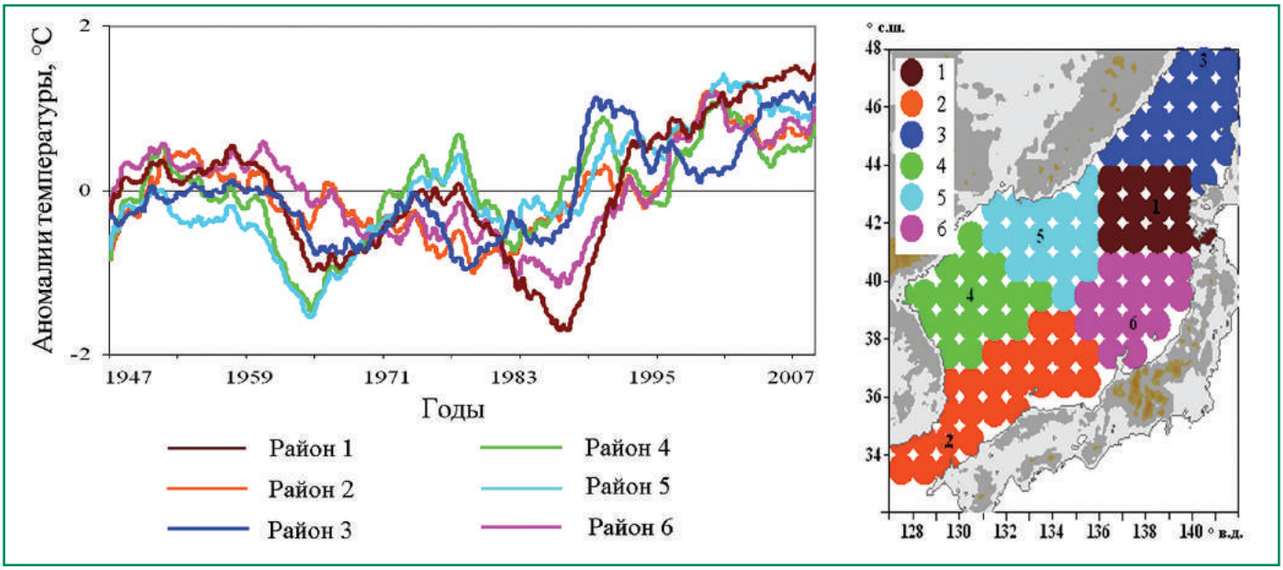


Рис. 5.4.6.3. Межгодовое изменение температуры поверхности вод различных характерных районов Японского моря за период 1948–2008 гг. пятилетнее скользящее среднее (Ponomarev and Dmitrieva, 2009).

ческим агентством, показывает различия в тенденциях между северной и южной частями моря (рис. 5.4.6.2). Если к северу от субарктического фронта отчетливо заметна тенденция роста ТПМ как зимой, так и летом, то в южной части моря, контролируемой поступлением вод Цусимского течения, она отсутствует.

Еще более неоднородное пространственное распределение тенденций изменения ТПМ Японского моря получено на основе массива данных центра Хэдли (Ponomarev, Dmitrieva, 2009). В ходе циклического изменения ТПМ заметны различия в фазах межгодовых колебаний для различных характерных районов моря (рисунок 5.4.6.3).

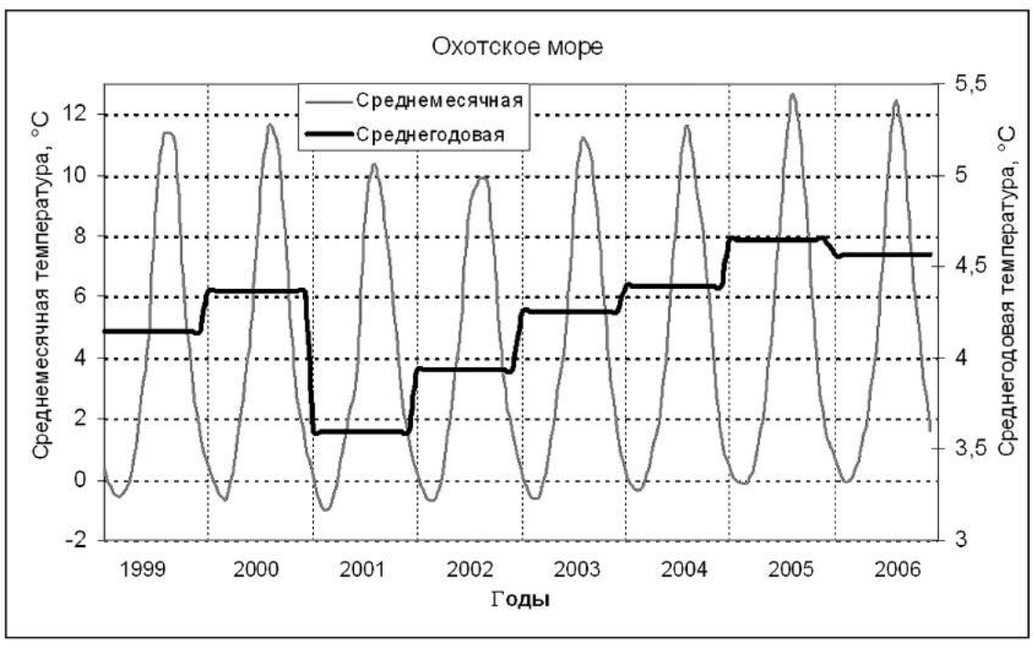


Рис. 5.4.6.4. Межгодовые изменения температуры воды на поверхности Охотского моря в 1999–2006 гг. Черные линии – средняя годовая температура; серые линии – среднемесячные значения температуры.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 712

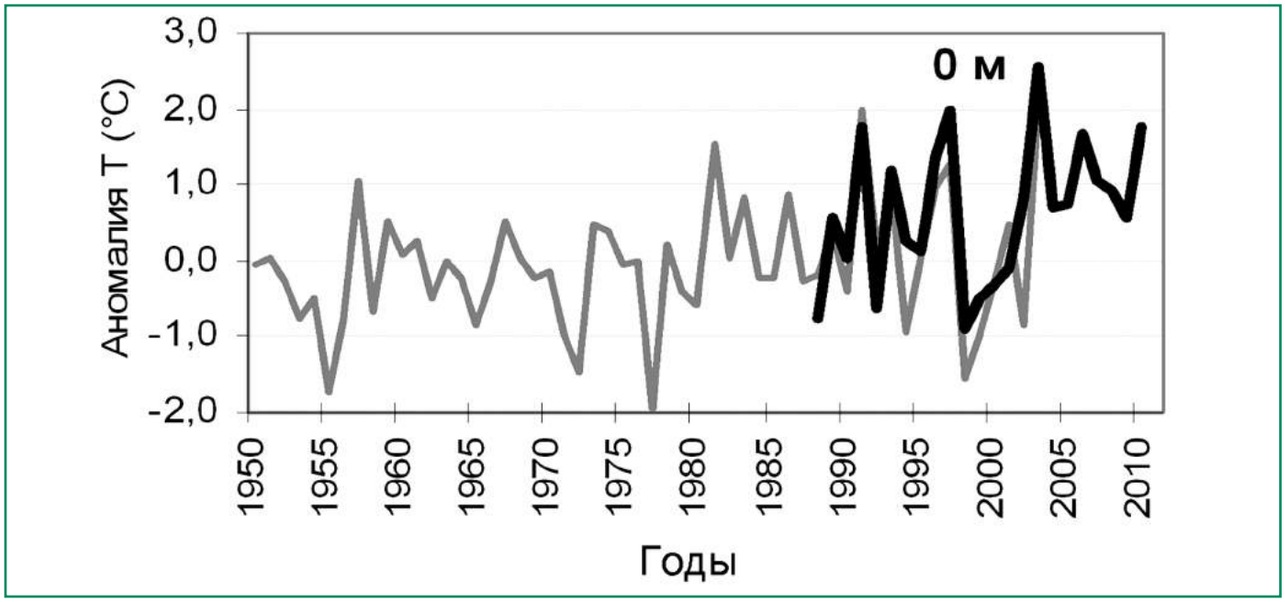


Рис. 5.4.6.5. Аномалия летней температуры поверхностной воды в западной части Берингова моря в теплое полугодие. Серая кривая – по данным Climatic Atlas (2009); черная – по данным ТИНРО-центра.

Практически противоположные тенденции наблюдаются после 2002 г в северо-западной части моря, прилегающей к побережью южной части Приморского края и северо-восточной части моря, включая Татарский пролив. Это может объясняться доминированием различных факторов, обусловливающих изменение ТПМ. Так, интенсивность зимнего муссона является определяющей для северо-западной части моря, в то время как восточные регионы в большей степени контролируются адвекцией вод Цусимского течения.

В Охотском море температура воды в южной части за последние 50 лет возросла на 0.6°C (Oshima et al., 2009). В северной части Охотского моря (а также юго-восточнее Камчатки) летом 2008 г. отмечались наиболее значительные (более 3°C) за последние годы положительные аномалии ТПО (Устинова и др., 2008). Увеличение среднегодовой температуры поверхностных вод Охотского моря в период с 2001 по 2005 г составило 1.1°C. а среднемесячных величин для августа – 2.1°C (рис. 5.4.6.4, Хен и др., 2008)

В Беринговом море в последнее десятилетие отмечается преимущественно повышение температуры (Хен и др., 2012) (рис. 5.4.6.5). В целом можно сделать заключение, что тенденция повышения ТПМ дальневосточных морей России в последние годы сохраняется.

5.4.7. Характеристики толщи вод

При подготовке раздела использованы все доступные материалы глубоководных океанографических наблюдений (более 750 тыс. станций за период 1900–2012 гг.), основная часть которых заимствована из исторических массивов, имеющихся во ВНИИГМИ-МЦД. Использованные данные получены организациями России, Японии, КНДР, республики Корея и США. Данные глубоководных наблюдений включают батометрические (bottle data), батитермографные (Mechanical Bathythermograph Data – MBT) и High Resolution Data (CTD) наблюдения. Включены также наблюдения отрывными термозондами (Expendable Bathythermograph Data – XBT) и данные дрейфующих буев (Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer – PALACE). Кроме этого использованы материалы специальных экспедиционных наблюдений ТОИ ДВО РАН в Японском море за период и 1995–2012 гг. и литературные источники.

5.4.7.1. Японское море

Деятельный слой. На рис. 5.4.7.1 представлена межгодовая изменчивость температуры воды на акватории всего Японского моря, полученная

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 713

по результатам разложения полей средних за январь–март аномалий температуры воды по ЭОФ на горизонте 50 м за наиболее представительный период (1950–2001 гг.). Как следует из представленного рисунка, размах межгодовых колебаний температуры в подповерхностных водах моря может достигать 4°С. По результатам спектрального анализа выделены 6 и 2–3-летние колебания (Лучин и др., 2007). Проведенные расчеты также показали, что статистически значимый линейный тренд в подповерхностных водах Японского моря не выделяется. Эти оценки не расходятся с результатами предшествующих авторов для ограниченных акваторий моря (Зуенко, 2002; Лучин и др., 2005; Уранов, 1968; Pavlychev, Teterin, 1996; Watanabe et al., 1986; Zuenko, 1994) и для моря в целом (Лучин и др., 2003; Пономарев и др., 2000; Ponomarev, Salyuk, 1997).

Залив Петра Великого. Предшествующие результаты исследования межгодовой изменчивости параметров вод залива, как правило, имеют ограничения в пространстве (Зуенко, 2002; Зуенко, Надточий, 2003; Надточий, Зуенко, 2000), по продолжительности использованных рядов (Винокурова, Скокленева, 1980; Pavlychev, Teterin, 1996) или основаны на данных ГМС (Гайко, 2005; Савельев, 2000). Однако данные ГМС несут в себе информацию, как правило, локальных акваторий (конкретных бухт или ограниченных участков заливов) и не всегда адекватно отражают изменения, реально наблюдаемые в мористых районах залива.

В работе (Лучин, Тихомирова, 2010) выполнено разложение полей аномалий температуры воды по ЭОФ, на основе которого (используя вклад только первой компоненты разложения, которая отражает синхронные изменения) рассмотрена межгодовая изменчивость температуры залива Петра Великого. Получено, что в межгодовых изменениях температуры поверхностных вод залива присутствует значимый линейный рост (рис. 5.4.7.2а), который за период 1952–2009 гг. в глубоководной части залива составляет 1.6–2.2°С, а в вершинах Амурского и Уссурийского заливов уменьшается до 0.5–0.7°С. В подповерхностных водах залива значимого тренда не

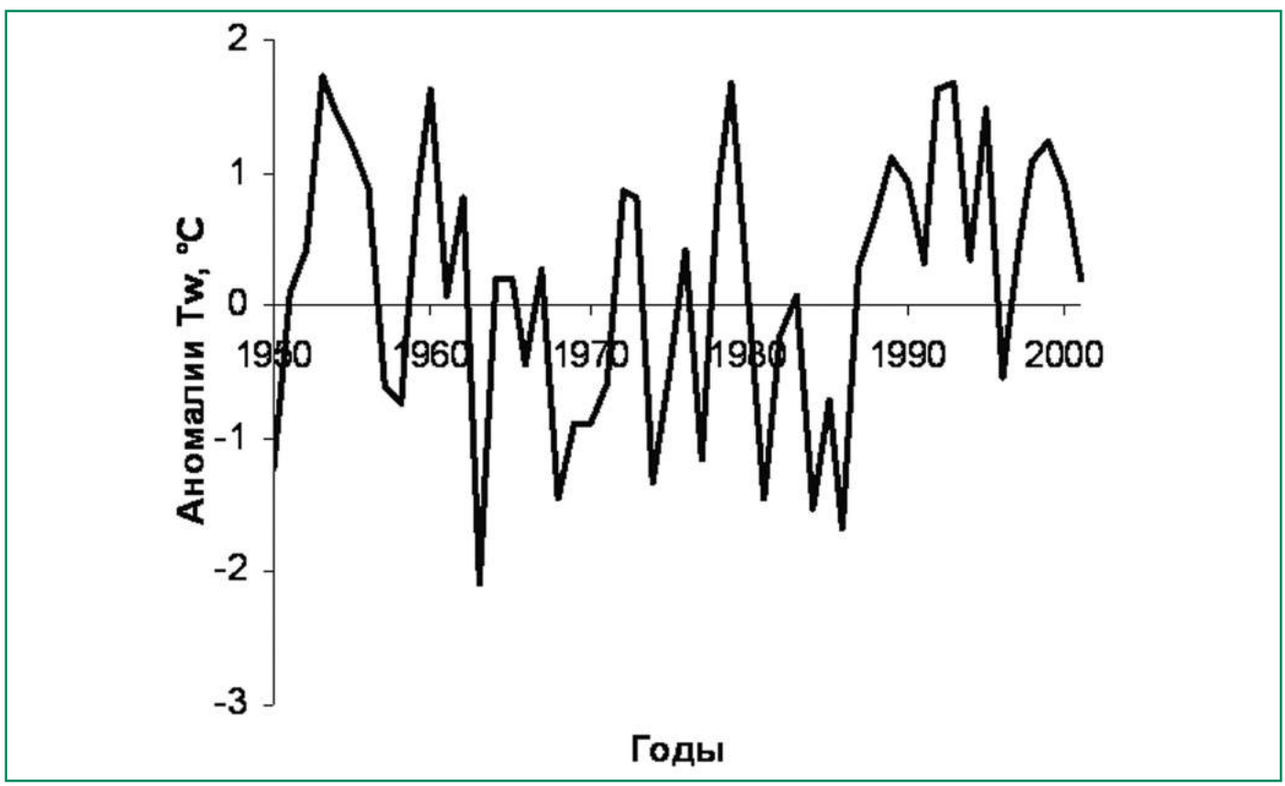


Рис. 5.4.7.1. Межгодовая изменчивость средних за январь–март аномалий температуры воды Японского моря на горизонте 50 м.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 714

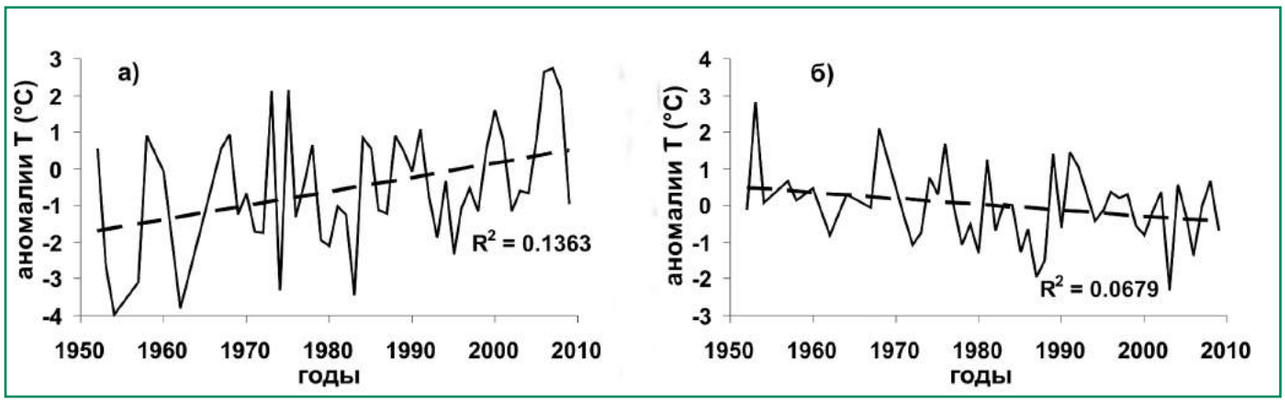


Рис. 5.4.7.2. Межгодовые изменения аномалий температуры воды в заливе Петра Великого: а – поверхность (июль–сентябрь), б – подповерхностный слой (январь–июнь).

выявлено. Можно отметить лишь возможную тенденцию понижения температуры, которая за период 1952–2009 гг. в юго-западной части залива составляет 0.7–0.9°С, а в северной и восточной его частях – уменьшается до 0.2–0.4°С (рис. 5.4.7.2б). Следует отметить, что представленные линейные рост и падение температуры происходят на фоне более существенных межгодовых изменений, размах которых в поверхностном слое достигает 4–5°С, а на подповерхностных горизонтах он несколько меньше (до 3–4°С). Спектральный анализ показал, что в поверхностных водах присутствуют 2–3 и 11-летние колебания, а в подповерхностных водах – 2–3 и 9-летние.

Интенсивность и масштаб антропогенных процессов в прибрежной зоне залива Петра Великого, которые тесно связаны с временным фактором, можно проследить на примере бухты Золотой Рог (г. Владивосток). Наиболее мощному техногенному прессу природные комплексы береговой зоны

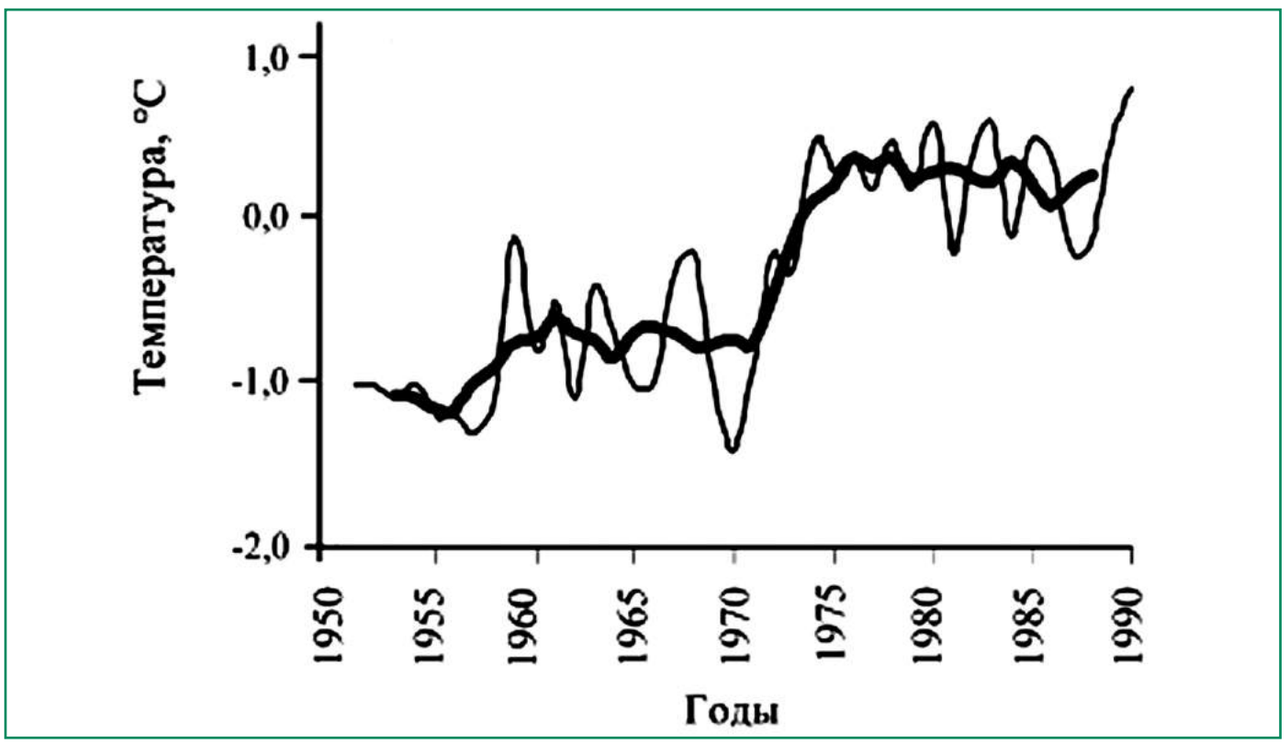


Рис. 5.4.7.3. Межгодовые изменения температуры воды на поверхности бухты Золотой Рог в марте. Жирная линия – пятилетнее сглаживание.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:27 PM Page 715

подвергались в 1960–1980-е годы, когда шло интенсивное строительство причалов, судоремонтных заводов, доков, грузовых терминалов и ТЭЦ (Petrenko, 2000). Особенно существенные экологические изменения произошли в прибрежных районах г. Владивостока за последние 40–50 лет. Например, по данным К. А. Гомоюнова (1930) в зимний период акватория бухты Золотой Рог, как правило, была покрыта льдом, и с января по апрель суда на рейде Владивостока не стояли. В тоже время, начиная с 80-х годов прошлого столетия , только в очень суровые годы на акватории бухты Золотой Рог формируется устойчивый ледяной покров. Эти изменения в гидрологическом режиме связаны с вводом в эксплуатацию ТЭЦ-2. Экологическая роль последствий ее работы, а также промышленных и бытовых сбросов в прибрежную часть г. Владивостока представлена в работе (Лучин и др., 2007). Получено, что в зимний период температура воды после 1970-х годов возросла (по данным станции Владивосток-порт) в среднем на 1.5°С (см. например, рис. 5.4.7.3).

По данным наблюдений на станциях ОГСНК в последние десятилетия в режиме бухты Золотой Рог (за счет антропогенных факторов) произошли следующие изменения (Лучин и др., 2007). В ее вершине температура воды (по сравнению с периодом 1950–1970 гг.) увеличилась зимой на 3.7°С, а вблизи устья р. Объяснения в отдельные годы она может достигать 10–12°С. В центральной части бухты температура воды возросла на 1.0°С, а на выходе из бухты (вблизи пролива Босфор Восточный) ее изменения практически не заметны. Соленость на поверхности в вершине бухты Золотой Рог понизилась на 1.85‰, в средней ее части – на 1.05‰, а на выходе из бухты – на 0.7‰. На горизонте 10 м соленость воды в средней части бухты Золотой Рог понизилась на 0.75‰, а на выходе из нее – на 0.25‰. В вершине бухты Золотой Рог содержание растворенного кислорода на поверхности понизилось примерно на 0.2 мл/л (вследствие влияния ТЭЦ-2), а на остальной акватории бухты (как на поверхности, так на подповерхностных горизонтах) оно увеличилось примерно на 0.5 мл/л. Предполагается, что это следствие уменьшения солености (за счет промышленных и бытовых стоков), а также более интенсивного развития фитопланктона (как отклик на рост температуры воды).

Промежуточные и глубинные воды. В работе (Лучин и др., 2010) выполнено разложение полей аномалий температуры воды по ЭОФ, на основе которого (используя вклад только первой компоненты разложения, которая отражает синхронные изменения в пределах всего моря) рассмотрим межгодовую изменчивость температуры проме-

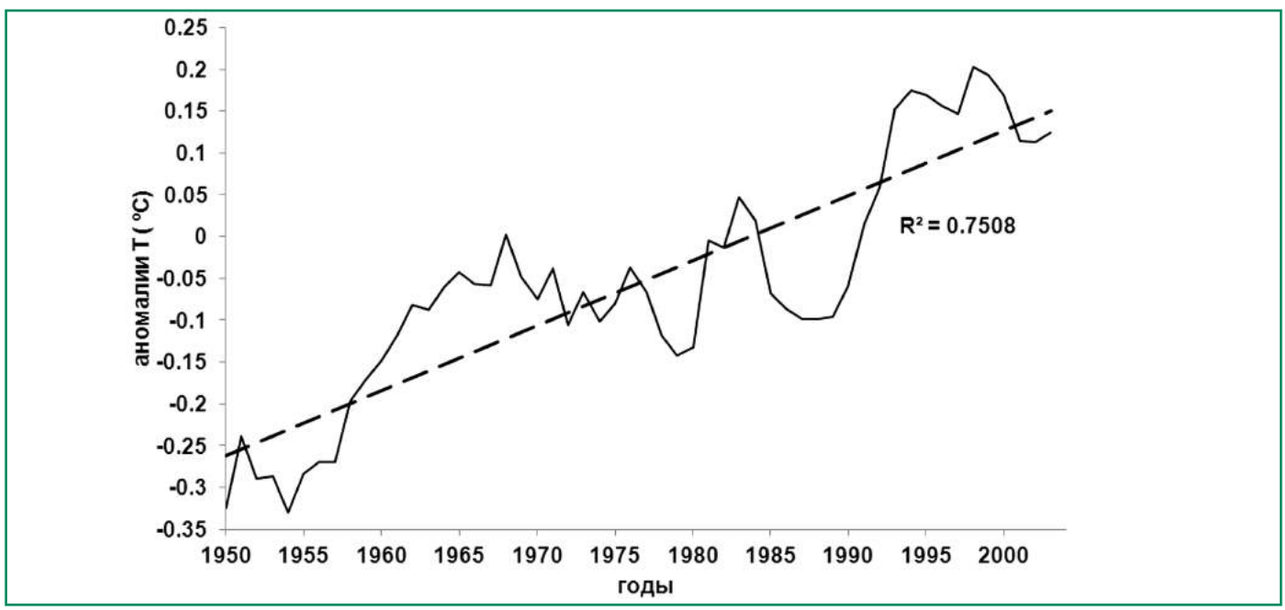


Рис. 5.4.7.4. Межгодовая изменчивость средних за год аномалий температуры промежуточных вод Японского моря на горизонте 400 м.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 716

жуточных вод Японского моря на горизонте 400 м за период 1950–2003 гг. (рис. 5.4.7.4). Этот горизонт, согласно классификации (Kim et al., 1997), находится в пределах промежуточной водной массы, которая играет ключевую роль в формировании вертикальной структуры вод Японского моря. Было показано (Лучин и др., 2010), что максимальная изменчивость промежуточных вод приходится на район Центральной котловины моря, где максимальный прирост температуры за 50 лет составил ~0.45°С. В прибрежных зонах прирост оказался примерно одинаковым (~0.2°С). Спектральный анализ показал, что в промежуточных водах моря присутствуют колебания с периодами 5, 8 и 13 лет. Декадная изменчивость представлена двумя циклами с периодами 20–25 лет. При этом их амплитуды достигают 0.2°С, что всего в два раза меньше прироста температуры за 50 лет. Начало первого цикла приходится на начало 1950-х годов, второго – на середину 1970-х годов. Циклы различаются частотами заполняющих колебаний: в первом доминируют колебания с периодами 3–4 года, во втором – 6–7 лет (рис. 5.4.7.4).

В слое 500–1500 м, начиная с 1950-го года, также отмечается рост температуры воды (Luchin et al., 2009). Так, на горизонте 500 м в районе к югу и юго-востоку от Владивостока он составил 0.32°С за 54 года, а в южной части моря (район антициклонического меандра Восточно-Корейского течения) – 0.27°С. По мере дальнейшего роста глубин величина отмеченной тенденции роста температуры воды уменьшается и на горизонте 1500 м она не превышает 0.08 и 0.06 °С в северной и южной части моря соответственно. Следует отметить, что представленные тенденции линейного роста температуры воды в слое 500–600 м сравнимы с сезонными вариациями температуры воды на этих глубинах (Лучин и др., 2003).

Направленные тенденции изменений солености в Японском море имеют меньшие значения. Более того, они выражены не на всей акватории моря. Заметный рост солености за 54-летний период (0.04–0.08‰) наблюдается только в северной части Японского моря в слое 50–300 м (Luchin et al., 2009). В тоже время на всех глубинах южной части моря и на глубинах 400–1500 м в северной части моря направленные тенденции

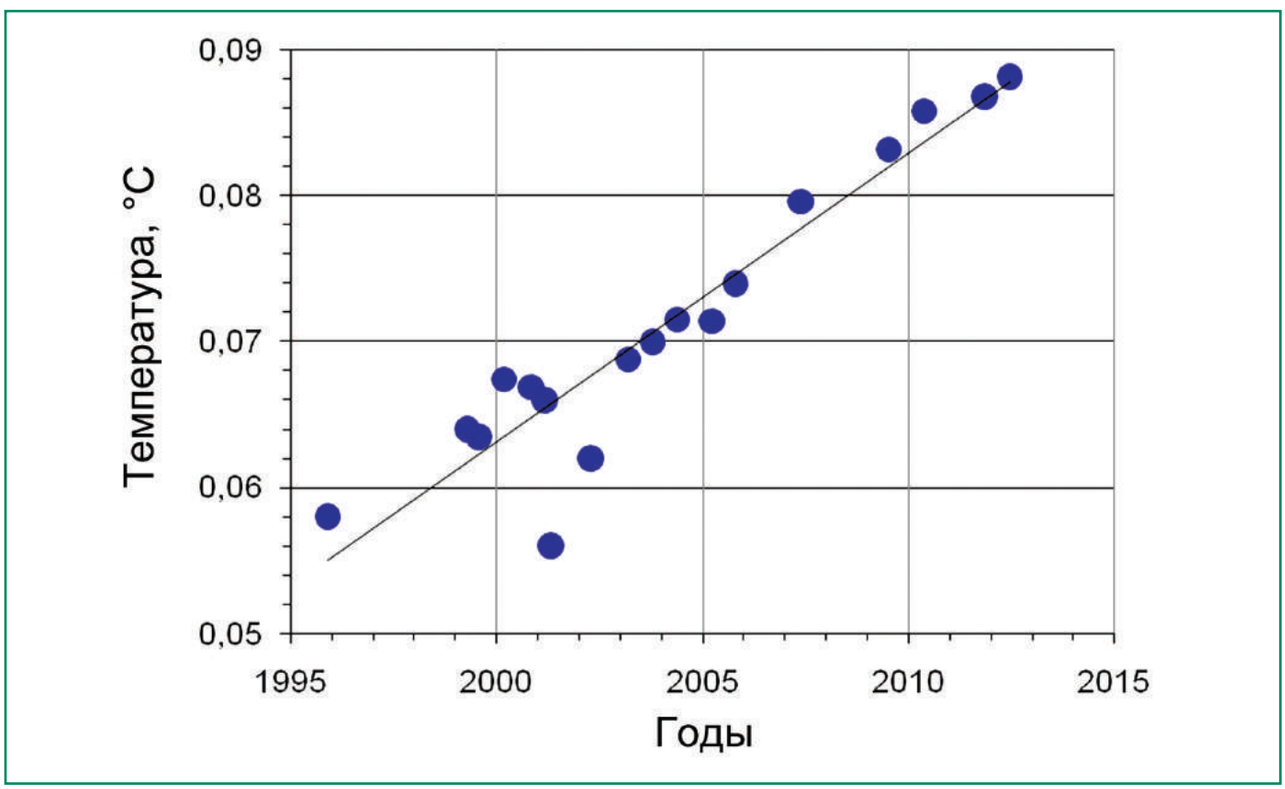


Рис. 5.4.7.5. Межгодовые изменения температуры придонных вод Японской котловины (Lobanov et al., 2012).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 717

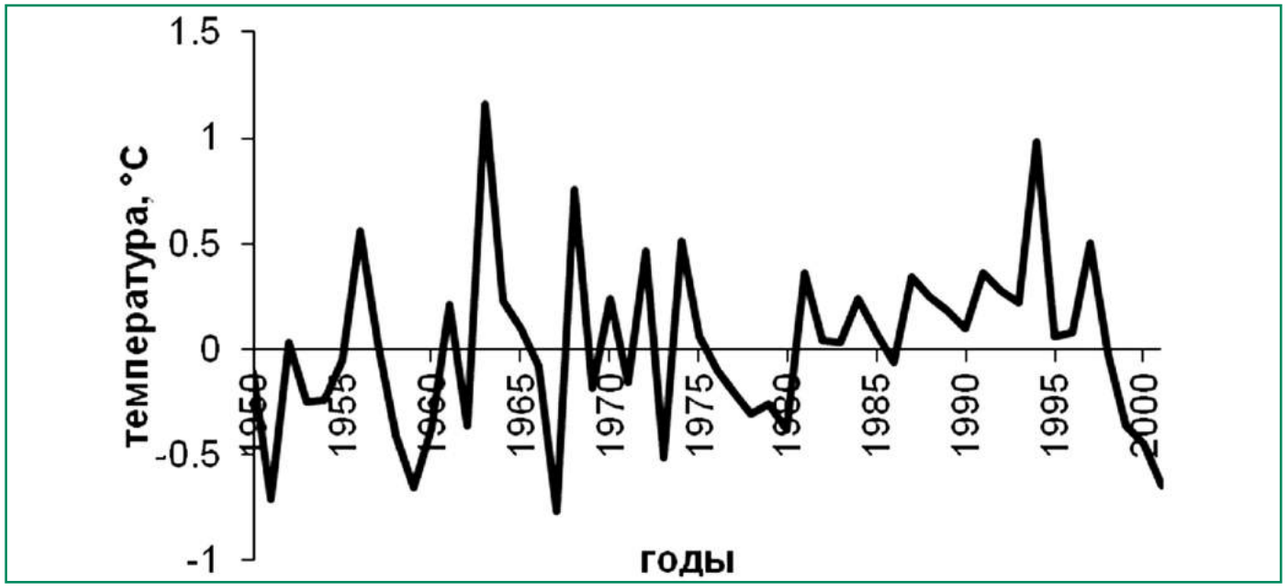


Рис. 5.4.7.6. Межгодовая изменчивость температуры воды Охотского моря на горизонте 50 м.

находятся в пределах точности определений солености преобладающего числа океанографических станций (0.02‰).

Придонные воды. Тенденция повышения температуры и уменьшения содержания растворенного кислорода придонного слоя вод Японского моря, как реакции на ослабление конвективных процессов в связи с потеплением климата широко обсуждается в научной литературе последних десятилетий (Gamo et al., 1986; Ponomarev et al., 1996; Пономарев и др., 2000; Gamo et al., 2001; Kim et al., 2001; 2004). На рис. 5.4.7.5 приведен график межгодовых изменений температуры придонного слоя вод в области Японской котловины.

Значения потенциальной температуры осреднены по однородному адиабатическому слою (Gamo et al.. 1986) от 2400–2800 м до дна в районе 38–44° с.ш. и 131–137° в.д. Заметна тенденция роста температуры воды со средней скоростью 0.0018 °С/год за рассмотренные 17 лет, которая была прервана вентиляцией придонного слоя аномально холодной зимой 2000–2001 гг. (Lobanov, et al., 2002; Kim et al., 2002; Talley et al., 2003; Tsunogai et al., 2003). Анализ предыдущих наблюдений показывает изменение температуры придонных вод с 0.002 °С по наблюдениям ИОРАН на НИС “Витязь” 50-х годов до 0.040°С в 1992 по наблюдениям ТОИ ДВО РАН (Пономарев и др., 2000). Это соответствует средней скорости 0.0009°С/год, что в два раза меньше наблюдаемой в настоящее время. Однако можно предположить, что тенденция потепления, отмечавшаяся с 1950-х гг. также прерывалась вентиляционными событиями, аналогичными 2000–2001 гг. или более интенсивными.

5.4.7.2 Охотское море

Деятельный слой. Межгодовые изменения температуры воды в деятельном слое вод Охотского моря представлены по данным работы (Лучин, Жигалов, 2006), в которой выполнено разложение средних за март–июль полей аномалий температуры воды по ЭОФ. Получено, что подповерхностный слой, в котором наиболее ярко отражается эффект осенне-зимнего выхолаживания вод Охотского моря, в весенне-летний период сохраняется между горизонтами 50 и 100 м. Используя вклад только первой компоненты разложения, которая отражает синхронные изменения в пределах всего моря, рассмотрим межгодовую изменчивость температуры. Как следует из рис. 5.4.7.6, размах межгодовых колебаний температуры в подповерхностных водах моря может достигать 2°С. По результатам спектрального анализа выделены 8 и 2–3-летние статистически значимые колебания. Проведенные расчеты также показали, что статистически значимого линейного

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 718

тренда в подповерхностных водах Охотского моря не выделяется.

Промежуточные воды. Межгодовые и декадные изменения различных параметров в промежуточных водах Охотского моря (глубины от 200–300 м до 600–800 м) достаточно широко представлены в публикациях последнего десятилетия (Andreev, Kusakabe, 2001; Andreev, Shevchenko, 2008; Hill et al., 2003; Itoh, 2007; Luchin et al., 2009; Nakanowatari et al., 2007; Osafune, Yasuda, 2006). В них отмечено потепление промежуточных вод, а также понижение в них содержания растворенного кислорода. Следует отметить, что авторы этих публикаций, как правило, анализировали данные ограниченных регионов моря. Более того, полученные ими межгодовые ряды параметров имели ограничения по продолжительности, а также пропуски внутри рассматриваемых периодов.

В работе Luchin et al., 2011 межгодовая изменчивость в промежуточных водах Охотского моря представлена по результатам разложения средних за год полей аномалий температуры и солености воды в диапазоне плотности 26.8–27.2σ_θ. Рассмотрены только первые составляющие разложения, которые отражают крупномасштабные синхронные изменения. Получено, что максимальная изменчивость полей температуры и солености в диапазоне плотности 26.8–27.2σ_θ выделяется у восточного склона острова Сахалин, у северо-западной периферии Курильской котловины, а также на северной периферии глубоководной части моря. Это подтверждают и графики, приведенные в Атласе (Luchin et al., 2009), где показано, что в западной части котловины моря межгодовые изменения параметров вод существенно выше, чем в районе, прилегающем к Курильской гряде. Совместный анализ собственных векторов и их временных коэффициентов показал (например, рис. 5.4.7.7а), что размах межгодовых изменений температуры в промежуточных водах Охотского моря достигает 1°С. Кроме того, в межгодовых изменениях температуры промежуточных вод за период с 1949 по 2010 гг. выделяются значимые линейные тренды, которые свидетельствуют о значительном росте температуры воды на всех изопикнических поверхностях. Максимальный линейный рост температуры воды за 54 года (до 0.6–0.9°С) выделен на поверхностях 26.8 и 27.0σ_θ (рис. 5.4.7.7а). На изопикнической поверхности 27.2σ_θ линейный рост температуры несколько меньше – 0.4–0.8 °С.

Размах межгодовых изменений солености в промежуточных водах Охотского моря существенно меньше – до 0.06‰ (рис. 5.4.7.7б). Линейный рост солености за рассматриваемый период также был существенно меньше. Его минимум (не превышающий 0.01–0.03‰) характерен для района, расположенного вблизи Курильских проливов, а также для восточной периферии глубоководной котловины моря. Повышение значений линейной тенденции роста солености (до 0.04–0.06‰) выделяется на периферии циклонического круговорота вод моря с максимумом у склона острова Сахалин. Графики, приведенные в Атласе (Luchin et al., 2009), также свидетельствуют о повышенном росте солености в западной части глубоководной котловины Охотского моря за рассматриваемый период.

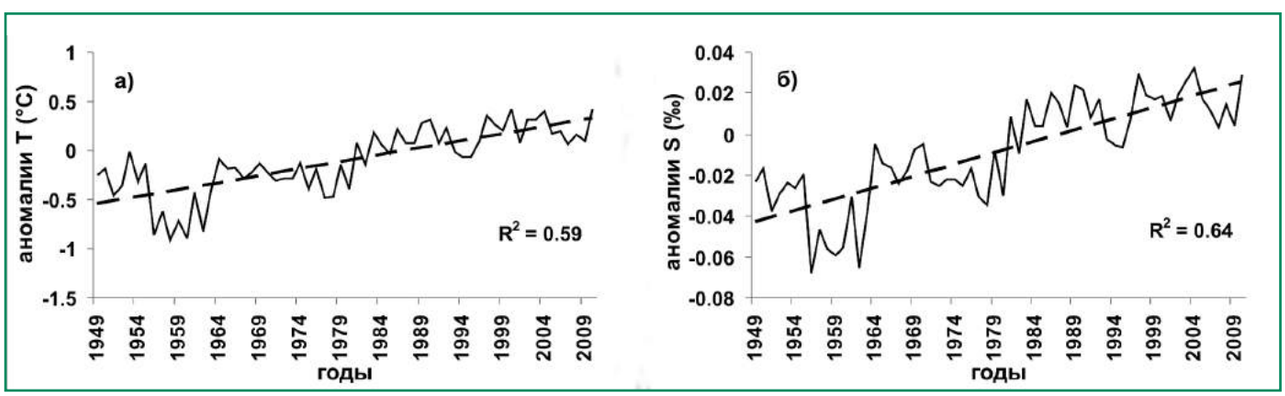


Рис. 5.4.7.7. Межгодовые изменения аномалий температуры воды (а) и солености (б) на изопикнической поверхности 27.0 в Охотском море.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 719

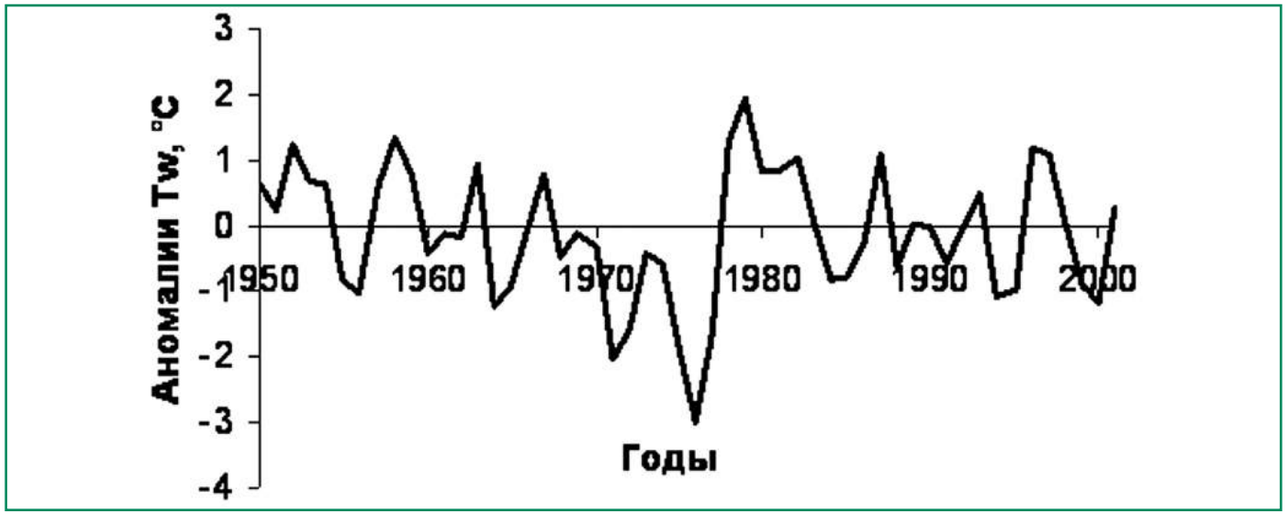


Рис. 5.4.7.8. Межгодовая изменчивость температуры воды Берингова моря на горизонте 50 м.

Спектральный анализ рядов температуры и солености показал, что в промежуточных водах Охотского моря выделяются следующие доминирующие периоды изменчивости: около 2.3–4.5–6 лет и декадная (от 10 до 20 лет).

В глубинной тихоокеанской водной массе сохраняется дифференциация в значениях линейного роста температуры и солености (Luchin et al., 2009), отмеченная выше для промежуточной водной массы. Максимальные значения, например, на горизонте 600 м, выделяются вблизи о. Сахалин (до 0.65°С), а минимальные (0.27°С) – в районе, прилегающем к центральным и северным проливам Курильской гряды. С ростом глубины происходит повсеместное снижение тенденции роста температуры и на горизонте 1200 м – он не превышает 0.08°С в западной части моря и 0.02°С – в восточной.

Соленость в глубинной тихоокеанской водной массе имеет тенденцию на повышение только в западной части Охотского моря. Причем на горизонтах 600 и 800 м она составляет 0.05 и 0.075‰ соответственно, а на горизонтах 1000 и 1200 м – понижается до 0.03‰. В восточной части моря, где происходит основное поступление тихоокеанских вод, устойчивых тенденций за 54-летний период не выявлено (Luchin et al., 2009).

Как в промежуточных водах, так и в глубинной тихоокеанской водной массе наблюдается устойчивая тенденция понижения содержания растворенного кислорода (Luchin et al., 2009). В западной части моря она хорошо выражена в слое 250–1200 м (с максимумом 0.45–0.55 мл/л на горизонтах от 400 до 800 м). Вблизи проливов Курильской гряды и на северной периферии глубоководной котловины моря эта тенденция отмечается в слое 500–1500 м (со значениями от 0.15 до 0.70 мл/л) с максимумами 0.45 и 0.70 мл/л на горизонтах 600 и 800 м соответственно.

5.4.7.3. Берингово море

Деятельный слой. На рис. 5.4.7.8 представлена межгодовая изменчивость температуры воды на акватории всего Берингова моря, полученная по результатам разложения полей средних с апреля по август аномалий температуры воды по ЭОФ на горизонте 50 м. Предварительно выполненный корреляционный анализ показал, что максимальные значения коэффициентов корреляции (0.93–0.95) получены между временным коэффициентом на горизонте 50 м и временными коэффициентами горизонтов 30 и 75 м (это слой остаточного зимнего охлаждения вод). Максимальные амплитуды синхронной межгодовой изменчивости в этом слое выделяются у материкового склона (Лучин, Соколов, 2007).

Проведенные расчеты показали, что статистически значимый линейный тренд в подповерхностных водах Берингова моря не выделяется (рис. 5.4.7.8). По результатам спектрального анализа выделены 12 и 5-летние колебания. На

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 720

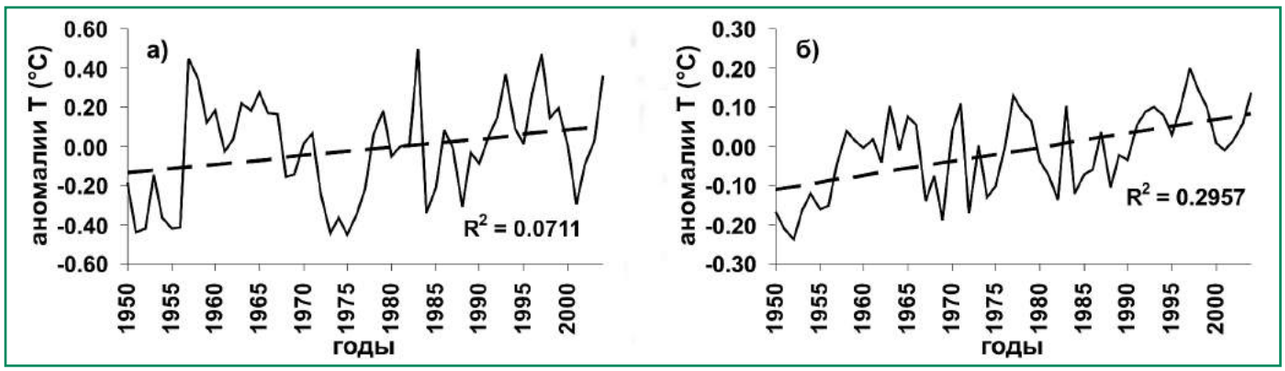


Рис. 5.4.7.9. Межгодовые изменения температуры воды на горизонтах: а–200 м, б–300 м.

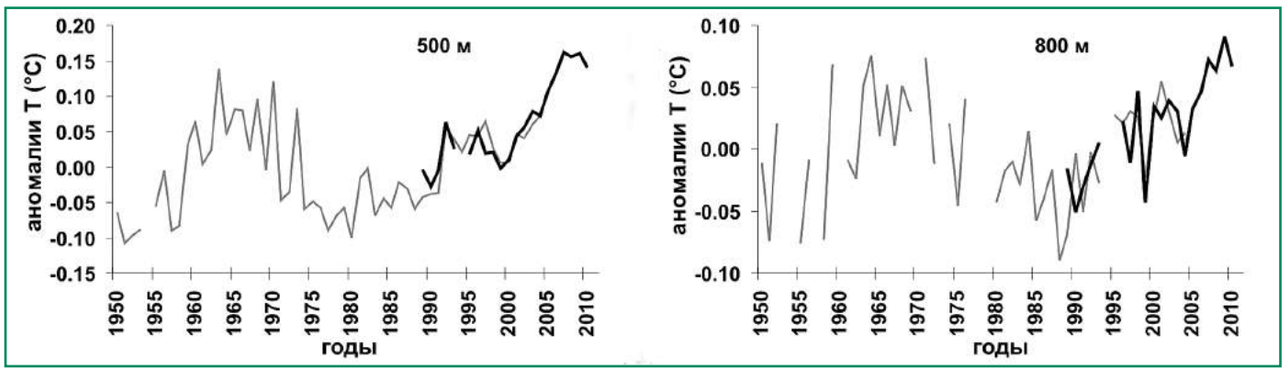


Рис. 5.4.7.10. Изменчивость аномалий температуры у склона п-ва Камчатка. Серая кривая – из (Luchin et al., 2009), черная – по данным (Хен и др., 2012).

95% уровне значимости выделен климатический сдвиг в 1978 г.

Как следует из рис. 5.4.7.8, размах межгодовых колебаний температуры воды за период с 1950 по 2001 гг. в подповерхностном слое вод Берингова моря может достигать 5°С. Видно также, что с 1950 по 1975 гг. температура воды плавно понижалась (примерно на 0.08–0.1°С за год). Резкое падение температуры воды произошло в 1975–76 гг. (до 3°С ниже "нормы". В 1977–78 гг. наблюдалось резкое повышение температуры воды (примерно на 2.0–2.2°С выше "нормы"). Затем температура воды вновь плавно снижалась с градиентом около 0.08–0.1°С/год. Из этого следует, что за рассматриваемый период температура воды на горизонте 50 м понижалась с градиентом ~0.08–0.1°С в год за исключением периода 1975–1978 гг., когда вначале произошло резкое падение термического потенциала вод моря с последующим "скачком" на более высокий тепловой уровень (Лучин, Соколов, 2007; Luchin et al., 2002). Этот феномен, по его проявлениям в атмосфере, определен как "климатический сдвиг" (Minobe, 1999).

В теплом промежуточном слое, ядро которого располагается в Беринговом море на горизонтах от 250 м (в проливе Ближний) до 400–450 м (у материкового склона на севере и северо-западе глубоководной части моря) линейные тенденции в межгодовых изменениях океанографических параметров наблюдаются только в районе основного поступления тихоокеанских вод (Luchin et al., 2009). Так, максимальный рост температуры воды в ядре тихоокеанских вод (0.20–0.24°С за 54 года) выделяется в слое 200–300 м на акватории к северу и северо-востоку от пролива Ближний (рис. 5.4.7.9). У материкового склона п-ва Камчатка и восточной части глубоководной котловины моря существенных тенденций потепления/похолодания не обнаружено. Следует отметить, что размах межгодовых колебаний температуры в районе, прилегающем к проливу Ближний,

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 721

существенно выше, чем отмеченные линейные тенденции (рис. 5.4.7.9).

В нижней части теплого промежуточного слоя (глубины 500–800 м) в межгодовом ходе температуры выделяются периодичности 30 и более лет (рис. 5.4.7.10). Так, до середины 1960-х гг. наблюдался ее рост, затем она снижалась и примерно с середины 1980-х гг. начался новый этап потепления с максимумом во второй половине 2010-х гг. (Luchin et al., 2009; Хен и др., 2012). Размах долгопериодных колебаний составляет 0.25 и 0.17 °С на горизонтах 500 и 800 м соответственно.

Как следует из Атласа (Luchin et al., 2009), максимальные межгодовые колебания солености в Беринговом море наблюдаются в пределах холодного подповерхностного слоя (ХПС). Причем, более выражены они в ХПС у материкового склона Камчатки (до 0.3–0.4‰) и в Алеутской котловине (до 0.2–0.3‰), а в районе к северу и северо-востоку от пролива Ближний снижаются до 0.1–0.2‰. В теплом промежуточном слое (ТПС) межгодовые колебания солености на всей акватории Берингова моря не превышают 0.1–0.2‰. Представленные в этом Атласе линейные тенденции свидетельствуют о том, что для толщи вод в пределах ХПС и ТПС Берингова моря характерно снижение солености. Наиболее существенно оно в ХПС и верхней части ТПС (горизонты от 50 до 250–300 м) центральной части глубоководной котловины моря (район пролива Ближний, а также к северу и северо-востоку от него), где понижение солености за 54 года составило 0.13–0.19‰ (рис. 5.4.7.11).

Вблизи Камчатки и в Алеутской котловине линейное понижение солености существенно меньше – 0.06–0.10‰. В нижней части ТПС тенденция на понижение солености воды сохраняется, однако ее величины уменьшаются. Так, вблизи пролива Ближний, а также к северу и северо-востоку от него наблюдаются более высокие темпы снижения солености (от 0.06 до 0.10‰), а у склона Камчатки и в Алеутской котловине они не превышают 0.06‰.

В заключение можно отметить, что в промежуточных и глубинных слоях дальневосточных морей, также как и на поверхности, наблюдается тенденция роста температуры воды. Скорость изменения различна и составляет 0.5–1.5°С за сто лет за период надежных рядов наблюдений (50–60 лет). Однако амплитуды отмечающихся здесь циклических межгодовых, декадных и более крупномасштабных колебаний превышают скорости линейного роста, что затрудняет получение надежных оценок трендов. Например, максимальная изменчивость промежуточных вод Японского моря приходится на район Центральной котловины, где прирост температуры за 50 лет составил ~0.45°С. Спектральный анализ показал, что здесь присутствуют колебания с периодами от 5 до 13 лет. Декадная изменчивость представлена двумя циклами с периодами 20–25 лет. По мере увеличения глубины тенденция роста температуры воды уменьшается, и на горизонте 1500 м она не превышает 0.08°С в северной части моря. Важной особенностью является заметная тенденция роста температуры и уменьшения содержания растворенного кислорода в придонных водах Японского моря (ниже 2500 м), связанная с ослаблением зимних конвективных процессов, обусловленных повышением температуры воздуха. Значительные межгодовые колеба-

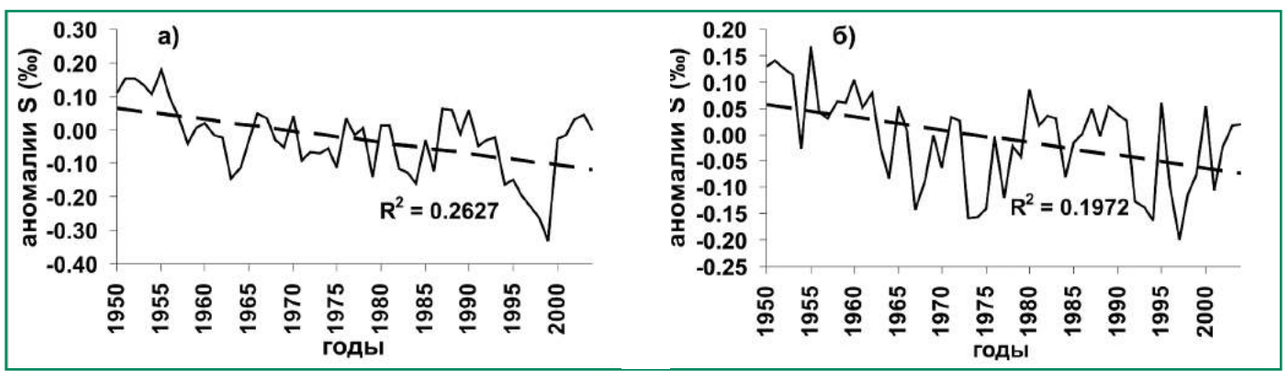


Рис. 5.4.7.11. Межгодовые изменения солености воды на горизонтах: а – 50 м, б – 300 м.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 722

ния температуры и солености в толще вод Охотского и Берингова морей связаны с изменчивостью поступления тихоокеанских вод, а также интенсивности приливного перемешивания в областях островных дуг, в которой отмечена периодичность 18.6 лет (Yasuda et al., 2006; Osafune, Yasuda, 2010)

5.4.8. Водообмен дальневосточных морей с Тихим океаном

5.4.8.1. Водообмен между Тихим океаном и Беринговым морем

Межгодовые изменения водообмена между Беринговым морем и Тихим океаном можно проследить по стоку воды через Камчатский пролив (Восточно-Камчатское течение). Сравнения геострофических расходов воды относительно уровней 500 м и 1500 м показали их хорошую корреляцию (Хен, Заочный, 2009), что позволило данные слоя 0–500 м (с наиболее полным рядом наблюдений) использовать для качественной оценки межгодовой изменчивости водообмена с Тихим океаном.

С 1950 г. до середины 1960-х гг. Камчатское течение было заметно ослаблено. Его расход в слое 0–500 м составлял менее 2 Св (2×10^6 м^3/с). Далее наступил длительный период (с 1965 по 1989 гг.) его высокой активности с расходом воды 3–5 Св. В начале 1990-х гг. водообмен с Тихим океаном вновь стал уменьшаться, минимум пришелся на конец 1990-х гг. и составил в 1999 г. 0.2 Св. (рис. 5.4.8.1). В начале XXI века наметилось новое усиление Камчатского течения, и в 2010 г. водообмен достиг средней многолетней величины 2.3 Св. (Khen et al., 2013).

В открытом океане южнее Камчатского пролива, где беринговоморские воды соединяются с частью вод Алеутского течения и формируют западное крыло северо-западного субарктического круговорота, также происходило усиление Восточно-Камчатского течения в 1970–1980-е гг. и последующее уменьшение его интенсивности в начале XXI столетия (Andreev, 2009).

Можно отметить, что экстремально низкие расходы (менее 1 Св.) течения совпадают с периодами восточного расположения Алеутского ми-

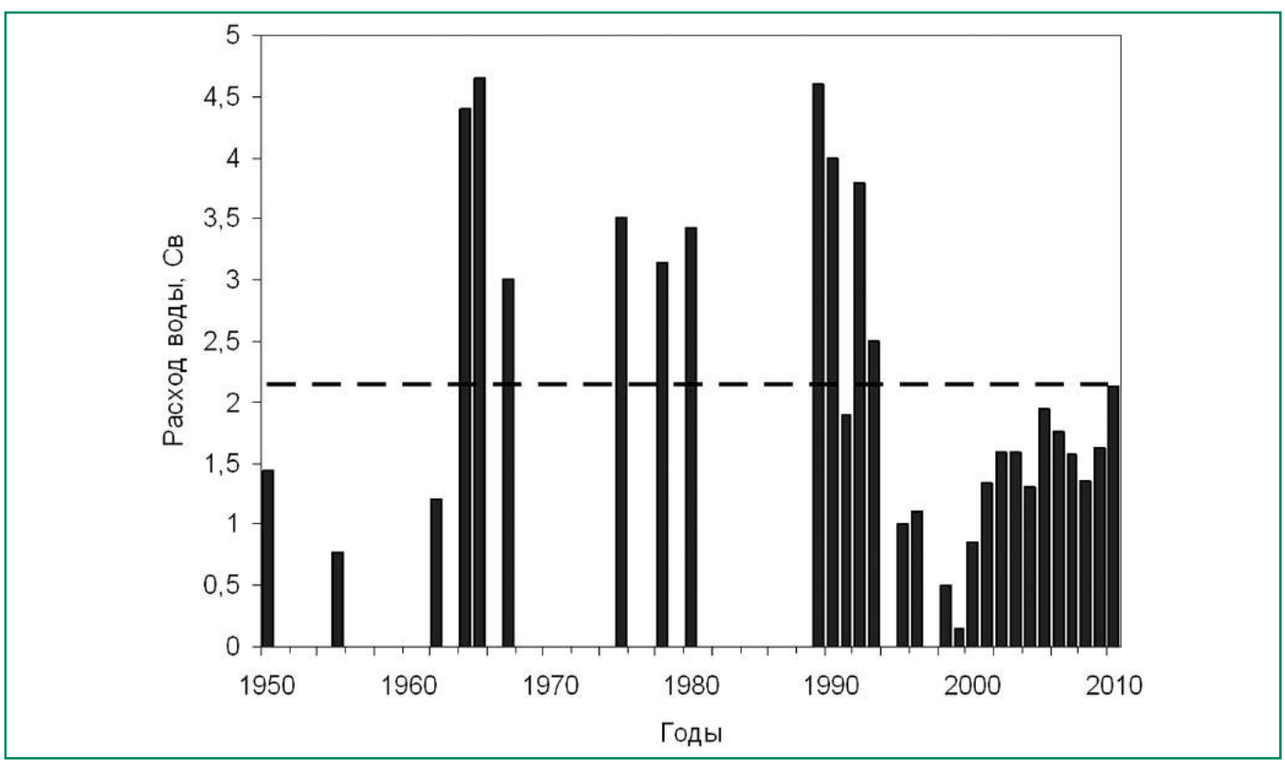


Рис. 5.4.8.1. Изменчивость расхода воды в Камчатском проливе летом по данным (Хен, Заочный, 2009) с дополнением авторов. Пунктирная линия – среднемноголетнее значение 2.3 Св.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 723

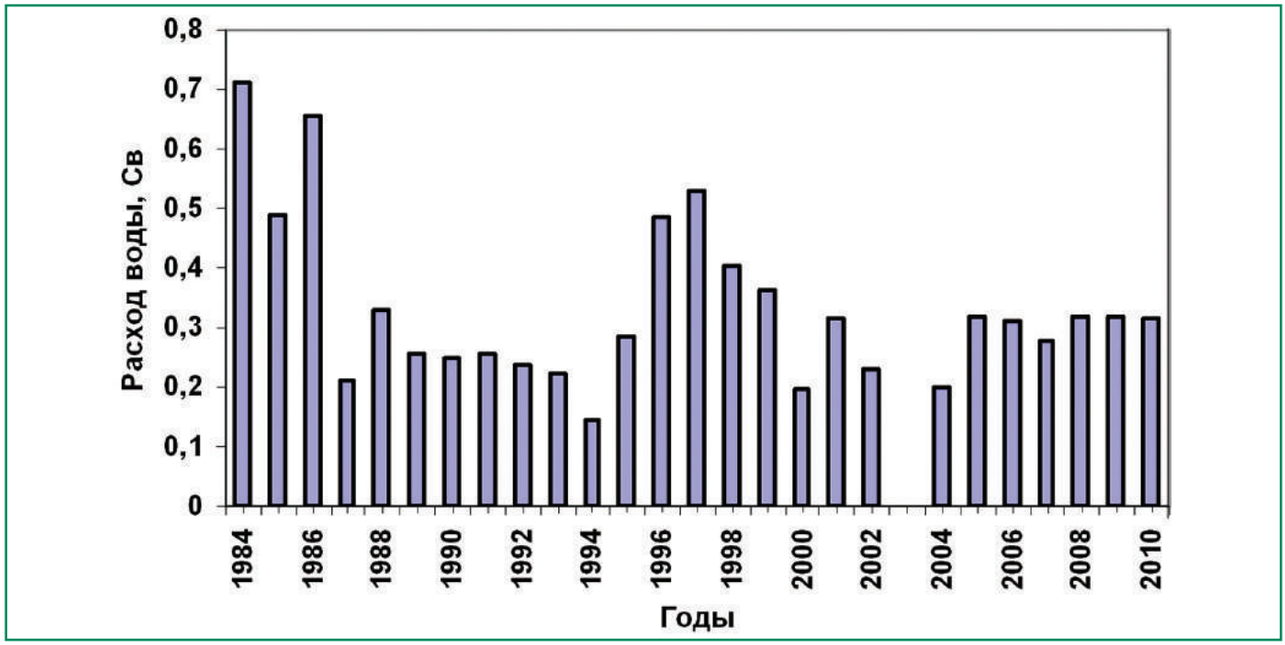


Рис. 5.4.8.2. Расход Северной ветви Западно-Камчатского течения на широте 54° с.ш. в слое 0–200 м. (Radchenko et al., 2010 с дополнениями А. Л. Фигуркина).

нимума (АМ) зимой, а экстремально высокие расходы (более 3.5 Св) наблюдались при западном или двухъядерном типах АМ. Если учесть, что в слое 0–1500 м расход воды в 4 раза больше, чем в слое 0–500 м, то полный расход Восточно-Камчатского течения (поверхность–дно) в период его интенсификации (1960–1980) составил 20–24 Св (Арсеньев, 1967; Panteleev et al., 2006), а в период ослабления (1950-е, 1990-е и 2000-е гг.) – 6–12 Св. В настоящее время происходит постепенное смещение АМ на запад (Khen et al., 2013), что предполагает усиление Восточно-Камчатского течения до уровня 1970–1980-х в течение 10–15 лет.

5.4.8.2. Водообмен между Тихим океаном и Охотском морем

Провести оценку водообмена между Охотским морем и Тихим океаном сложно. Через многочисленные проливы Курильской гряды происходит противоположно направленный перенос вод, дополнительную сложность вносят приливные течения. Прямые или косвенные наблюдения в проливах (Kawasaki, Kono, 1994; Riser, 1996) не решили эту проблему. С середины 1990-х гг. ТИНРО-Центр приступил к выполнению трансохотоморского разреза, пересекающего Западно-Камчатское течение (ЗКТ) в южной его части (50°50' с.ш. 150°00' в.д. – 52°20' с.ш. 155°45' в.д.). Ежегодный расчет расхода воды в сечении ЗКТ может с некоторым приближением дать информацию о межгодовой изменчивости водообмена с Тихим океаном.

С 1995 по 2001 гг. расход ЗКТ в слое 0–1000 м в марте вырос от 1.5 до 5 Св. (Хен, 2002). В дальнейшем (данные А. Л. Фигуркина) достиг максимального уровня 7.9 Св. в 2002 г. В течение последующих 6 лет объем переносимых вод колебался в пределах 3–5 Св., а в 2010 и 2011 гг. он уменьшился до уровня середины 1990-х гг. и составил 2.5 Св. Таким образом, в течение последних 17 лет водообмен между Тихим океаном и Охотским морем совершил полный цикл от слабого к сильному, и обратно к слабому.

Некоторое представление об интенсивности внутриохотоморского водообмена дает разрез у полуострова Камчатки на широте 54° с.ш., ежегодно выполняемый на судах ТИНРО-Центра с 1984 г. до глубины 200 м (Radchenko et al., 2010). Он пересекает Северную ветвь (терминология В. И. Чернявского, 1981) ЗКТ, влияющую на гидрологию северо-восточной части Охотского моря. Изменчивость в целом слабая, определенного тренда не наблюдается (рис. 5.4.8.2). Однако вы-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 724

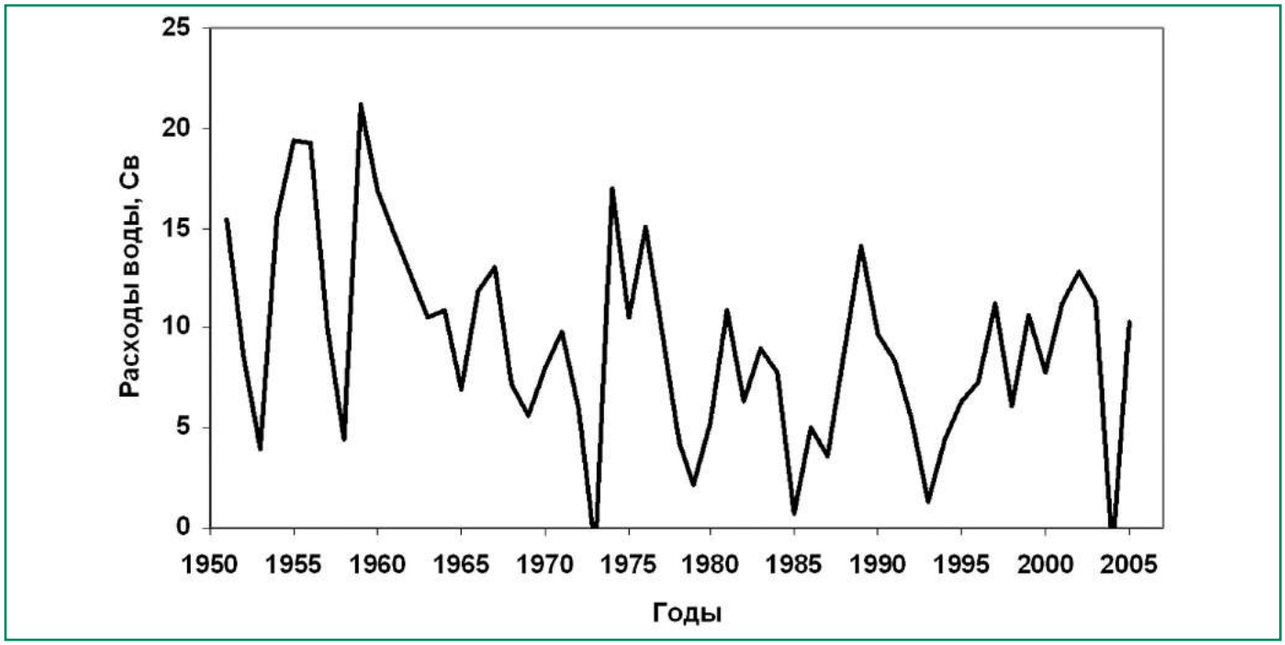


Рис. 5.4.8.3. Расход Восточно-Сахалинского течения, рассчитанный по напряжению ветра зимой (Andreev, 2009).

деляются два непродолжительных всплеска интенсивности: в середине 1980-х и во второй половине 1990-х гг. Второй пик интенсивности Северной ветви совпал с периодом слабого развития ЗКТ на трансохотомосрком разрезе. С усилением ЗКТ в начале XXI столетия интенсивность Северной ветви падала. Совпадение скорее всего случайное, т. к. верхний 200-метровый слой Северной ветви сильно зависит от местного ветра, тогда как ЗКТ у истока связан с потоком вод из Курильских проливов.

Аналогичное ЗКТ повышение объема переносимых вод в конце XX столетия с максимумом в начале XXI столетия наблюдалось в интенсивности Восточно-Сахалинского течения (ВСТ, Andreev, 2009), основного источника выноса вод из Охотского моря через Курильские проливы (Ohshima et al., 2002). По изменчивости ВСТ можно составить общее представление об изменчивости водообмена Охотского моря с Тихим океаном во второй половине XX столетия (рис. 5.4.8.3). В первые 20 лет наблюдений расход ВСТ медленно уменьшался от 15–20 Св. до нулевого объема, затем резко повысился в середине 1970-х гг. до прежних величин и снова падал до минимального объема к середине 1980-х гг. В дальнейшем таких резких колебаний не происходило и средний модальный расход составил 5–10 Св., что сравнимо с данными, полученными с помощью дрейфующих буев ARGOS (Ohshima et al., 2002) в 1999–2000 гг. (4–9 Св.).

Расчеты течений по альтиметрическим данным выявили высокую корреляцию (r = 0.81) между Восточно-Камчатским течением и притоком тихоокеанских вод в Охотское море (Ohshima et al., 2010). Таким образом, прогнозируемое усиление Восточно-Камчатского течения (подраздел 5.4.8.1) предполагает увеличение водообмена между Охотским морем и Тихим океаном в течение 10–15 лет.

5.4.8.3. Водообмен между Тихим океаном и Японским морем

Объем воды, поступающий из Тихого океана в Японское море, определяют по данным доплеровского измерителя течений, установленного на пароме через Корейский пролив между Японией (порт Хаката) и Южной Кореей (порт Пусан). Среднемноголетний приток воды в Японское море по данным 1997–2007 гг. составил 2.77 Св. (Островский и др., 2009). Годовой максимум расхода приходится на октябрь, и он превышает минимум в феврале в 1.75 раза. Межгодовые колебания незначительные – в пределах 3.14 Св. (1999–2000 гг.) – 2.46 Св. (2005 г). Тренд на усиление или ослабление расхода воды на графике

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 725

многолетнего хода не замечен (рис. 5.4.8.4), что подтверждают и данные А. Г. Андреева (2010), рассчитанные по разнице уровня между противоположными берегами Корейского пролива в 1963–2004 гг. Увеличение расхода воды в проливе происходит в период увеличения меридионального градиента зональной составляющей напряжения скорости ветра в зимний период (Андреев, 2010). Замечена хорошая обратная корреляция между вариациями расхода воды Цусимского течения с расходами Куросио в Восточно-Китайском море и Ойясио.

5.4.9. Климатические изменения и динамика основных объектов морского промысла в дальневосточном регионе

Дальний Восток занимает ведущее место в рыболовстве Российской Федерации, его доля в общем вылове составляет около 60%, а в пределах исключительной экономической зоны (ИЭЗ) России – более 80% (Синяков, 2006). Основу вылова сегодня на Дальнем Востоке России составляют 4 объекта: минтай, лососи, сельдь, сайра. В 2009 г. на их долю выпало 83.1% (Бочаров и др., 2010).

С начала 1960-х гг. в результате индустриализации рыболовства вылов всех объектов морского промысла на Дальнем Востоке стал увеличиваться, и в конце 1980-х гг. достиг своего пика – более 5 млн т (Шунтов, 2009). Максимальный вылов 5.7 млн т отмечен в 1986 г. (Dulepova, Klyashtorin, 2008). Вначале 1990-х гг. объем вылова на Дальнем Востоке постепенно уменьшался (рис. 5.4.9.1), в основном из-за резкого падения численности сардины иваси. Негативную роль сыграла и тяжелая социально-экономическая ситуация в стране (Шунтов и др.,

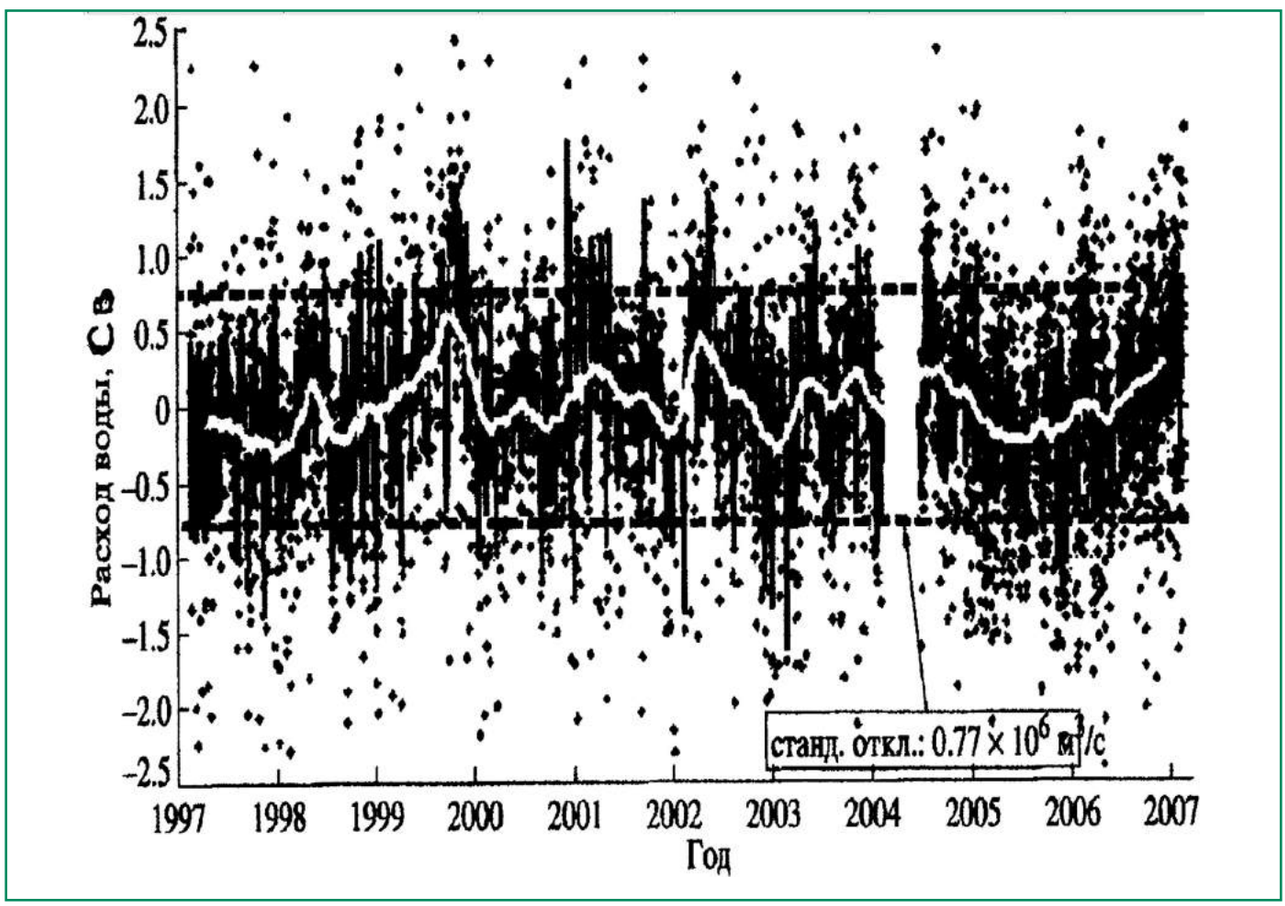


Рис. 5.4.8.4. Изменение расхода воды через Корейский пролив. Белая линия – 120-суточная скользящая средняя (Островский и др., 2009).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 726

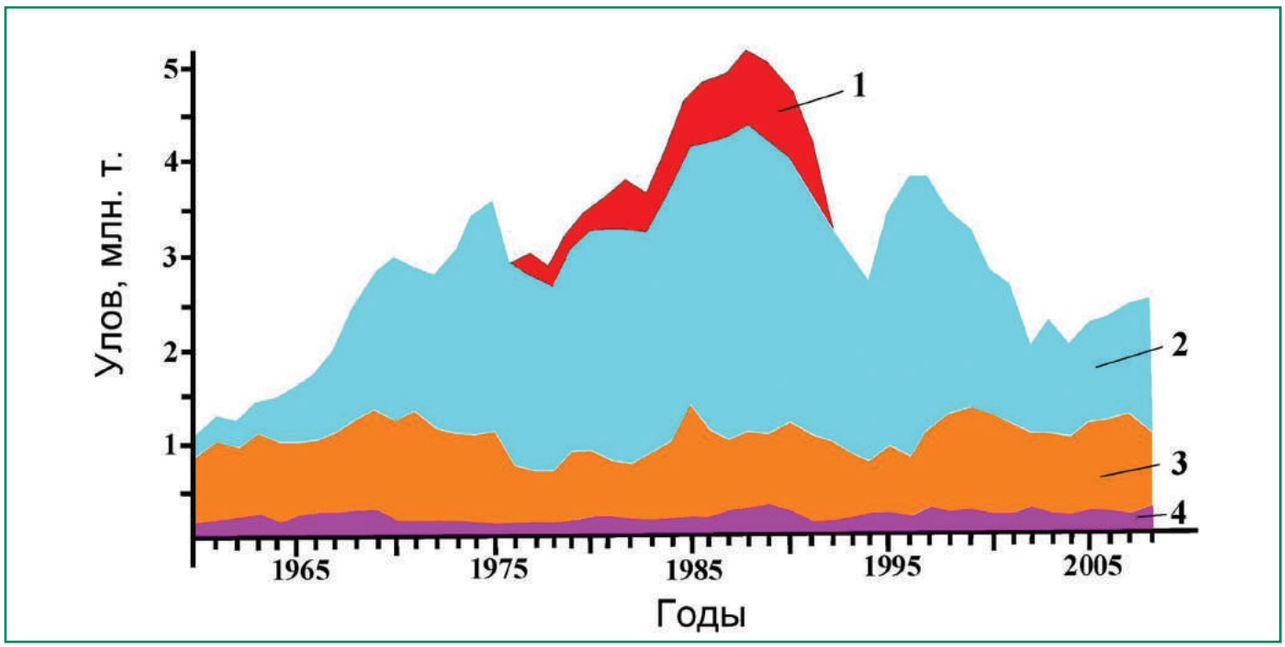


Рис. 5.4.9.1. Динамика вылова рыб и нерыбных объектов в границах современной дальневосточной экономической зоны России. 1 – сельдь-иваси; 2 – минтай; 3 – прочие рыбы; 4 – нерыбные объекты (Шунтов, 2009).

2007). В середине 1990-х гг. объем вылова стал расти за счет минтая, а затем вновь уменьшился с выходом из промысла высокоурожайных поколений конца 1980-х гг. В XXI веке объем вылова стабилизировался на уровне 2 млн т. В последующие годы медленно увеличивался и в конце первого десятилетия достиг 2.5 млн т, а в 2011 г. составил 2.9 млн т (Бочаров, 2012).

Динамика численности промысловых объектов дальневосточных морей происходит в соответствии с долгопериодными (40–60 лет) климатическими колебаниями (Кляшторин, Сидоренков, 1996). Важное значение в увеличении численности рыб имеют периоды потепления. Потепление 1920–1930-х гг. привело к увеличению численности дальневосточной сардины (иваси) и тихоокеанских лососей (Шунтов, 1986), что благоприятствовало увеличению общего вылова биоресурсов на Дальнем Востоке до 1.3 млн т (Карельский, 1993). Спад промысла в 1940-е гг. пришелся на военный период, но и природные факторы были не благоприятными – произошло глобальное похолодание. В этот период резко сократилась биомасса сардины, и ее подходы в российские воды прекратились (Шунтов, 1986).

Следующий скачок отечественного рыболовства пришелся на очередную фазу общего потепления климата Земли в 1970–1980-е гг. (Dulepova, Klyashtorin, 2008). Этот теплый период был более длительным, и температура на поверхности Земли была выше, чем в 1930-е гг. Произошла вторая вспышка численности дальневосточной сардины, формировались несколько высокоурожайных поколений минтая, составившие основу дальневосточного рыболовства. Уменьшение численности сардины и минтая в 1990-е гг. произошло на 60-летнем гребне глобальной температуры Земли (Кляшторин, Любушин, 2005). По мнению последних авторов максимальные уловы на тихоокеанском бассейне были не на пике глобальной температуры, а на фазе ее быстрого роста 1920–1930-х и 1970–1980-х гг., тогда как замедление роста уловов, а затем их падение начинается в фазе замедления роста температуры и завершается в фазе ее снижения.

В XXI веке темпы роста температуры воды в Тихом океане заметно сократились (Бышев и др., 2006) и вылов рыб стабилизировался.

Лососи. С начала 1970-х гг. подходы лососей к берегам России постоянно увеличивались и к концу 2000 г. возросли в 5–6 раз. В 2009 г. вылов

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 727

в Российской экономической зоне достиг 548 тыс. т, а в 2011 г. – 522 тыс. т (Шунтов, Темных, 2011). Основу промысла лососей традиционно составляет горбуша, на втором месте – кета. Доля других видов не превышает 5%. Рост добычи лососей в последние годы обеспечивала не только горбуша, но и кета, общий объем которой с начала XXI века увеличился более чем в два раза.

Увеличение лососей в водах России в последние несколько десятилетий (Шунтов, 2009) происходит синхронно с известным повышением глобальной температуры. Подъем российского вылова горбуши, основного вида промысла лососей, совпал также со временем повышения теплосодержания в верхней 700-метровой толще Мирового океана (Радченко, 2008).

Динамика общих уловов лососей всеми странами северной части Тихого океана также соответствует флуктуациям глобальной температуры (рис. 5.4.9.2): увеличение уловов в 1920–1930-х гг. (с максимумом свыше 1 млн т), спад в 1950–1960-х гг. и новый подъем в 1970–1990-х гг., когда уловы вновь приблизились к 1 млн т (Кляшторин, Любушин, 2005). Таким образом, схему долгопериодных колебаний запасов лососей в XX веке можно представить как прохождение двух “волн” их численности с подъемом в 1920–1940-х гг., спадом в 1950–1960-х гг. и новым подъемом в 1970-х гг. по настоящее время.

Минтай. Российский вылов минтая имеет несколько пиков и спадов (рис. 5.4.9.1), связанных с различными причинами. С началом индустриализации рыболовства и разработки новых технологий переработки рыб в середине 1960-х гг. вылов минтая быстро вырос (Шунтов и др., 1993). Затем наступил спад в середине 1970-х гг. после введения странами 200-мильных экономических зон.

Минтай относительно долгоживущая рыба и его промысел зависит от наличия в запасе нескольких мощных поколений (Radchenko et al., 2010). Максимальный российский вылов 3.4–3.5 млн т пришелся на вторую половину 1980-х гг. (Dulepova. Klyashtorin, 2008) и был основан на сверхмощных поколениях минтая в Охотском и Беринговом морях, появившихся в конце 1970-х и начале 1980-х гг. (Овсянников и др., 2012; Wyllie-Echeverria, Ohtani, 1999). В начале 1990-х гг. они вышли из промысловых запасов и вылов уменьшился до 1.7–2.3 млн т Затем вылов незначительно увеличился до 2.5 млн т за счет урожайных поколений конца 1980-х гг., и вновь понизился до 0.8–1 млн т в первые годы XXI столетия из-за низкой численности в Охотском море, где сред-

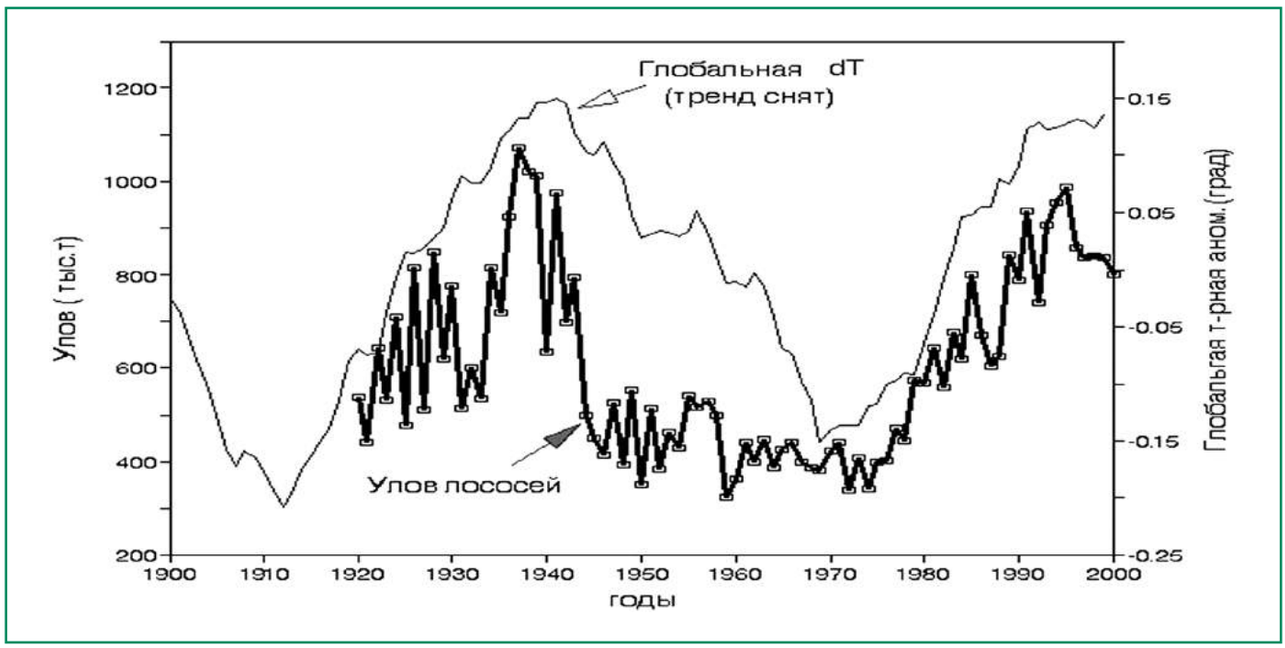


Рис. 5.4.9.2. Сравнительная динамика общих уловов тихоокеанских лососей и глобальной температуры без трендовой составляющей (Кляшторин, Любушин, 2005).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 728

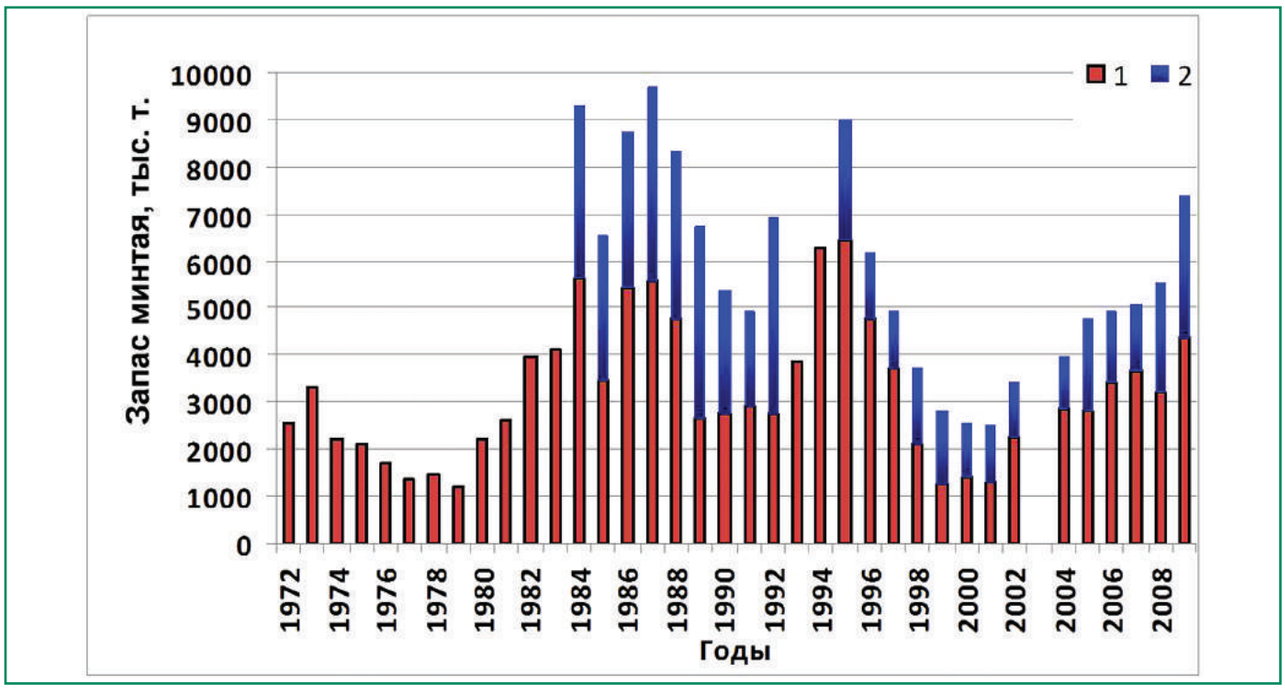


Рис. 5.4.9.3. Динамика нерестового запаса минтая в Охотском море в 1972–2009 гг. в тыс т. (Авдеев и др., 2008 с дополнениями Е. Е. Овсянникова.). 1 – Западно-Камчатский промысловый район; 2 – Северо-Охотский промысловый район.

ний ежегодный вылов в 2001–2008 гг. составил 530 тыс. т (Овсянников и др., 2012). Во второй половине первого десятилетия XXI столетия со вступлением в промысел нескольких урожайных поколений в Охотском море вылов превысил 1.3 млн т (1.05 – в Охотском море, 0.31 – в Беринговом море).

С 1970-х гг. нерестовый запас минтая в Охотском море образует пики численности приблизительно в середине каждого десятилетий (Бочаров и др., 2010). Циклы численности сходны с циклами известных климатических сдвигов (рис. 5.4.9.3), наблюдавшихся в конце каждого десятилетия (Beamish, Noakes, 2008), но с запаздыванием на несколько лет. При этом климатические сдвиги имели различные направления (в конце 1970-х и 1980-х гг. – резкое потепление, в конце 1990-х гг. – резкое похолодание), а реакция минтая оставалась однонаправленной, что вызывает определенное сомнение в существование закономерной связи. Более категоричны Яцу с соавторами (Yatsu et al., 2008), считающие, что такие связи отсутствуют. К совпадению хода температуры воды (в данном в случае тихоокеанская декадная осцилляция, PDO) с динамикой промыслового и нерестового запасов (Булатов, Котенев, 2010) следует относиться еще с большей осторожностью, т. к. промысловый и нерестовый запасы определяют поколения, родившиеся за 4–6 лет до рассматриваемых периодов.

Выживаемость минтая на ранних стадиях не сильно зависит от температуры. Так, например, повышенная выживаемость икры и личинок минтая в заливе Шелихова наблюдалась в теплые 1997 и 2004 гг. а на шельфе западной Камчатки – в холодный 2000 г. Эти поколения стали основой для увеличения вылова во второй половине последнего десятилетия (Бочаров и др., 2010). В восточной части Берингова моря ни в холодные, ни в теплые годы XXI века не было высокоурожайных поколений минтая (Ianelli et al., 2009), что привело к заметному снижению его численности во второй половине первого десятилетия нового столетия.

Биомасса минтая определяется многими географическими и биологическими факторами. Нерестовое стадо определяет численность потомства, но природные факторы могут решающим образом воздействовать на промысловую биомассу. Выживаемость икры и личинок минтая сильно за-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 729

висит от направлений течений, штормовой активности, вихревой динамики, вертикального перемешивания, градиентов температуры и солености в верхнем слое воды и обеспеченности пищей (Dulepova, Klyashtorin, 2008). Свою роль, иногда существенную, играют хищничество, включая каннибализм. Их роли могут из года в год сильно варьировать, иногда требуются сочетания нескольких факторов для формирования благоприятных условий для потомства.

Сельдь. Основу промысла сельди России на Дальнем Востоке составляют охотская и гижигино-камчатская популяции в Охотском море, корфо-карагинская популяция в Беринговом море. В динамике запасов сельди отмечены неоднократные спады и подъемы, что обычно характерно для сильно флюктуирующего вида рыб. Так, у корфо-карагинской сельди во второй половине прошлого века были две волны высокой численности: 1960-е гг. и на рубеже XX и XXI столетий (Артюхин и др., 2010), когда ежегодный вылов превысил 50 тыс. т. В первую волну максимальный вылов составил 268 тыс. т в 1961 г (суммарный вылов СССР и Японии). С конца 1960-х гг. произошло резкое падение численности, что привело к ограничению промысла, а временами даже полному запрету. Временное ограничение промысла позволило восстановить ресурсы (Науменко, Бонк, 1999). Однако в начале XXI столетия численность сельди вновь сильно сократилась, и в 2005 г. был введен очередной запрет на ее промысел (Нагульная сельдь, 2012). В настоящее время наблюдается рост ее численности, что позволяет вести стабильный промысел.

Рост биомассы охотоморской сельди, основного промыслового стада на Дальнем Востоке, начался с середины 1990-х гг. со вступлением в промысловый запас поколений 1988 и 1989 гг. С 1997 г. промысел колебался на довольно высоком уровне: 149–258 тыс. т Максимальный вылов 350 тыс.т был в 1998 г. (рис. 5.4.9.4), а по всему Дальнему Востоку – более 400 тыс. т (Dulepova, Klyashtorin, 2008). В 1996 и 1997 гг. вновь появились высокоурожайные поколения северо-охотской сельди, составившие основу стабильно высокого уровня промысла в XXI веке (Бочаров и др., 2010). На смену этим поколениям в промысел вступают высокоурожайные поколения начала столетия, которые увеличили вылов России в настоящее время. В силу различных материально-технических и экономических причин освоение общего допустимого улова (ОДУ) сельди состав-

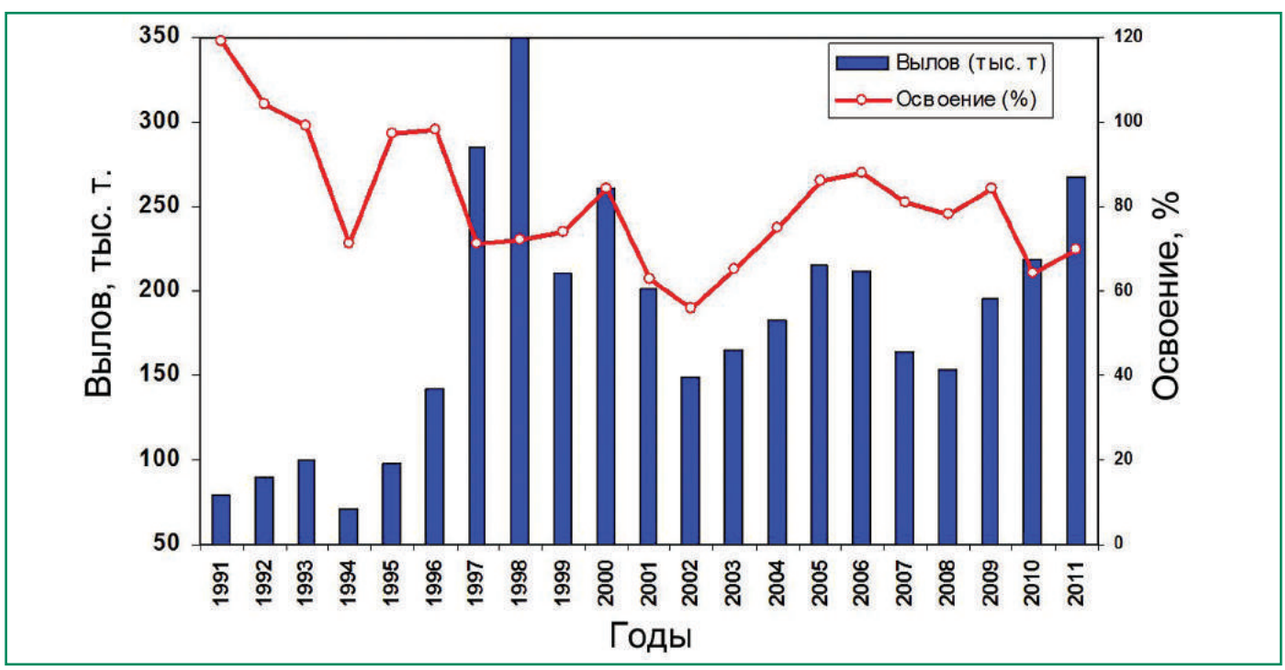


Рис. 5.4.9.4. Динамика вылова в тыс. т и освоения общего допустимого улова (ОДУ) в процентах в Охотском море (Нагульная сельдь, 2012).

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 730

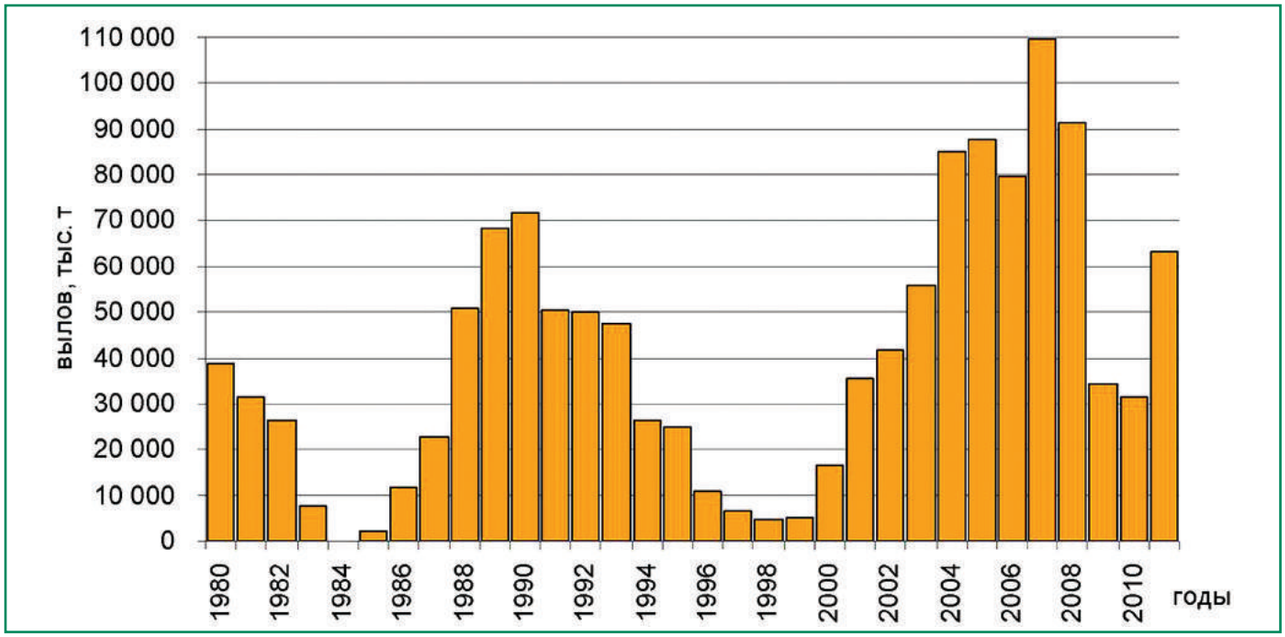


Рис. 5.4.9.5. Динамика вылова сайры России в северо-западной части Тихого океана (Байталюк, 2012).

ляет 60–80%, полное освоение ОДУ происходит только в периоды малой численности.

Причины появления серий высокоурожайных или низкоурожайных поколений не до конца понятны. Высказываются разные гипотезы: атмосферные (ветровые) причины, формирование северо-охотской ледовой полыньи, условия икрометания (наличие прибрежного льда, состояние субстратов), и другие. Одной из причин резкого сокращения численности сельди считается чрезмерная промысловая нагрузка, когда изымается до 2/3 нерестового запаса (Науменко, 2001). Щадящий режим промысла, временами полный его запрет, обычно способствует восстановлению ее численности до промысловых норм.

Сайра. В истории отечественного рыболовства выделяются три периода эффективного промысла сайры (Байталюк, 2012). Первый – первая половина 1980-х гг. с выловом до 40 тыс. т; второй – конец 1980-х–начало 1990-х гг. с выловом до 70 тыс. т; и третий – в первой декаде XXI века (рис. 5.4.9.5). Причины таких изменений не только природные, но и экономические. Так, первый пик промысла связан с увеличением добывающего флота, а последующее падение с переориентацией промышленности на промысел сардины иваси. Ухудшение промысла во второй половине 1990-х гг. произошло не только в связи с падением численности сайры, но и из-за разрушения налаженных схем обеспечения промысла материальными и научными ресурсами (Байталюк, 2012).

В XXI столетии происходило стабильное увеличение всего мирового вылова сайры. В 2008 г. вылов составил более 600 тыс. т, в том числе за счет увеличения вылова Тайваня в открытых водах Тихого океана. Российский вылов в 2007 г. достиг рекордного за всю историю промысла значения – 109 тыс. т (Бочаров и др., 2010). Однако в 2009 г. произошло снижение мирового вылова от 10 до 25 %, а российского более чем в три раза (рис. 5.4.9.5).

Отечественный промысел сайры зависит не только от общей ее биомассы в северо-западной части Тихого океана, но и от величины мигрирующего запаса через районы промысла (Сайра-2012, 2012). Миграционный поток сайры в российские воды сильно зависит от океанологический обстановки (Филатов, 1988). Гидрология определяет направление и интенсивность миграций нагульной рыбы, формирует участки с комплексом условий благоприятных для формирования промысловых скоплений.

Значительное влияние на негативную ситуацию 2009 г. оказало изменение структуры общего и промыслового запасов: доля пополнения (мелкой рыбы возраста 0+) была значительно больше крупной рыбы (возраста 1+). Впервые за послед-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:28 PM Page 731

ние годы основу российских уловов составили рыбы длиной менее 28 см. Океанологические условия тоже были неблагоприятными для промысла. Во-первых, были сильно развиты две ветви Ойясио; во-вторых, отсутствовал обычный для последних лет крупный антициклонический меандр в исключительной экономической зоне России, на периферии которого образовываются участки, благоприятные для промысловых скоплений; в-третьих, отсутствовала третья ветвь Куросио, на северной периферии которой в районе 151–153° в.д. в осенний период задерживаются косяки сайры, мигрирующие на юг по второй ветви Ойясио.

Индустриализация промысла и увеличение биомассы минтая и дальневосточной сардины способствовали резкому увеличению вылова водных биоресурсов во второй половине XX столетия. Пик вылова был достигнут в конце 1980-х гг. С выходом из промысла высокоурожайных поколений минтая и прекращением подхода сардины в российские воды с начала 1990-х гг. уловы стали сокращаться. В середине 2000-х гг. промысел стабилизировался, а в последние годы даже начал увеличиваться за счет минтая, лососей, сельди и сайры.

Подходы лососей к берегам России постоянно увеличивались, по крайней мере, с начала 1970-х гг. Это связано как с внешними, так и с внутрипопуляционными причинами. Увеличение запасов минтая в Охотском море в последние годы произошло за счет нескольких урожайных поколений, сформированных как в теплые, так и в холодные годы. Отсутствие урожайных поколений в Беринговом море в XXI столетии привело к падению уловов минтая. Несколько урожайных поколений сельди, отмечавшиеся в Охотском море в XXI веке обеспечили стабильно высокий вылов в последние годы. Происходящее в последние годы увеличение вылова сайры связано с повышением ее биомассы в северной части Тихого океана и формированием благоприятных фоновых условий для нагула.

5.4.10 Заключение

Во второй половине XX века в регионе, в том числе над Японским и Охотским морями, отмечался процесс ослабления муссонной циркуляции. Это относится к обеим стадиям летнего дальневосточного муссона и зимней фазе муссона. Ослабление летней барической напряженности в муссонных районах определялось, прежде всего, деградацией азиатской и летней дальневосточной депрессий, начиная с 1968 г. В последние годы XX века и в начале XXI этому способствовал слабый антициклогенез над Охотским морем и прилегающими акваториями Тихого океана. В холодное полугодие состояние сибирского максимума в 90-х годах прошлого века и начале нового тысячелетия оценивается как близкое к норме или слабее обычного, атмосферное давление над бассейном Лены также ниже средних многолетних значений, это способствовало ослаблению зимнего муссона на Дальнем Востоке. Алеутская депрессия, не смотря на активное развитие, зачастую занимала восточное положение относительно среднего многолетнего, что приводило к ослаблению зонального барического градиента.

Циклоническая деятельность над дальневосточными морями, наиболее активная в холодное полугодие, претерпевала примерно десятилетнюю цикличность. Так, активность южных циклонов над Японским и Охотскими морями зафиксирована в период 1989–1999 гг., что в том числе указывает на повышенную меридиональность атмосферных процессов. Над северной частью Тихого океана повышение активности циклонов приходится на предыдущее десятилетие и начало нового века. Тропические циклоны в северо-западной части Тихого океана в новом тысячелетии зарождались реже, чем в последние 10 лет прошлого века, при этом повторяемость мощных тайфунов не претерпела существенных изменений.

Ослабление муссонной циркуляции проявлялось в повышении летних температур воздуха над бассейном Амура, над районами Приморского края, Сахалина и Японии. Зимние температуры на побережье Дальнего Востока в начале XXI века часто оставались выше нормы (норма 1971–2000 гг.), но дальнейшего роста не наблюдалось.

Над бассейном Амура, отдельными районами Охотского моря, Сахалина, на севере Китая в начале века в теплый период года отмечалось уменьшение осадков. Изменения режима осадков зимой носят локальный характер. На реках Приморского края и Сахалина увеличились повторяемость и продолжительность опасных наводнений при паводках, а в бассейне Амура и Колымы значительно возросло число случаев с экстремально

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 732

низкой меженью. Водность Амура начиная с 70-х годов прошлого века была низкой, тенденция сохранилась и в начале XXI века.

Изменение характеристик муссона и погодных систем над дальневосточным регионом проявляется в межгодовых вариациях уровня морей. С учетом сложившихся в последние десятилетия тенденций, в ближайшие 10–20 лет не следует ожидать заметного подъема уровня моря у российских берегов дальневосточных морей. По оценкам, основанным на расчетах с помощью климатических моделей, к концу XXI века уровень центральной части Японского моря может подняться на 11–15 см, уровень северо-восточной части моря на 8–12 см. Эти изменения, вероятно, будут обусловлены стерическим фактором – уменьшением плотности морской воды при прогреве. Прогнозируемое повышение уровня юго-западной части Охотского моря (между островами Сахалин и Хоккайдо) составит 5–9 см. В прибрежной зоне Курильских островов и южного Сахалина возможны резкие изменения уровня моря, обусловленные сейсмическими процессами. Межгодовая изменчивость уровня и циркуляции вод Охотского и Берингова морей в холодный период года будет существенно зависеть от изменения положения и интенсивности Алеутской депрессии.

Многолетние тенденции изменения ледовых условий наиболее заметно проявляются в Охотском море, где за последние 56 лет (1957–2012 гг.) среднезимняя ледовитость снижалась на 4% за десятилетие. Это хорошо согласуется с многолетней тенденцией в ходе температуры воздуха северного полушария. В Беринговом море и Татарском проливе Японского моря тенденция не выражена, преобладают статистически незначимые отрицательные тренды. К концу XXI века прогнозируется понижение ледовитости Охотского моря до уровня 75–80% от современного.

Многолетние ряды наблюдений показывают повышение температуры поверхности дальневосточных морей (ТПМ), однако скорость повышения и характер изменчивости ТПМ для различных морей различен. По данным Японского метеорологического агентства (JMA) рост ТПМ в центральной части Японского моря за период 1900–2012 составил +1.72°C за сто лет, что значительно выше средних величин по Мировому океану и северной части Тихого океана (соответственно +0.51°C и +0.45°C). Скорость роста ТПМ Японского моря выше, чем температуры воздуха в Японии, что указывает на вклад в этот процесс адвекции тепла Цусимским течением. Прогнозируемый JMA к концу XXI века рост ТПМ в Японском море составляет 1.9–3.1°C при различных климатических сценариях.

В поверхностных водах залива Петра Великого выделен значимый линейный рост температуры (до 1.6–2.2°C), а в его подповерхностных водах можно отметить лишь тенденцию понижения температуры, которая за период 1952–2009 гг. составляет 0.7–0.9°C. Следует отметить, что представленные линейное повышение и понижение температуры происходят на фоне цикличных межгодовых изменений (от 3 до 5°C), а также воздействия антропогенных факторов, вследствие которых в прибрежных районах г. Владивосток в последние десятилетия, например, температура воды зимой увеличилась на 1.5–3.7°C.

Размах межгодовых колебаний температуры в подповерхностных слоях Японского и Берингова морей может достигать 4–5°C, а в Охотском море он существенно ниже – до 2°C. В промежуточных и глубинных слоях дальневосточных морей также, как и на поверхности, наблюдается тенденция роста температуры воды. Скорость изменения различна и составляет 0.5–1.5°C за сто лет за период надежных рядов наблюдений (50–60 лет). Однако амплитуды отмечающихся здесь цикличных межгодовых, декадных и более крупномасштабных колебаний превышают скорости линейного роста, что затрудняет получение надежных оценок трендов. Например, максимальная изменчивость промежуточных вод Японского моря приходится на район Центральной котловины, где прирост температуры за 50 лет составил ~0.45°C. Спектральный анализ показал, что здесь присутствуют колебания с периодами от 5 до 13 лет. Декадная изменчивость представлена двумя циклами с периодами 20–25 лет. По мере увеличения глубины тенденция роста температуры воды уменьшается, и на горизонте 1500 м она не превышает 0.08°C в северной части моря. Важной особенностью является заметная тенденция роста температуры и уменьшения содержания

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 733

растворенного кислорода в придонных водах Японского моря (ниже 2500 м), связанная с ослаблением зимних конвективных процессов, обусловленных повышением температуры воздуха. Значительные межгодовые колебания температуры и солености в толще вод Охотского и Берингова морей связаны с изменчивостью поступления тихоокеанских вод, а также интенсивности приливного перемешивания в областях островных дуг, в которой отмечена периодичность 18.6 лет.

Межгодовые колебания солености наиболее выражены в холодном промежуточном слое (ХПС) у материкового склона Камчатки (до 0.3–0.4‰) и в Алеутской котловине (до 0.2–0.3‰), а в районе к северу и северо-востоку от пролива Ближний снижаются до 0.1–0.2‰. В пределах ТПС межгодовые колебания солености на всей акватории Берингова моря не превышают 0.1–0.2‰. Линейные тенденции, свидетельствующие о снижении солености (0.13–0.19‰ за 54 года), наиболее существенны в холодном подповерхностном слое и в верхней части теплого промежуточного слоя (горизонты от 50 до 250–300 м) на акватории пролива Ближний, а также к северу и северо-востоку от него. Вблизи Камчатки и в Алеутской котловине они существенно меньше – 0.06–010‰.

Изменения атмосферных процессов и океанологических характеристик на ряду с антропоген-

Рабочая группа по подготовке главы 5.4 «Дальневосточные моря России» Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Стоят, слева направо: Г. В. Хен, к.г.н., зав. лабораторией, ТИНРО-центр, В. А. Лучин, д.г.н., в.н.с., ТОИ ДВО РАН, В. Б. Лобанов, к.г.н., зам. директора ТОИ ДВО РАН. Сидят, слева направо: Е. И. Устинова, к.г.н., в.н.с., ТИНРО-центр, Л. И. Мезенцева, к.г.н., с.н.с. ДВНИГМИ, доцент каф. “Управление судном” Дальрыбвтуз, О. О. Трусенкова, к.т.н., в.н.с., ТОИ ДВО РАН, М. А. Данченков, к.г.н., зав. отделом, ДВНИГМИ.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 734

ными факторами, повлияли на изменение промысловых условий на акваториях дальневосточных морей. Индустриализация промысла и увеличение биомассы минтая и сардины-иваси способствовали резкому увеличению выловы водных биоресурсов во второй половине XX столетия. Пик вылова был достигнут в конце 1980-х гг. С выходом из промысла высокоурожайных поколений минтая и прекращением подхода сардины-иваси в российские воды с начала 1990-х гг уловы стали сокращаться. В середине 2000-х гг. промысел стабилизировался, а в последние годы даже начал увеличиваться за счет минтая, лососей, сельди и сайры.

Подходы лососей к берегам России постоянно увеличивались, по крайней мере, с начала 1970-х гг. Это связано как с внешними, так и с внутрипопуляционными причинами. Увеличение запасов минтая в Охотском море в последние годы произошло за счет нескольких урожайных поколений, сформировавшихся как в теплые, так и холодные годы. Отсутствие урожайных поколений в Беринговом море в XXI столетии привело к падению уловов минтая. Ряд урожайных поколений сельди Охотского моря способствовали стабильно высокому вылову в XXI веке. Увеличение вылова сайры связаны с повышением ее биомассы в последние годы в северной части Тихого океана и формированием благоприятных фоновых условий для нагула.

5.4.11. Литература

Авдеев Г. В., Овсянников Е. Е., Овсянникова С. Л., 2008. Современное состояние запасов и перспективы промысла минтая в северной части Охотского моря. Современное состояние водных биоресурсов, Материалы научной конференции, посвященной 70-летию С. М. Коновалова, Владивосток: ТИНРО-Центр, с. 9–12.

Андреев А. Г., 2010. Межгодовая изменчивость расхода вод через Корейский (Цусимский) пролив и ее влияние на содержание кислорода в водах Японского моря. Метеорология и гидрология, № 9, с. 74–85.

Арсеньев В. С., 1967. Течения и водные массы Берингова моря, М.. Наука, 135 с.

Артюхин Ю. Б., Балыкин П. А., Бонк А. А., Карпенко В. И., 2010. Рыболовство и его экологические последствия. Современное состояние экосистемы западной части Берингова моря. П.Р. Макаревич (ред.), Ростов-на-Дону, Изд. Южн. научн. Центр РАН, с. 301–337.

Байталюк А. А., 2012. Научно-информационное обеспечение промысла сайры и реализация промысловых прогнозов. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 80-летию ФГУП "КамчатНИРО", 26–27 сентября 2012. Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО, с. 268–276.

Белоненко Т. В., Колдунов В. В., Старицын Д. К., Фукс В. Р., Шилов И. О., 2011. Изменчивость уровня северо-западной части Тихого океана. Спб, СМИО Пресс, 304 с.

Бородачев В. Е., Шильников В. И., 2002. История ледовой авиационной разведки в Арктике и замерзающих морях (1914–1993). Спб, Гидрометеоиздат, 441 с.

Бочаров Л. Н., 2012. Актуальные проблемы научного обеспечения российского рыболовства, Известия ТИНРО, т. 168, с. 3–8.

Бочаров Л. Н., Мельников И. В., Блинов Ю. Г., Хен Г. В., Байталюк А. А., Рассадников О. А., Смирнов А. В., 2010. Биомасса основных видов промысловых рыб Дальнего Востока и возможные причины их межгодовой изменчивости. Современное состояние водных биоресурсов и экосистем морских и пресных вод: проблемы и пути решения. Материалы научной конференции, посвященной 100-летию со дня рождения Г. В. Никольского, 20–23 сентября 2010. Ростов-на-Дону, ФГУП "АзНИРХ", с. 19–21.

Булатов О. А., Котенев Б. Н., 2010. Промысел и динамика запасов минтая Охотского моря: прошлое, настоящее, будущее, Рыбное хозяйство, № 6, с. 53–55.

Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., 2006. О существенных различиях крупномасштабных изменений приземной температуры над океанами и материками, Океанология, т. 46, № 46, с. 165–177.

Василевская Л. Н., Журавлева Т. М., Манько А. Н., 2002. Сезонные и многолетние изменения параметров сибирского антициклона, Тр. ДВНИГМИ, Спб, Гидрометеоиздат, вып. 150, с. 87–102.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 735

Винокурова Т. Т., Скокленева Н. М., 1980. Временная изменчивость гидрологических условий в заливе Посьета, Известия ТИНРО, т. 104, с. 29–35.

Гайко Л. А., 2005. Особенности гидрометеорологического режима прибрежной зоны залива Петра Великого (Японское море), Владивосток, Дальнаука, 151 с.

Гайко Л. А., 2007. Тенденции изменчивости температуры воды и воздуха в прибрежных районах северо-западной части Японского моря. Дальневосточные моря России, кн. 1: Океанологические исследования, В. Б. Лобанов, В. А. Лучин (ред.), М., Наука, с. 307–332.

Гайко Л. А., 2012. Изменчивость метеорологических и океанографических условий у российского побережья Японского моря, в кн.: Основные результаты научно-исследовательских работ за 2009–2011 гг., академик РАН В. А. Акуличев (ред.), Владивосток, Дальнаука, с. 17–18.

Галеркин Л. И., 1961. Непериодические колебания уровня моря, в кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря, В. Н. Степанов (ред.), М., АН СССР, с. 192–207.

Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1998. т. IX, Охотское море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеоиздат, 343 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1999. т. X, Берингово море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеоиздат, 300 с.

Гидрометеорология и гидрохимия морей, 2003. т. VIII, Японское море, вып. 1, Гидрометеорологические условия, СПб, Гидрометеоиздат, 399 с.

Глебова С. Ю., 2007. Особенности развития атмосферных процессов над Беринговым морем в 2000–2006 гг., Известия ТИНРО, т. 150, с. 200–216.

Глебова С. Ю., 2011. Циклоническая деятельность над Азиатско-Тихоокеанским регионом зимой и ее влияние на термические условия дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана, Метеорология и гидрология, № 10, с. 35–43.

Гомоюнов К. А., 1930. Гидрологические работы в заливе Петра Великого в связи с общим режимом Японского моря, Гидрология залива Петра Великого, Владивосток, с. 93–99.

Дашко Н. А., Варламов С. М., 2000. Оценка изменений характеристик центров действия атмосферы азиатско-тихоокеанского региона в течение 20-го столетия и их влияние на циркуляцию над Японским морем, Тр. ДВНИГМИ, Владивосток, Дальнаука, тематический вып. № 3, с. 10–25.

Дулепова Е. П., 2005. Экосистемные исследования ТИНРО-Центра в дальневосточных морях, Известия ТИНРО, т. 141, с. 3–29.

Зуенко Ю. И., 2002. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды в северо-западной части Японского моря, Известия ТИНРО, т. 131, с. 3–21.

Зуенко Ю. И., Надточий В. В., 2003. Изменения среды в заливе Петра Великого (Японское море) в конце XX века и их последствия для планктона, Материалы конференции по последствиям глобальных изменений климата на Дальнем Востоке, 11–15 сентября 2003, Владивосток, с. 154–171.

Карельский В. Ф., 1993. Этапы большого пути, Рыбное хозяйство, № 6, с. 3–6.

Кляшторин Л. Б., Любушин А. А., 2005. Циклические изменения климата и рыбопродуктивности, М., ВНИРО, 235 с.

Кляшторин Л. Б., Сидоренков Н. С., 1996. Долгопериодные климатические изменения и флюктуации численности пелагических рыб Пацифики, Известия ТИНРО, т. 119, с. 33–54.

Колдунов В. В., Старицын Д. К., Фукс В. Р., 2007. Изменчивость уровня Японского и Охотского морей по данным спутниковых альтиметрических измерений. Дальневосточные моря России, кн. 1: Океанологические исследования, В. Б. Лобанов, В. А. Лучин (ред.), М., Наука, 2007, с. 184–231.

Крындин А. Н., 1964. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции, Тр. ГОИН, вып. 71, с. 5–83.

Кубай Б. В., Мендельсон Э. А., Цурикова Т. В., 2012. Изменяется ли климат Приморского края? Приморское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, Владивосток, 130 с.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 736

Кузин В. С., Евдокимова Л. И., 2002. Типизация синоптических ситуаций, способствующих регенерации тропических циклонов над дальневосточным регионом России, Тр. ДВНИГМИ, Спб, Гидрометеоиздат, вып. 150, с. 17–41.

Лисогурский Н. И., Петричев А. З., 1980. Распространение муссона над Восточной Азией и степень его устойчивости, Метеорология и гидрология, № 5, с. 54–59.

Лучин В. А., Жигалов И. А., 2006. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза, Известия ТИНРО, т. 147, с. 183–204.

Лучин В. А., Кислова С. И., Круц А. А., 2007. Тенденции долгопериодных изменений в водах залива Петра Великого, в кн.: Динамика морских экосистем и современные проблемы сохранения биологического потенциала морей России, Владивосток, Дальнаука, с. 33–50.

Лучин В. А., Манько А. Н., Мосягина С. Ю., Плотников В. В., Рыков Н. А., Тищенко П. Я., 2003. Гидрология вод. Гидрометеорология и гидрохимия морей, т. 8: Японское море, вып.1: Гидрометеорологические условия, Спб, Гидрометеоиздат, с. 157–258.

Лучин В. А., Новотрясов В. В., Степанов Д. В. 2010. Межгодовая и декадная изменчивость температуры промежуточных вод Японского моря во второй половине XX в., Вестник ДВО РАН, № 6, с. 30–35.

Лучин В. А., Соколов О. В., 2007. Межгодовая изменчивость и возможность прогноза термического состояния деятельного слоя вод Берингова моря, Известия ТИНРО, т. 151, с. 312–337.

Лучин В. А., Соколов О. В., Плотников В. В., 2007. Межгодовая изменчивость температуры воды в деятельном слое Японского моря и возможность ее прогноза, в кн.: Динамика морских экосистем и современные проблемы сохранения биологического потенциала морей России, Владивосток, Дальнаука, с. 14–33.

Лучин В. А., Тихомирова Е. А., Круц А. А., 2005. Океанографический режим вод залива Петра Великого (Японское море), Известия ТИНРО, т. 140, с. 130–169.

Лучин В. А., Тихомирова Е. А., 2010. Межгодовая изменчивость температуры воды в заливе Петра Великого (Японское море), Известия ТИНРО, т. 163, с. 344–354.

Мезенцева Л. И., 2011. Современные тенденции в изменении климата и их проявления в дальневосточном регионе, Материалы Международной научно-тех. конференции, 17–18 мая 2011 г., Владивосток, Дальрыбвтуз, с. 90–94.

Мещенина Л. А., Новороцкий П. В., Пономарев В. И., 2007. Климатические изменения и колебания стока Амура, Вестник ДВО РАН, № 4, с. 44–54.

Муктепавел Л. С., 2006. Пространственно-временная изменчивость прибрежных полыней в основных районах нереста охотской сельди, Вопросы промысловой океанологии, вып. 3, с. 314–332.

Муктепавел Л. С., 2011. Особенности пространственно-временного распределения льда в основных промысловых и нерестовых районах Охотского моря в период 2006–2010 гг., Материалы XV конференции по промысловой океанологии, посвященной 150-летию со дня рождения академика Н. М. Книповича, 12–17 сентября 2011, АтлантНИРО, с. 184–185.

Нагульная сельдь–2012 (путинный прогноз), 2012. Владивосток, ТИНРО-Центр, 69 с.

Надточий В. В., Зуенко Ю. И., 2000. Межгодовая изменчивость весенне-летнего планктона в заливе Петра Великого, Известия ТИНРО, т. 127, с. 281–300.

Науменко Н. И., 2001. Биология и промысел морских сельдей Дальнего Востока, Петропавловск-Камчатский, Камчатский печатный двор, 330 с.

Науменко Н. И., Бонк А. А., 1999. Корфо-карагинская сельдь (запасы и промысел), Рыбное хозяйство, № 3, с. 27–28.

Овсянников Е .Е., Шейбак А. Ю., Пономарев С. С., 2012. Состояние запасов и размерно-возрастная структура минтая Охотского моря в 2010–2012 гг., Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 80-летию ФГУП “КамчатНИРО», 26–27 сентября 2012, Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО, с. 193–196.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 737

Островский А. Г., Фукудоме К., Юн Дж.-Х., Такикава Т., 2009. Изменчивость водообмена через Корейский (Цусимский) пролив по данным измерений судовым акустическим доплеровским профилографом течений в 1997–2007 гг., Океанология, т. 49, № 3, с. 368–380.

Петров А. Г., Стасюк Е. И., Кислова С. И., 2012. Характеристика суровости зим в ледовом отношении и некоторые особенности ледяного покрова залива Петра Великого, Труды ДВНИГМИ, вып. 154, с. 101–121.

Плотников В. В., 1997. Пространственно-временная сопряженность ледовитости Дальневосточных морей, Метеорология и гидрология, № 3. с.71–77.

Плотников В. В., 2002. Изменчивость ледовых условий Дальневосточных морей России и их прогноз, Владивосток, Дальнаука, 172 с.

Поезжалова О. С., Шевченко Г. В., 1997. Вариации среднего уровня Охотского моря, в кн.: Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией, т. 7: Цунами и сопутствующие явления, Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН, с. 131–144.

Пономарев В. И., Устинова Е. И., Салюк А. Н., Каплуненко Д. Д. , 2000. Климатические изменения в Японском море и прилегающих районах в XX-м столетии, Известия ТИНРО, т. 127, с. 20–36.

Пономарев В. И., Каплуненко Д. Д., Дмитриева Е. В. Крохин В. В., Новороцкий П. В., 2007. Климатические изменения в северной части Азиатско-Тихоокеанского региона. Дальневосточные моря России, кн.1: Океанологические исследования В. Б. Лобанов, В. А. Лучин (ред.), М., Наука, с. 17–48.

Пономарев В. И., Петрова В. А., Манько А. Н., 2010. Изменчивость теплообмена северной внетропической части Тихого океана с атмосферой, Вестник ДВО РАН, № 1, с. 30–37.

Пономарев В. И., Петрова В. А., Дмитриева Е. В., 2012. Климатическая изменчивость составляющих теплового баланса поверхности северной части Тихого океана, Известия ТИНРО, т. 169, с. 67–76.

Радченко В. И., 2008. О корреляции российского вылова горбуши с динамикой теплового баланса Мирового океана, Реализация "Концепции дальневосточной бассейновой программы изучения тихоокеанских лососей", Бюл. № 3, с. 230–235.

Романов А. А., Седаева О. С., Шевченко Г. В., 2004. Сезонные колебания уровня в Охотском море по данным береговых мареографных станций и спутниковой альтиметрии, Исследование Земли из космоса, № 6, с. 59–72.

Савельев А. В., 1999. Непериодические колебания уровня, в кн.: Гидрометеорология и гидрохимия морей, т. 10: Берингово море, вып. 1: Гидрометеорологические условия А. Н. Терзиев (ред.), Спб, Гидрометеоиздат, с. 161–192.

Савельев А. В., 2000. Флуктуации термодинамического состояния поверхностных вод Японского моря как отражение макромасштабных климатических изменений в атмосфере Земли, Тематический выпуск ДВНИГМИ, № 3, с. 46–61.

Сайра-2012 (путинный прогноз), 2012. Владивосток, ТИНРО-Центр, 68 с.

Самко Е. В., Булатов Н. В., Никитин А. А., Муктепавел Л. С., Капшитер А. В., 2010. Результаты использования материалов дистанционного зондирования в рыбохозяйственных целях на Дальневосточном бассейне, в сб.: Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса (Сборник научных статей ИКИ РАН), Москва, вып. 7, т. 2, с. 209–220.

Седаева О. С., Шевченко Г. В., 2001. О взаимосвязи сезонных вариаций уровня моря и атмосферного давления в районе Курильской гряды, Динамические процессы на шельфе Сахалина и Курильских островов, Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН, с. 81–93.

Семенов В. А., 2011. Климатически обусловленные изменения опасных и неблагоприятных гидрологических явлений на реках России, Метеорология и гидрология, № 2, с. 74–82.

Синяков С. А., 2006. Рыбная промышленность и промысел лососевых в сравнении с другими отраслями экономики в регионах Дальнего Востока, Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО, 64 с.

Сорочан О. Г., 1957. Некоторые особенности муссонной циркуляции Восточной Азии, Тр. ГГО, Л., Гидрометеоиздат, вып. 70, с. 92–108.

Трусенкова О. О., 2012. Моделирование региональных особенностей циркуляции Японско-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 738

го моря под различным внешним воздействием, Известия ТИНРО, т. 169, с. 118–133.

Трусенкова О. О., Каплуненко Д. Д., 2013. Оценка мод изменчивости уровня Японского моря по данным спутниковой альтиметрии, Океанология, (в печати).

Тунеголовец В. П., 2009. Интенсивность циклогенеза во второй половине XX столетия, Тр. ДВНИГМИ, Владивосток, Дальнаука, вып. 151, с. 140–153.

Тунеголовец В. П., Кочеткова В. М., Чередниченко У. А., 2009. Климатические обобщения южных циклонов, выходящих на Дальневосточные моря и северо-западную часть Тихого океана в холодный период года, Тр. ДВНИГМИ, Владивосток, Дальнаука, вып. 151, с. 109–126.

Уранов Е. Н., 1968. Прогноз многолетних колебаний термического режима вод у юго–западного берега Сахалина, Известия ТИНРО, 1968, т. 65, с. 212–220.

Устинова Е. И., Глебова С. Ю., Сорокин Ю. Д., 2008. Гидрометеорологические условия Дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана в 2008 г., Вопросы промысловой океанологии, т. 5, № 2, с. 48–67.

Федоров К. Н., Островский А. Г., 1986. Климатически значимые физические параметры океана, Л., Гидрометеоиздат, 44 с.

Фигуркин А. Л., 2006. Ледовитость как индикатор термического состояния придонных вод северной части Охотского моря, Известия ТИНРО, т. 145, с. 259–270.

Фигуркин А. Л., Смирнов А. А., 2008. Фоновые условия в районах зимовки и нереста гижигинско-камчатской сельди, Вестник Северо-восточного научного Центра ДВО РАН, № 3, с. 46–54.

Филатов В. Н., 1988. Опыт оценки промысловой перспективности районов нагула сайры, Изменчивость состава ихтиофауны, урожайности поколений и методы прогнозирования запасов рыб в северной части Тихого океана, Владивосток, ТИНРО, 1988, с. 130–135.

Хен Г. В., 2002. Гидрологические условия Охотского моря в конце 90-х гг. по данным стандартных разрезов, Известия ТИНРО, т. 130, с. 52–58.

Хен Г. В., 1991. Об аномальном потеплении Берингова и Охотского морей в 80-е годы, Мониторинг условий среды в районах морского рыбного промысла в 1989–1990 гг., М., ВНИРО, с. 65–73.

Хен Г. В., 1997. Основные закономерности многолетних изменений ледового покрова Охотского и Берингова морей, Комплексные исследования экосистемы Охотского моря, М., ВНИРО, с. 64–67.

Хен Г. В., Заочный А. Н., 2009. Изменчивость расхода Камчатского течения и океанологических параметров в Камчатском проливе, Известия ТИНРО, т. 158, с. 247–260.

Хен Г. В., Устинова Е. И., Сорокин Ю. Д., Матюшенко Л. Ю., 2011. Базы данных о ледяном покрове дальневосточных морей, поддерживаемые в ТИНРО-Центре, Материалы докладов Седьмого Всероссийского симпозиума “Физика Геосфер”, Владивосток, Дальнаука, с. 245–250

Хен Г. В., Басюк Е. О., Сорокин Ю. Д., Устинова Е. И., Фигуркин А. Л., 2008. Термические условия на поверхности Берингова и Охотского морей в начале XXI века на фоне полувековой изменчивости, Известия ТИНРО, 2008, т. 153, с. 254–163.

Хен Г. В., Басюк Е. О., Устинова Е. И., Фигуркин А. Л., 2012. Изменчивость и современное состояние климата дальневосточных морей, Материалы всероссийской научной конференции, посвященной 80-летнему юбилею ФГУП “КамчатНИРО” (Петропавловск-Камчатский, 26–27 сентября 2012 г), Петропавловск-Камчатский, КамчатНИРО, с. 498–508.

Чернявский В. И., 1981. Циркуляционные системы Охотского моря, Известия ТИНРО, т. 105, с. 10–13.

Шатилина Т. А., Анжина Г. И., 2008. Особенности атмосферной циркуляции и климата на Дальнем Востоке в начале XXI века, Известия ТИНРО, т. 152, с. 225–239.

Шатилина Т. А., Анжина Г. И., 2010. Режимные особенности дальневосточной депрессии во второй половине XX века и начале XXI, Современные геофизические и географические исследования на Дальнем Востоке России: Материалы 10-ой научной конференции, 23 мар-

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 739

та 2010 г. Б. Е. Ламаш (отв. ред.), А. А. Лядичева (тех. ред.), Владивосток, ДВФУ, с. 51–57.

Шатилина Т. А., Анжина Г. И., 2011. Изменчивость интенсивности дальневосточного муссона в 1948–2009 гг., Известия ТИНРО, т. 167, с. 146–159.

Шкорба С. П., 2010. Связь изменчивости ледовых условий в Японском море с крупномасштабными аномалиями в атмосфере и океане Азиатско-Тихоокеанского региона, Электронный журнал Фонда "Устойчивое Развитие", Эл № ФС77-39808, № 2, URL: http://fsdejournal.ru/node/88.

Шунтов В. П., Волков А. Ф., Темных О. С., Дулепова Е. П., 1993. Минтай в экосистемах дальневосточных морей, Владивосток, ТИНРО, 425 с.

Шунтов В. П., Дулепова Е. П., Темных О. С., Волков А. Ф., Найденко С. В., Чучукало В. И., Волвенко И. В., 2007. Состояние биологических ресурсов в связи с динамикой макроэкосистем в Дальневосточной российской экономической зоне, Динамика морских экосистем и современные проблемы сохранения биологического потенциала морей России, Владивосток, Дальнаука, с. 75–176.

Шунтов В. П., 2009. Состояние биоты и биоресурсов морских экосистем дальневосточной экономической зоны России, Реализация "Концепции программы изучения тихоокеанских лососей", Владивосток, ТИНРО-Центр, бюл. № 4, с. 242–251.

Шунтов В. П., 1986. Состояние изученности многолетних циклических изменений численности рыб дальневосточных морей, Биология моря, № 3, с. 3–14.

Шунтов В. П., Темных О. С., 2011. Анализ предпосылок и результатов лососевой путины – 2011, Реализация "Концепции программы изучения тихоокеанских лососей", Владивосток, ТИНРО-Центр, бюл. № 6, с. 3–9.

Якунин Л. П., 1966. К вопросу о колебаниях ледовитости дальневосточных морей в зависимости от цикличности солнечной активности, Записки ПФГО СССР, Владивосток, т. 1966, с. 88–93.

Якунин Л. П., 2012. Атлас основных параметров ледяного покрова Берингова моря, Владивосток, Издательский дом Дальневост. федерал. ун-та, 120 с.

Якунин Л. П., 2012. Атлас основных параметров ледяного покрова Охотского моря, Владивосток, Издательский дом Дальневост. федерал. ун-та, 118 с.

Якунин Л. П., 2012. Атлас основных параметров ледяного покрова Японского моря, Владивосток, Издательский дом Дальневост. федерал. ун-та, 84 с.

Andreev A. G., 2009. Interannual variations of the East-Kamchatka and East-Sakhalin Currents volume transports and their impact on the temperature and chemical parameters in the Okhotsk Sea, Proc. of the Fourth Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas, PICES Scientific Report, № 36, pp. 21–27.

Andreev A. G., Kusakabe M., 2001. Interdecadal variability in dissolved oxygen in the intermediate water layer of the Western Subarctic Gyre and Kuril Basin (Okhotsk Sea), Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 2453–2456.

Andreev A. G., Shevchenko G. V., 2008. Interannual variability of water transport by the East Kamchatka and East Sakhalin currents and their influence on dissolved oxygen concentration in the Sea of Okhotsk and Subarctic Pacific, Russian Meteorology and Hydrology, no. 10, pp. 70–79.

Beamish R. J., Noakes D., 2008. Synopsis, in: Impact of Climate Change on the Kay Species in the Fisheries in the North Pacific R. J. Beamish (ed.), PICES Scientific Report, no. 35, pp. 3–11.

Bogdanovskaya T. V., Kupera N. S., 2003. Multiyear variability of north Pacific high and Aleutian low, Pac. Oceanogr. J., vol. 1, no. 2.

Dulepova E. P., Klyashtorin L. B., 2008. Russia, in: Impact of Climate Change on the Kay Species in the Fisheries in the North Pacific R. J. Beamish (ed.), PICES Scientific Report, no.. 35, pp. 137–160.

Gamo T., Momoshima M., Tolmachyov S., 2001. Recent upward shift of the deep convection system in the Japan Sea, as inferred from the geochemical tracers tritium, oxygen and nutrients, Geophys. Res. Lett., vol. 28 (21), pp. 4143–4146.

Gamo T., Nozaki Y., Sakai H., Nakai T., Tsubota H., 1986. Spatial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer,

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 740

Journal of Marine Research, no. 44 (4), pp. 781–793.

Gordon A. I., Giulivi C., 2004. Pacific decadal oscillation and sea level in the Japan. East Sea, Deep Sea Research, part I, vol. 51, pp. 653–663.

Gulev S. K., Zolina O., Grigoriev S., 2001. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data, Climate Dynamics, no. 17, pp. 795–809.

Hao L.-S., Min J.-Z., Ding Y.-H., 2011. Investigation of changes of precipitation characteristics and the causes of reduction of heavy rains frequency in North China, Chinese Journal of Geophysics, vol. 54, no. 5, pp. 1160–1167.

Hill K. L., Weaver A. J., Freeland H. J., Bychkov A., 2003. Evidence of change in the Sea of Okhotsk: implications for the North Pacific, Atmosphere-Ocean, no. 41 (1), pp. 49–63.

Ianelli, J. N., Barbeaux, S., Honkalehto, T., Kotwicki, S., Aydin, K., Williamson, N., 2009. Assessment of the walleye Pollock stock in the Eastern Bering Sea. Stock assessment and fishery evaluation report for the ground fish resources of the Bering Sea: Aleutian Islands regions, North Pacific Fishery Management Council, 605 W. 4th Ave., Suite 306, Anchorage, AK 99501.

Itoh M., 2007. Warming of Intermediate Water in the Sea of Okhotsk since the 1950s, Journal of Oceanogr., vol. 63, pp. 637–641.

Jiang D.-J., Li Z., Wang K., 2011. Trends of extreme precipitation parameters in Shandong province, China, 1961–2008 years, Chinese Geographical Science, vol. 31, no. 9, pp. 1118–1124.

Jiang X., Li Y., Yang S., Wu R., 2011. Interannual and interdecadal variations of the South Asian and western Pacific subtropical highs and their relationships with Asian-Pacific summer climate, Meteorol. and Atmos. Phys, vol. 113, no. 3–4, pp. 171–180.

JMA, Japan Meteorological Agency, 2008. Global Warming Projection vol.7 http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/gwp/gwp7/html_e/summary.html

JMA, Japan Meteorological Agency, 2013. State of the Ocean Climate, http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/english/state_of_ocean_climate_index.html.

Jung I.-W., Bae D.-H., Kim G., 2011. Recent trends of mean and extreme precipitation in Korea, Int. J. Climatol., vol. 31, no. 3, pp. 359–370.

Kawasaki Y., Kono T., 1994. Distribution and transport of Subarctic waters around the middle of Kuril Islands, Umi to Sora, no. 70 (2), pp. 71–84.

Khen G. V., Basyuk E. O., Vanin N. S., Matveev V. I., 2013. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea, Deep-Sea Research II, vol. 94, pp.106–120.

Kim K., Kim K.-R., Min D., Volkov Y., Yoon J.-H., Takematsu M., 2001. Warming and structural changes in the East (Japan) Sea: A clue to future changes in global oceans? Geophys. Res. Lett., vol. 28, pp. 3293–3296.

Kim, K., Kim K.-R., Kim Y.-G., Cho Y.-K., Kang D.-J., Takematsu M., Volkov Y., 2004. Water masses and decadal variability in the East Sea (Sea of Japan), Progress in Oceanography, no. 61, pp. 157–174.

Kim, K.-R., Kim G., Kim K., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., 2002. A sudden bottom-water formation during the severe winter 2000–2001: The case of the East, Japan Sea, Geophys. Res. Lett., vol. 29 (8), 14498, doi: 10.1029/2001GLO14498.

Kim Y.-G., Kim K., Kim K.-R., 1997. Intermediate and deep waters in the Japan Sea, Proc. of the Creams' 97 Int. Symp., Fukuoka, January 28–30, Japan, pp. 39–42.

Lobanov, V., Salyuk A., Ponomarev V., Talley L., Kim K., Kim K.-R., Tishchenko P., Nedashkovskiy A., Kim G.-B., Sagalaev S., 2002. Renewal of bottom water in the Japan, East Sea, Proc. of 17-th Int. Symp. on Okhotsk Sea & Sea Ice, February 24–28, Mombetsu, Japan, p. 31–36.

Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Sergeev A., Tishchenko P., Kaplunenko D., Sagalaev S., Voronin A., 2012. Variability of the Japan, East Sea bottom water, Marginal Seas in Change: the East Sea and the Mediterranean Sea, Proc. Int. Workshop, November 6–8, SNU, Seoul, Korea, pp. 49–58.

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 741

Luchin, V., Kruts A., Sokolov O., Rostov V., Perunova T., Zolotukhin E., Pischalnik V., Romeiko L., Hramushin V., Shustin V., Udens Y., Baranova O., Smolyar I., Yarosh E., 2009. Climatic Atlas of the North Pacific Seas 2009: Bering Sea, Sea of Okhotsk, and Sea of Japan. Eds. V. Akulichev, Yu. Volkov, V. Sapozhnikov, S. Levitus. World Data Center for Oceanography-Silver Spring, International Ocean Atlas and Information Series, vol. 12, NOAA Atlas NESDIS 67, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., CD-ROM, 329 p.

Luchin V. A., Semiletov I. P., Weller G. E., 2002. Changes in the Bering Sea region: atmosphere-ice-water system in the second half of the twentieth century, Progress in Oceanography, vol. 55, no. 1/2, pp. 23–44.

Luchin V. A., Kruts A. A., Zhigalov I. A., 2011. Interannual Variability of Intermediate Watters Characteristics in the Okhotsk Sea, Proc. of the 26th Intern. Symp. on Okhotsk Sea & Sea ice, February 20–25, Mombetsu, Hokkaido, Japan, pp. 201–204.

Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M., Francis R. C., 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 78, no. 6, pp. 1069–1079.

Mezentseva L. I., Sokolov O. V., 2008. Change of weather components at the seashore of the Far East as a result of the changes in general circulation of atmosphere. Beyond observations to achieving understanding and forecasting in a changing North Pacific: thesis of report of the North Pacific Marine Science Organization 17th Annual Meeting, October 24 – November 2, Dalian, China, p. 9.

Minobe S., 1999. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: role in climate regime shifts, Geophys. Res. Lett., vol. 26, pp. 855–858.

Nakanowatari T., Ohshima K. I., Wakatsuchi M., 2007. Warming and oxygen decrease of intermediate water in the northwestern North Pacific, originating from the Sea of Okhotsk, 1955–2004, Geophys. Res. Lett., 200734, L04602, doi: 10.1029/2006GL028243.

Ohshima K. I. Wakatsuchi M., Fukamachi Y., Mizuta G., 2002. Near-surface circulation and tidal currents of the Okhotsk Sea observed with satellite-tracked drifters, J. Geophys. Res., vol. 107, Lo3195, doi:10.1029/2001JC001005.

Ohshima K., Nakanowatari T., Nakatsuka T., Nishioka J., Wakatsuchi M., 2009. Changes in the Sea of Okhotsk due to global warming – waking pump function to the North Pacific, PICES Sci. Report, no. 36, pp. 16–20.

Ohshima K. I, Nakanowatari T., Riser S., Wakatsuchi M., 2010. Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific, Deep-Sea Research II, vol. 57, pp. 1247–1256.

Osafune S., Yasuda I., 2006. Bidecadal Variability in the Intermediate Waters of the Northwestern Subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in Relation to 18.6-year Period Nodal Tidal Cycle, J. Geophys. Res., 111, C05007, doi:10.1029/2005JC003277.

Osafune S., Yasuda I., 2010. Bidecadal variability in the Bering Sea and the relation with 18.6year perioid nodal tidal cycle. J. Geophys. Res., vol. 115, C2. DOI: 10.1029/2008JC005110.

Overland J., Rodionov S., Minobe S., Bond N., 2008. North Pacific regime shifts: definitions, issues and recent transitions, Progr. Oceanogr., vol. 77, no. 2–3, pp. 92–102.

Overland J. E., Wang M., 2007. Future regional Arctic sea ice declines, Geophys. Res. Lett., no. 34: L17705.

Panteleev G. G., Stabeno P., Luchin V. A., Nechaev D. A., Ikeda M., 2006. Summer transport estimates of the Kamchatka Current derived as a variational inverse of hydrophysical and surface drifter data, Geophys. Res. Letters, vol. 33, Lo9609, doi: 10.1029/2005GL024974.

Pavlychev V. P., Teterin A. I., 1996. Interannual changes of thermal conditions in the north-western Japan Sea, Proc. of fourth Creams workshop, r/v Okean, February 12–13, Vladivostok, pp. 71–75.

Petrenko V. S., 2000. Global and local features of technogenesis on the Primorye coast (Sea of Japan) , Reports of the Workshop on the Global Change Studies in the Far East, Vladivostok, September 11–15, Vladivostok, pp. 26–37.

Ponomarev V. I., Salyuk A. N., Bychkov A. S., 1996. The Japan Sea water variability and ventilation processes, Proc. of Circulation Research

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 742

East Asian Marginal Seas Workshop, Far Eastern Hydrometeorological Research Institute, Vladivostok, Russia, pp. 63–69.

Ponomarev V. I., Dmitrieva E. V., 2009. Multiscale climatic variability of Asian Marginal Seas and Northwestern Pacific, Proc. PICES Asian Marginal Seas Workshop, April 2009, Busan, Korea, pp. 18–20.

Ponomarev V. I., Salyuk A. N., 1997. The climate regime shifts and heat accumulation in the Sea of Japan, Proc. of the Creams' 97 Intern. Symp, Fukuoka, January 28–30, Fukuoka, Japan, pp. 157–161.

Radchenko V. I., Dulepova E. P., Figurkin A. L., Katugin O. N., Ohshima K., Nishioka J., McKinnell S. M., Tsoy A. T., 2010. Status and trends of the Sea of Okhotsk region, 2003–2008, in: Marine Ecosystems of the North Pacific Ocean, 2003–2008, S. M. McKinnell, M. J. Dagg (eds.), PICES Special Publication, pp. 268–299.

Riser S. C., 1996. Exchange of water between Okhotsk Sea and North Pacific Ocean through the Kuril Straits, Proc. International Workshop on the Okhotsk Sea and Arctic, Nemuro: Science and Technology Agency of Japan, 205 p.

Shkorba S. P., Ponomarev V. I., Dmitrieva E. V., Kuimova L. N., 2012. Long wave of inter-decadal oscillation in moderate latitudes of the Asian Pacific. 2-nd Int. Symposium on Effect of Climate Change on the World's Oceans, Yeosu, Korea, May 13–20, http://pices.int/publications/presentations/2012-Climate-Change/S1/Day2-1215-Shkorba-S1.pdf.

Sokolov O. V., Mezentseva L. I., 2004. Climatic trends in general atmospheric circulation in the second half of the 20-th century, Pacific Oceanography, vol. 2, no. 1–2, pp. 67–73.

Talley L. D., Lobanov V., Ponomarev V., Salyuk A., Tishchenko P., Zhabin I., Riser S., 2003. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea, Geophys. Res. Lett, vol. 30 (4), 1159, doi:10.1029/2002GLO16451.

Trusenkova O., Kaplunenko D., Gulenko T., Trusenkov S., Lobanov V., Ishida H., 2010. Sea level variability in the Japan, East Sea, estimated from AVISO altimetry, Pacific Oceanography, vol. 5, no. 1, pp. 30–42.

Tsunogai S., Kawada K., Watanabe S., Aramaki T., 2003. CFC Indicating Renewal of the Japan Sea Deep Water in Winter 2000–2001, J. Oceanogr., no. 59, pp. 685–693.

Ustinova E. I., Sorokin Yu. D., 2002. Modern changes in the ice cover of the Bering, Okhotsk and Japan Seas and their interrelation with the thermal regime of atmosphere, Report of the international workshop on the Global change studies in the Far East, Vladivostok, September 7–9, 1999, Vladivostok, Dalnauka, TEACOM Publication, no. 7, vol. 2, pp.145–155.

Ustinova E. I., Sorokin Yu. D., 2009. Low-frequency oscillations of the thermal regime in the Okhotsk Sea and the relationships with large-scale climatic indices, in Proceeding of the 24th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, 15–20 February 2009, Mombetsu, Hokkaido, Japan, p. 21–24.

Ustinova E. I., Sorokin Yu. D., 2012. Sea ice cover variability and change in the Tatar Strait, in Proceeding of the 27th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, 19–24 February 2012, Mombetsu, Hokkaido, Japan, p. 174–177.

Ustinova E. I., Zuenko Y. I., 2011. Evaluation of climatic variability in the Far-Eastern Seas using regional data sets and the relationship with large-scale climate processes, PICES Scientific Report, no. 40, pp. 83–97.

Wang W., Shao Q., Peng S., Zhang Z. et al., 2011. Spatial and temporal characteristics of changes in precipitation during 1957–2007 in the Haihe River basin, Chine, Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, vol. 25, no. 7, pp. 881–895.

Watanabe T., Hanawa K., Toba Y., 1986. Analysis of year-to-year variation of water temperature along the coast of the Japan Sea, Progr. Oceanogr., vol. 17, pp. 337–357.

Wyllie-Echeverria T., Ohtani K., 1999. Seasonal Sea Ice Variability and the Bering Sea Ecosystem, in: Dynamics of the Bering Sea T. R. Loughlin, K. Ohtani (eds.), Fairbanks, University of Alaska Sea Grant College Programm, pp. 435–452.

Yasuda I., Osafune S., Tatebe H., 2006. Possible explanation linking 18.6-year period nodal tidal cycle with bi-decadal variations of ocean and

OD-2-1-3n 12/8/14 6:29 PM Page 743

climate in the North Pacific, Geophys. Res. Letters, 33, L08606, doi:10.1029/2005GL025237.

Yatsu A., Aydin K. Y., King J. R., McFarlane G. A., Chiba S., Tadokoro K., Kaeriyama M., Watanabe Y, 2008. Elucidating dynamic responses of North Pacific fish populations to climatic forcing: Influence of life-history strategy, Progress in Oceanography, 77, pp. 252–268.

Yihui D., Yanju L., Ying S., Yafang S., 2010. Weakening of the Asian Summer Monsoon and Its Impact on the Precipitation Pattern in China, International Journal of Water Resources Development, vol. 26, I. 3, pp. 423–439.

Zuenko Y. I., 1994. The year-to-year temperature variation of the main water masses in the north-western Japan Sea, Proc. of the Creams'94 Intern. Symp., Fukuoka, January 24–26, Fukuoka, Japan, pp. 115–118.

Zuenko Y. I., 2012. Climate change influence on the Japan/East sea ecosystem: productivity lowering vs. efficiency enhancing. Marginal Seas in Changes: the East Sea and the Mediterranean, Int. Workshop, November 6–8, SNU, Seoul, Korea, pp. 123–131.

Zuenko Y., Dolganova N., Nadtochy V., 2010. Forecasting of climate change influence on zooplankton in the Japan Sea, Pacific Oceanography, vol. 5, no. 1, pp. 6–18.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 744

РАЗДЕЛ 6. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ И ЗДОРОВЬЕ НАСЕЛЕНИЯ И МЕРЫ АДАПТАЦИИ К ЭТИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ

Глава 6.1. ЗДОРОВЬЕ НАСЕЛЕНИЯ

Б. А. Ревич, В. В. Ясюкевич

В. В. Малеев, И. О. Попов, С. Н. Титкина

6.1.1. Общая характеристика

В последние годы изменения климата рассматриваются как один из важных факторов, оказывающих влияние на здоровье населения наряду с такими традиционными факторами риска индустриальной эпохи, как загрязнение атмосферного воздуха и питьевой воды, курение, наркомания и другие (Ревич, Малеев, 2011).

Изменения климата влияют на здоровье человека различными путями. Прямое воздействие происходит при увеличении частоты и силы экстремальных гидрометеорологических явлений: волн жары и холода (периодов с аномально высокими или низкими температурами), наводнений, штормов, тайфунов, других экстремальных погодных явлений. Косвенное воздействие определяется экологическими или социально-экономическими факторами (расширение ареалов переносчиков трансмиссивных болезней человека, увеличение площади засушливых земель, уменьшение доступности доброкачественной питьевой воды и прочее).

В данной главе основное внимание уделяется следующим климатообусловленным проблемам, влияющим на здоровье населения:

- прямое воздействие волн жары на уровень смертности и заболеваемости;
- воздействие повышенного уровня загрязнения атмосферного воздуха (в первую очередь взвешенными частицами, оксидами азота, аэроаллергенами), обусловленного климатическими факторами;
- воздействие длительного повышения температуры на частоту и распространение инфекционных заболеваний (трансмиссивных заболеваний, кишечных инфекций).

Эти проблемы привлекают большое внимание отечественных ученых в последние годы, обусловленное определенной востребованностью лицами, ответственными за принятие решений оценок (текущих и перспективных) влияния изменения климата на здоровье населения. Многие исследования имеют пока региональный характер – проводятся в Москве, Архангельской области, Республике Коми, Республике Саха (Якутия) и ряде других субъектах Российской Федерации – или же приурочены к каким-либо крупномасштабным климатическим аномалиям, таким как воздействие блокирующего антициклона летом 2010 г., вызвавшего аномально жаркую погоду. Последствиям произошедших изменений климата уделяется, обычно, больше внимания, чем перспективным оценкам. Поэтому и в данной главе перспективные оценки касаются в основном трансмиссивных заболеваний. Возможные меры адаптации к изменениям климата в аспекте здоровья населения в этой главе только кратко намечены. Их детальная проработка – дело ближайшего будущего.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 745

6.1.2. Краткий итог ОД_РФ-1

Проблема изменения климата как фактора риска здоровью населения России была впервые систематически рассмотрена в "Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" (Оценочный доклад…, 2008а, 2008б – далее ОД_РФ-1) как для прямых, так и для косвенных воздействий.

Прямые воздействия рассматривались, в основном, на базе материала Четвертого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), так как отечественные исследования в этой области знаний тогда только начинались. Вместе с тем, некоторые оригинальные материалы нашли свое отражение. Так, выполненные в Москве и Твери исследования влияния волн жары и холода на показатели смертности населения впервые для России дали возможность оценить в количественной форме ущерб, причиненный этими экстремальными явлениями здоровью населения.

Значительное внимание в ОД_РФ-1 (2008б) было уделено косвенным воздействиям изменения климата на здоровье населения, в основном – климатообусловленным изменениям ареалов переносчиков некоторых важных болезней человека. Так, в последней трети XX века были обнаружены смещение климатических границ распространения переносчиков клещевого энцефалита *Ixodes ricinus* и *I. persulcatus* на северо-восток в Европейской части России (ЕЧР) и в Сибири, переносчика крымской геморрагической лихорадки клеща *Hyalomma marginatum* к северу; причем был отмечен рост его численности. Получили более широкое распространение также геморрагическая лихорадка с почечным синдромом, лихорадка Западного Нила, малярия. Возникновение эпидемической вспышки лихорадки Западного Нила в Волгоградской и Астраханской областях в 1999 г. было обусловлено теплыми зимами, способствующими сохранению и размножению переносчиков этих инфекций. В последние три десятилетия XX века, в особенности в конце века, заболеваемость этими болезнями в России увеличилась, ареалы некоторых из них расширились.

В разделе ОД_РФ-1 (2008б) по ожидаемым в будущем рискам указывалось на возможность увеличения смертности населения вследствие учащения таких экстремальных гидрометеорологических явлений как волны жары, засухи, наводнения, штормы и т. д. С течением времени, в XXI веке, в условиях, когда волны жары будут наблюдаться чаще, а максимальные значения температуры будут увеличиваться, ситуация для населения, входящего в группы риска, ухудшится. Сочетание волн жары с повышенным загрязнением атмосферного воздуха при неблагоприятных метеорологических условиях может усилить негативное воздействие. Возможно ухудшение ситуации и с качеством воды в некоторых регионах.

В последние годы, прошедшие с выпуска ОД_РФ-1 (2008а, 2008б), действительно происходил рост числа дополнительных случаев смерти, связанных с волнами жары. Было также подтверждено продвижение ареалов переносчиков ряда трансмиссивных заболеваний на север и появление новых вспышек лихорадки Западного Нила на юге страны.

6.1.3. Последствия произошедших изменений климата

6.1.3.1. Прямое воздействие волн жары

Современное изменение глобального климата сопровождается увеличением повторяемости (частоты) и силы волн жары – продолжительных периодов (в пределах сезона) с экстремально высокой температурой. Устойчивая продолжительная жаркая погода вызывает увеличение числа смертей и заболеваний системы кровообращения (инфаркт), цереброваскулярных заболеваний (инсульт), заболеваний органов дыхания и эндокринной системы (диабет), особенно у лиц старше 65 лет, а также у людей с хроническими заболеваниями сердечно-сосудистой системы и органов дыхания. Это показали события августа 2003 г. в Западной Европе, когда волна жары повлекла за собой свыше 70 тыс. дополнительных случаев смерти (Fouillet et al., 2008). На фоне повышенного потоотделения при неадекватном пополнении водного баланса возникают обезвоживание, нарушение микроциркуляции, гемоконцентрация, провоцирующие тромбообразование с развитием, в первую очередь, инсультов. Это подтверждают

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 746

данные о структуре смертности населения во время волн жары. Вероятно, дегидратация может усилить дисциркуляторную энцефалопатию (Чазов, Бойцов, 2012).

Для ряда городов России выявлены и обоснованы связи между числом обращений за экстренной медицинской помощью, общей смертностью и смертностью по отдельным причинам (заболевания системы кровообращения, органов дыхания, пищеварения, нервной системы, травмы, утопления и самоубийства) с одной стороны, и температурой воздуха в летний период с другой. В Москве минимум общей смертности четко выражен и находится в интервале температурной кривой от –20°С до +20°С; эффект высоких температур является мгновенным, т. е. самая сильная зависимость смертности от температуры имеет нулевой лаг (Ревич и др., 2008).

Волны аномальной жары в Москве в 2001 и 2002 гг. стали причиной 1300 дополнительных случаев смерти. В рамках проекта ВОЗ “Воздействие изменений климата на здоровье населения и оценка возможностей адаптации на севере Российской Федерации” показано, что даже в таком относительно небольшом северном городе как Архангельск, волны жары в 1999–2008 гг. привели к увеличению смертности за этот период на 289 дополнительных случаев (Варакина и др., 2011).

Еще более серьезная, катастрофическая ситуация возникла на ЕЧР летом 2010 г., когда волна жары наблюдалась непрерывно в течение более 40 суток во время блокирующего антициклона. Гипертермия стала мощным стрессом для здоровья населения. Анализ помесячных данных о смертности населения по регионам (по данным Росстата) показал, что дополнительная смертность в июле–августе 2010 г. составила 54 тыс. случаев. В июле на территории 32 субъектов Российской Федерации в пределах ее ЕЧР, кроме Москвы, с аномальной жарой, где среднемесячная температура июля превышала многолетнее среднемесячное значение на 6°С, смертность увеличилась на 16 тыс. случаев, в том числе на 10.5 тыс. случаев от заболеваний системы кровообращения; при этом в наибольшей степени возросла смертность в Санкт-Петербурге – на 1.5 тыс. случаев или на 30% по сравнению с аналогичным периодом 2009 г. (Ревич, 2011).

Потери населения в августе 2010 г. оказались значительнее, чем в июле, что объясняется усилением жары в центральных областях ЕЧР (Липецкая, Воронежская, Тамбовская, Рязанская области), Поволжье и на юге России (Ульяновская, Саратовская, Волгоградская, Ростовская области, Калмыкия), распространением жары на Урал и дополнительным воздействием загрязнения атмосферного воздуха, вызванного пожарами. Смертность возросла в 43-х субъектах РФ, где наблюдалась экстремально высокая температура, на 38 тыс. случаев, или на 32.6%. На территориях Волгоградской, Воронежской, Липецкой, Ростовской, Рязанской, Саратовской, Тамбовской, Ульяновской областей, республик Мордовия, Татарстан и Чувашия смертность от заболеваний органов кровообращения увеличилась в 1.5–2 раза (Ревич, 2011).

Кроме описанных выше заболеваний, во время жары летом 2010 г. у миллионов людей возникли и другие проблемы со здоровьем: возросла уязвимость к простудным и инфекционным заболеваниям, что повысило риск возникновения эпидемий в осенне-зимний сезон 2010–2011 гг. Исследования о влиянии жары 2010 г. на заболеваемость населения вне Москвы пока немногочисленны; сообщается, например, о статистически значимой зависимости между температурой воздуха и заболеваемостью органов кровообращения в Воронеже (Чубирко и др., 2012).

После относительно спокойного 2011 г. аномальная жара летом 2012 г. затронула регионы Урала и Восточной Сибири, где длительные волны жары, наиболее опасные для здоровья, отмечались в Новосибирске (16 дней), Томске (10 дней), Омске и Новокузнецке (по 8 дней), Красноярске (5 дней). Ранее, в 1999–2007 гг. в Якутске, число аномально жарких летних дней превысило показатель 1961–1990 гг. в 1.7 раза, что послужило причиной дополнительной преждевременной смертности населения от ишемической болезни сердца и инфарктов – возросла смертность по этим причинам более чем вдвое, а от всех естественных причин – примерно в полтора раза (Revich, Shaposhnikov, 2010).

Наиболее детально последствия аномальной жары для здоровья населения изучены в Москве, где волна жары в июле–августе 2010 г. (превыше-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 747

ние многолетней среднесуточной температуры более чем на 5°С) продолжалась 45 суток. При этом число температурных рекордов, т. е. суток с максимальной температурой для данной календарной даты за все время регулярных метеорологических наблюдений с 1885 г., в июле было 10, а в августе – 9. В это же время из-за пожаров лесов и торфяников в Московском регионе резко повысились концентрации загрязняющих веществ в атмосферном воздухе, рассеянию которых препятствовал антициклон.

Во время волны жары 2010 г. в Москве произошло резкое увеличение числа случаев смерти – на 11 тыс. дополнительно (по сравнению с июлем–августом 2009 г.). В это время произошло наиболее резкое увеличение смертности от заболеваний системы кровообращения (на 59%), органов дыхания (на 84%) и других причин (Ревич, 2011). Между суточными показателями температуры воздуха и смертностью выявлены статистически достоверные связи по таким причинам смерти, как заболевания нервной, пищеварительной, мочеполовой системы (Shaposhnikov et al., 2011). Во время жары возросла смертность и от суицидов – это явление описано также в Великобритании, Японии и Южной Корее (Page et al.,2007, Likhvar et al., 2011, Kim et al., 2011).

С сентября 2010 г. уровень общей смертности населения начал снижаться, причем в октябре–декабре стал ниже обычных показателей, т. е. проявился так называемый “эффект жатвы” (рис. 6.1.1.), когда после подъема смертности во время жары, происходит некоторое ее снижение, потому что утрачена группа населения высокого риска.

Результаты детального анализа заболеваемости населения Москвы во время жары и пожаров (леса, торфяники) 2010 г. пока не опубликованы. Известно, однако, что число вызовов скорой медицинской помощи по поводу инсультов возросло до 2.5 раз, пневмонии – в 5 раз, увеличилось число вызовов по поводу гипотензий и ангин (Гамбурцев, Сигачев, 2012).

В это время наблюдались смертельные исходы не только у лиц преклонного возраста, но и

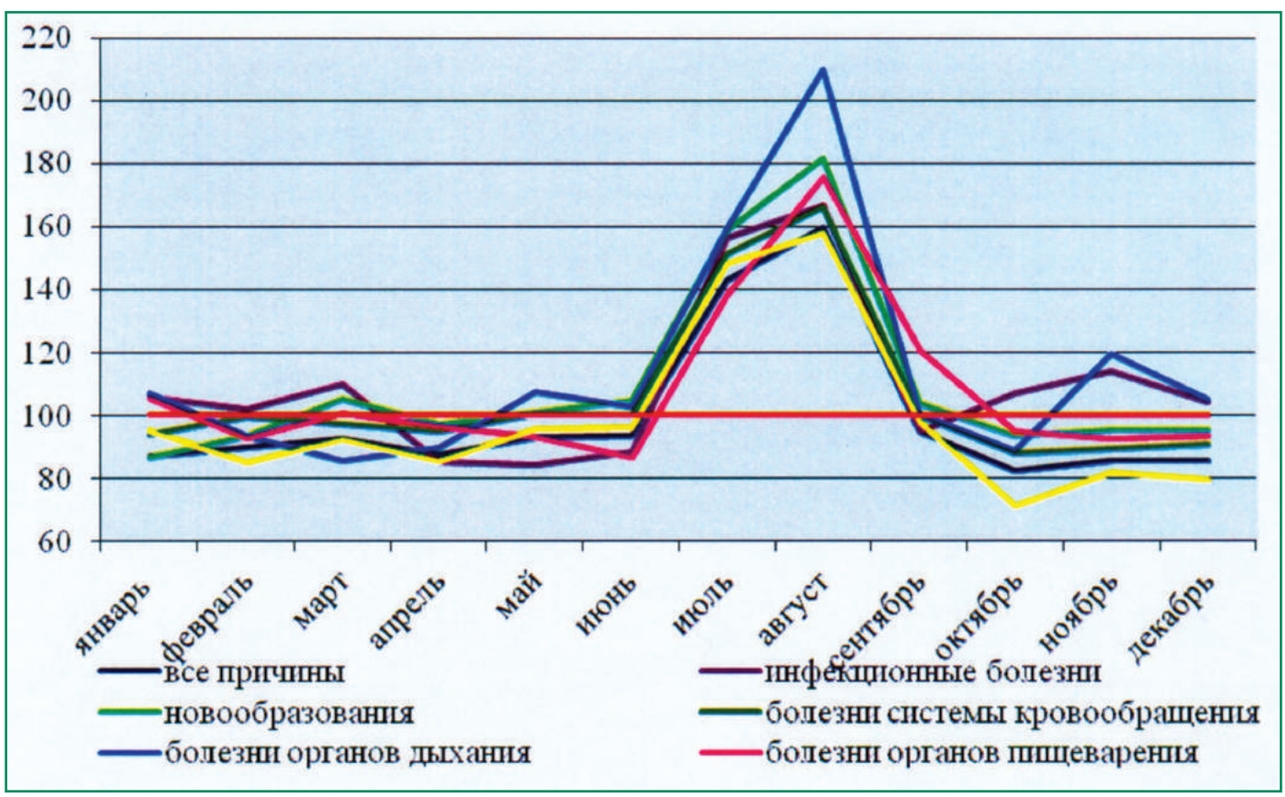


Рис. 6.1.1. Соотношение (%) месячных показателей смертности населения Москвы в 2010 г. по отношению к уровню 2009 г. (красная горизонтальная линия) (Ревич, 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 748

трудоспособного возраста, что привело к значительным экономическим потерям. Согласно расчетам Б. Н. Порфирьева (2013), экономические потери, определенные исходя из концепции полезности и актуарных подходов, находятся в пределах 97–123 млрд руб., или 1.23–1.57% ВВП столицы.

Аномальная жара летом 2010 г. и ее негативные последствия для здоровья населения стали предметом специальных исследований научных коллективов не только Москвы, но в Центрально-Черноземном (Куролап, 2012) и Поволжском (Лифиренко, 2012; Лифиренко, Лифиренко, 2012) регионе однако результаты этих работ еще не нашли отражение в планах действий администрации этих территорий по защите здоровья населения от климатических изменений. Такие работы единичны и пока практически отсутствуют для юга России, Сибири и Дальнего Востока, а их результаты мало отражены в научных журналах медико-биологического профиля.

В мае 2013 г. в России снова повторились волны жары с превышением многолетней среднесуточной температуры более чем на 5°С. Такие ситуации продолжались в Москве 12 дней и на юге страны в таких крупных городах, как Волгоград, Краснодар, Ростов-на-Дону, Саратов, Ставрополь – от 4 до 8 дней (www.pogoda.ru.net).

6.1.3.2. Повышенные уровни загрязнения атмосферного воздуха, обусловленные климатическими факторами

Загрязняющие вещества. Волны жары в засушливых условиях (без дождя) часто сопровождаются лесными и торфяниковыми пожарами. Это, в свою очередь, обусловливают дополнительное поступление в атмосферу продуктов сгорания (прежде всего, оксида углерода CO, оксидов азота NO_x, диоксида серы SO_2, сажевых частиц). Вследствие этого концентрации загрязняющих веществ и их производных в атмосфере увеличиваются, особенно в неблагоприятных метеоусловиях, когда рассеяние в атмосфере понижено. Повышение уровня содержания продуктов сгорания (особенно, диоксида азота и оксида углерода) приводит к обострению хронических заболеваний органов дыхания, включая заболевания верхних дыхательных путей, бронхиальную астму, пневмонию и другие заболевания, особенно у детей

Волна жары летом 2010 г. способствовала распространению пожаров на ЕЧР на значительной территории, в том числе вблизи Москвы. В условиях блокирующего антициклона сложились неблагоприятные метеоусловия, при которых загрязняющие вещества, выделяемые в атмосферу при пожарах, скапливались в приземном слое атмосферы. Среднесуточные концентрации взвешенных частиц (PM10) во время пожаров с 4 по 9 августа 2010 г. находились в пределах 431–906 мкг/м^3, превышая российскую среднесуточную предельно допустимую концентрацию ПДК (60 мкг/м^3) в 7–15 раз, а концентрация озона приблизились к 2 ПДК. Также были повышены концентрации формальдегида, этилбензола, бензола, толуола, стирола и некоторых других органических веществ (до 8 ПДК) (Air quality monitoring…, 2010).

Для определения влияния загрязнения атмосферного воздуха Москвы на показатели здоровья населения во время волн жары использовался метод оценки риска. Дополнительные смертность и заболеваемость, связанные с воздействием существенно загрязненного атмосферного воздуха, были обусловлены преимущественно влиянием мелкодисперсных взвешенных частиц (PM10). Повышенное содержание этих веществ в атмосферном воздухе могло привести к увеличению частоты симптомов со стороны органов дыхания – на 30% и обострений бронхиальной астмы на 45% по отношению к фоновым уровням (Ревич, 2011).

Аэроаллергены. Как известно, в индустриальную эпоху наблюдается рост концентрации CO_2 в атмосфере вследствие антропогенных выбросов от исходных значений 280 ppm до сегодняшних примерно 393 ppm, что усиливает парниковый эффект и приводит к глобальному потеплению. Но и собственно рост концентрации CO_2 в атмосфере может иметь прямые негативные последствия для здоровья населения. Увеличение содержания CO_2 может стимулировать рост растений, в результате чего происходит значительное увеличение продукции пыльцы растений и спор грибов и, таким образом, влиять на их содержание в

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 749

атмосферном воздухе (Sherry et al., 2007). Засуха и сильные ветра также способствуют поступлению в атмосферный воздух пыльцы и ее распространению на новые территории. Пыльца и споры многих видов растений и грибов являются для человека аэроаллергенами – аллергенами, действующими через воздух. Они являются триггерами аллергических симптомов среди людей с аллергическими заболевания – астмой и другими аллергическими заболеваниями легких, а также, ринитом, конъюктивитом, дерматитом (D'Amato et al., 2007; Beggs, 2010; Health Effects of Climate Change in the UK 2012, 2012). Аллергией на пыльцу страдают до 15% населения европейских стран, а в России аллергическим заболеваниям подвержены от 19 до 40% взрослого и до 27% детского населения (Богова и др., 2008). Особенно негативно влияние этих факторов на здоровье детей.

Потепление климата уже привело во многих странах к расширению ареалов некоторых растений, более раннему и продолжительному цветению, что вызывает увеличение поступления аэроаллергенов в атмосферный воздух и рост их концентрации. С изменением климата растения могут менять свои ареалы, воздушные потоки начинают переносить пыль, содержащую, в частности, пыльцу и споры растений, в новые регионы, провоцируя аллергию среди людей, которые до этого ее не испытывали.

Исследование связей между метеорологическими условиями, концентрацией аэроаллергенов и аллергическими заболеваниями немногочисленны, после выхода доклада IPCC (Climate Change 2007, 2007) опубликованы результаты всего нескольких исследований. Выявлены, в частности, зависимости между увеличением концентрации пыльцы трав и частотой случаев обращений за скорой медицинской помощью по поводу астмы с лагом 3 и 5 дней (Heguy et al., 2008), а также консультаций у врача по поводу ринитов (Breton et al., 2006).

Во время гроз и ураганов, повторяемость которых в определенной степени связывают с изменением климата, происходит массированный выброс небольших частиц пыльцы, которые проникают в нижние респираторные пути, что ведет к увеличению частоты приступов бронхиальной астмы (D'Amato et al, 2007). Существует гипотеза, что воспалительный эффект, возникающий в результате действия веществ, загрязняющих атмосферный воздух – озона, взвешенные частицы и диоксида серы, – приводят к более глубокому проникновению аллергенной пыльцы по воздухоносным путям, а совокупное воздействие загрязненного атмосферного воздуха и аэроаллергенов усиливает негативный эффект (синергетический эффект). Повреждение слизистых оболочек дыхательных путей и нарушение мукоцилиарного клиренса, вызванные загрязненным воздухом, могут открыть доступ вдыхаемым аллергенам к клеткам иммунной системы, провоцируя таким образом сенсибилизацию дыхательных путей (D'Amato et al., 2010). В этом вопросе значение имеют также виды пыльцы, типы загрязняющих веществ, особенности местного климата.

6.1.3.3. Психическое здоровье

В главе "Здоровье" вклада Рабочей группы II в Четвертый оценочный доклад МГЭИК (Climate Change 2007, 2007) впервые обсуждалась проблема влияния изменения климата на психическое здоровье населения, в том числе лиц, перенесших стресс после наводнений и других аномальных гидрометеорологических явлений (Berry et al., 2010). Сообщается о связи между высокой температурой воздуха и частотой суицидов в Англии и Уэльсе (Великобритания), а также в Японии (Likhvar et al., 2011; Page et al., 2007, 2012).

В Москве во время волны жары летом 2010 г. число случаев суицидов возросло в два раза (Ревич, 2011). Предполагается, что механизм, посредством которого температура оказывает такое воздействие, связан с подавлением активности центральной нервной системы, повышенным диурезом и обезвоживанием (Keatinge, 2003).

Зависимости между проявлениями алкогольных психозов и температурой воздуха в летнее время выявлены в Москве, Екатеринбурге и других городах. При этом увеличения потребления алкоголя не зафиксирован. Летний рост алкогольных психозов коррелирован с ростом температуры, влажности воздуха и со снижением парциального давления атмосферного кислорода. Тесная взаимосвязь этих характеристик состояния атмо-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 750

сферы вследствие физических законов не позволила отдать приоритет одному из этих факторов в отношении указанного заболевания. Максимальное влияние погодных условий на изменение числа алкогольных психозов проявляется в течение двух недель с начала действия фактора. Превышение среднемесячной температуры в Москве на 2°С летом 1991 г. сопровождалось увеличением количества алкогольных психозов на 7 случаев в день, но продолжительная волна жары 2010 г. привела к обратному результату – произошло уменьшение их числа (Немцов, 2008; Немцов, Нечаев, 2006; Немцов и др., 2013).

6.1.3.4. Инфекционные заболевания

Инфекционные заболевания человека, в том числе трансмиссивные (т. е. передаваемые посредством переносчиков), распространены практически повсеместно. Современные изменения климата приводят к изменению условий их распространения, возрастанию числа факторов риска, меняют условия существования популяций переносчиков и развития возбудителей в их организме, что может вызывать расширение возможностей передачи болезней человеку от таких членистоногих переносчиков, как комары, блохи, слепни, клещи и др. Потепление, ускоряющее процесс развития возбудителя в организме переносчика, облегчает передачу заболевания и способствует расширению его географического распространения. Для нетрансмиссивных заболеваний изменения климата имеют значение для существования животных, являющихся резервуарами инфекции.

При этом необходимо дифференцировать изменения, вызванные климатическими факторами, от изменений, обусловленных другими факторами. Они происходят на фоне действия различных факторов неклиматической природы – экологических, демографических и социально-экономических. Характер их действия на территории России в последние десятилетия существенно изменился. Например, заболеваемость клещевым энцефалитом зависит от объемов вакцинации, подавления очагов методами неспецифической профилактики, от происходящего увеличения частоты контактов населения, в первую очередь, городского с возбудителями и переносчиками на садово-огородных участках. На уровне заболеваемости также сказываются циклические колебания численности переносчиков и позвоночных хозяев (Семенов и др., 2006). Однако, данных по России для широких обобщений пока недостаточно, поскольку в настоящее время систематический мониторинг природноочаговых инфекций на постоянных стационарах не проводится (Коренберг, 2004). В то же время именно для России эти исследования особенно актуальны, так как изменение климата на ее территории происходит более интенсивно, чем в глобальном масштабе (Оценочный доклад…, 2008а).

Сопоставление изменений заболеваемости населения России инфекциями различной этиологии с произошедшими изменениями климата показало неоднозначные результаты. Для ряда болезней – полиомиелит, краснуха, ветряная оспа, шигеллез – имеющиеся данные не позволяют сделать вывод о наличии зависимости, а для других – сальмонеллез, геморрагическая лихорадка с почечным синдромом, клещевой энцефалит, иксодовый клещевой боррелиоз – влияние изменений климата установлено (Лялина, 2004). Повысилась также вероятность сохранения некоторых вирусов, например, японского энцефалита и лихорадки Западного Нила, в комарах, являющихся переносчиками этих заболеваний, во время зимовки, улучшились условия протекания спорогонии возбудителя малярии в переносчике (Алексеев, 2004, 2006; Семенов и др., 2006).

Обзор ситуации по климатозависимым трансмиссивным и нетрансмиссивным заболеваниям и их переносчикам даны во втором томе ОД_РФ-1 (2008б), посвященном последствиям изменений климата и в статье (Ясюкевич, Ревич, 2009). Показано, что изменение климата будет способствовать расширению нозоареалов клещевого весенне-летнего энцефалита, иксодового клещевого боррелиоза, крымской геморрагической лихорадки, лихорадки Западного Нила, геморрагической лихорадки с почечным синдромом и повышению заболеваемости этими инфекциями. В то же время ухудшения эпидемиологической ситуации по малярии в целом по стране в связи с изменением климата не ожидается.

Среди нетрансмиссивных природно-очаговых зоонозов наиболее распространена **гемор-**

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 751

рагическая лихорадка с почечным синдромом (ГЛПС). Это заболевание вирусной этиологии – *Hantavirus* (сем. Bunyavirida). Известно 5 серотипов вируса – Пуумала, Хантаан, Сеул, Амур и Добрава. На территории России наиболее распространен первый. Резервуаром и источником заражения являются мышевидные грызуны, в первую очередь рыжая, красная и восточная полевки, лесная и полевая мышь, выделения которых содержат вирус. Заражение человека происходит респираторным и алиментарным путем (Руководство по зоонозам, 1983; Бернштейн и др., 2004; Нафеев, Салина, 2012). Динамика заболеваемости ГЛПС представлена на рис. 6.1.2.

После пикового значения заболеваемости, который пришелся на 1997 г., заболеваемость существенно снизилась. Для примера укажем, что в 2011 и 2012 гг. в России было зарегистрировано 6096 и 6794 больных, что соответствует показателю заболеваемости 4.3 и 4.8 больных на 100 000 населения (рис. 6.1.2).

Заболеваемость ГЛПС распределяется по территории страны неравномерно. Наиболее неблагополучная обстановка сохраняется в субъектах Приволжского федерального округа, где заболеваемость там превышает средний уровень во много раз.

Так, в 2008 и 2009 гг. показатели заболеваемости в Удмуртской Республике составляли 85.2 и 55.8 (превышение в 12.9 и 8.9 раза соответственно), в Республике Башкортостан – 60.9 и 80.4 (превышение в 9.2 и 12.8 раза), Республике Марий Эл – 34.0 и 20.7 (превышение в 5.2 и 3.3 раза), в Республике Татарстан – 28.7 и 31.4 (превышение в 4.4 и 5.0 раз).

Климатическими факторами риска повышения заболеваемости являются рост температуры и количества осадков в умеренных широтах Европы, особенно увеличение толщины снежного покрова, более раннее наступление весны. Это приводит не только к лучшей выживаемости мышевидных грызунов, но и период размножения у них начинается также раньше. В конечном счете, это

Рис. 6.1.2. Заболеваемость геморрагической лихорадкой с почечным синдромом в России (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 752

приводит к повышению их численности в природных очагах ГЛПС и увеличению частоты контактов с людьми.

Влияют в этом направлении также и социальные факторы, в частности, изменения рекреационных предпочтений людей. Например, в Удмуртии до середины 1980-х гг. около 50% заболевших горожан заражались при посещении лесных массивов и только 25% на садово-огородных участках. К началу XXI века это соотношение стало почти обратным: 30% и 47% соответственно (Бернштейн и др., 2004). Негативно сказывается и вывод из оборота большого количества пахотных земель, что создает благоприятные условия для жизнедеятельности и размножения грызунов. Объем дератизационных мероприятий в природных условиях и населенных пунктах сокращается. Финансирование, выделяемое на организацию и проведение противоэпидемических мероприятий, недостаточно. В сочетании с отсутствием препаратов по специфической профилактике ГЛПС все это определяет неблагоприятный прогноз по этой инфекции (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 2011).

В качестве примеров климатозависимых болезней бактериальной этиологии рассмотрим лептоспироз и туляремию.

Лептоспироз широко распространен на территории России. Возбудитель – ряд сходных между собой спирохет рода *Leptospira*. Пути заражения – аспирационный, контактный, алиментарный. Известно два типа очагов заболевания – природные и антропургические.

Природные очаги этого заболевания имеют ландшафтную приуроченность. Они расположены в лесной зоне, но по долинам рек проникают в лесотундровую, лесостепную и степную зоны. Резервуаром инфекции и источником заражения являются мелкие грызуны и насекомоядные (землеройки, ежи).

Антропургические очаги не связаны с определенными ландшафтами и возникают повсеместно как в городах, так и в сельской местности. Резервуарами инфекции и источниками заражения в таких очагах являются домашние животные (свиньи, крупный рогатый скот, собаки), синантропные грызуны, промысловые животные клеточного содержания (песцы, лисицы). Наряду со спора-

Рис. 6.1.3. Заболеваемость лептоспирозом и туляремией в России (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 753

дическими случаями заболевания имеют место локальные вспышки “купального характера” – купание в загрязненных выделениями больных животных водоемах, а также связанные с профессиональной деятельностью (работники звероферм, собаководы и др.) (Руководство по зоонозам, 1983).

Динамика заболеваемости лептоспирозом представлена на рис. 6.1.3. Значительный подъем заболеваемости отмечался в 1997 и 2004 годах. В 2008–2011 гг. зарегистрировано 616, 495, 366 и 269 больных.

Наиболее эффективным способом профилактики лептоспироза является вакцинация, но ее объем на порядок меньше, чем при туляремии (см. ниже) (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012). Необходимо также уделять внимание санитарно-эпидемиологическому состоянию населенных пунктов и животноводческих предприятий (дератизация и вакцинация домашних и пушных животных).

Климатические факторы риска при лептоспирозе те же, что и при ГЛПС – повышение численности грызунов при потеплении, за исключением состояния популяций переносчиков, так как трансмиссивный путь передачи лептоспироза отсутствует.

Туляремия – природно-очаговый зооноз, возбудителем которого является бактерия *Francisella tularensis*. Широко распространен на территории России, но заболеваемость этой инфекцией существенно ниже, чем лептоспирозом. Резервуаром в природных очагах (их известно 7 типов: пойменно-болотный, луго-полевой, лесной, степной (балочный), предгорно-ручьевой, тугайный и тундровый), а также источником заражения людей являются мелкие грызуны, а также зайцы, ондатры, бурундуки. Заражение происходит различными путями: контактным, алиментарным, аспирационным и факультативно-трансмиссивным. В последнем случае возбудитель не проходит в переносчике каких-либо стадий развития и не размножается, а лишь сохраняется некоторое время. Переносчиками являются различные клещи и кровососущие двукрылые (комары, слепни и другие). Из них наиболее эффективными являются слепни, как в силу строения ротового аппарата, так и потому, что многие их виды наиболее активны в жаркую и сухую погоду (Руководство по зоонозам, 1983, Тарасов, 2002). Заболеваемость спорадическая (представлена на рис. 6.1.3), но бывают локальные вспышки.

Значительный подъем заболеваемости (на порядок по отношению к среднемноголетнему уровню) отмечался в 1995 и 2005 годах. В 2011–2012 гг. в России зарегистрировано только 53 и 128 больных. Наиболее надежным способом профилактики является вакцинация. В 2007 и 2008 гг. было вакцинировано по 600 тыс. человек, в дальнейшем темпы вакцинации снизились и составили 318–350 тыс. человек в год. Ревакцинации же в России в последнее время подвергается по 1.3–1.5 млн человек (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012).

Климатические факторы риска при этом заболевании те же, что и при ГЛПС и лептоспирозе – повышение численности грызунов при потеплении, а также, что обусловлено наличием факультативно-трансмиссивного пути заражения, расширение ареалов кровососущих членистоногих и увеличение их численности.

Клещевой энцефалит – одно из распространенных природно-очаговых заболеваний на территории России. Возбудитель относится к семейству Flaviviridae, род *Flavivirus* (антигенная группа вирусов клещевого энцефалита) (Львов и др., 1989). Основными переносчиками являются *Ixodes persulcatus* и *I. ricinus*, как второстепенные переносчики зарегистрированы *Dermacentor reticulatus, D. marginatus, D. silvarum, D. nuttalli, Haemaphysalis concinna* и некоторые другие. Основной путь заражения – трансмиссивный, иногда встречается алиментарный – употребление зараженного козьего молока. Прокормителями клещей на разных стадиях развития являются различные животные (мелкие грызуны, насекомоядные, зайцы, птицы – обитатели нижнего яруса леса, копытные). Они также являются и резервуарами возбудителя. Вирус успешно переживает в клещах зимний период, передается трансфазово и трансовариально (Тарасов, 2002; Злобин, 2010).

Характерной особенностью изменения заболеваемости клещевым энцефалитом во времени

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 754

Рис. 6.1.4. Заболеваемость клещевым энцефалитом в России (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012).

является его цикличность (Злобин, 2010). Так, во второй половине 1940-х гг. показатель заболеваемости был существенно ниже единицы и достиг значения 1.0 в 1952 г. Затем последовал резкий подъем с пиковыми значениями в 1956 и 1964 г. (5163 и 5205 больных), а затем столь же резкий спад. С 1974 г. выявилась тенденция к росту заболеваемости, ставшая особенно выраженной с 1989 г. Пиковые значения были достигнуты в 1996 и 1999 годах (10298 и 9955 больных). В дальнейшем заболеваемость существенно снизилась (рис. 6.1.4) и в 2010–2011 гг. было зарегистрировано только 3094 и 3533 больных. Тем не менее, по тяжести течения болезни, смертности и последствиям для переболевших, клещевой энцефалит является важнейшим трансмиссивным зоонозом на территории России (Злобин, 2010).

Традиционно неблагополучными по этому заболеванию являются регионы Урала и Сибири. Так, в 1999 г. показатель заболеваемости – число больных на 100 тыс. населения – по России составил 6.8, тогда как в Пермской области – 32.4, Удмуртии – 52.9, Тюменской области – 35.2, Курганской области – 35.4, Томской области – 64.2, Красноярском крае – 52.8. В 2010 г. наиболее высокая заболеваемость регистрировалась в Республике Алтай (21.43), Томской области (20.94), Красноярском крае (16.36) и Курганской области (15.37) при среднем по стране показателе 2.2. Таким образом, в отдельных субъектах Российской Федерации показатель заболеваемости выше среднего в 5–10 раз (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012).

В Кировской, Свердловской, Омской, Псковской, Архангельской областях, Красноярском крае, Республике Бурятия, Республике Тыва и Забайкальском крае наблюдалось расширение нозоареала клещевого энцефалита (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012; Злобин, 2010; Tokarevich et al., 2011).

В качестве причин, приведших к расширению нозоареала клещевого энцефалита, выделяют антропогенное трансформирование естественных ландшафтов, в том числе освоение лесных мас-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 755

сивов под дачные и садово-огородные участки, более частый выезд горожан “на природу” для отдыха, сбора грибов, ягод и т. д., образование антропургических очагов, в которых в циркуляции вируса участвуют и домашние животные. Это способствует повышению контакта населения, прежде всего, городского, с клещами, что привело к тому, что в настоящее время доля городских жителей среди заболевших достигает 70–80%. Часть горожан (10% от общего числа заболевших) заражается в пределах городов, в садах и парках (Злобин и др., 2004; Злобин, 2010).

Также одной из причин увеличения заболеваемости населения клещевым энцефалитом на Урале и в Сибири является смягчение и увлажнение климата. Так, в период 1993–2003 гг. в Иркутской области температура февраля повысилась на 6°С и достигла –11°С, а длительность безморозного периода увеличилась с 90–100 до 120–130 дней. По многолетним наблюдениям (1956–2003 гг.) на территории Иркутска и Иркутского района Иркутской области обилие иксодовых клещей возросло в 57.5 раза, а заболеваемость в 40.2 раза (Злобин и др., 2004). Однако Э. И. Коренберг (Коренберг и др., 2004; Коренберг, 2008) не считает влияние изменения климата на природные очаги клещевого энцефалита и его переносчиков безусловно установленным.

Тем не менее, потепление климата способствовало смещению границы распространения основных переносчиков клещевого энцефалита *I. ricinus* и *I. persulcatus* на северо-восток ЕЧР и Сибири соответственно, расширило период их активности. В то же время вследствие повышения аридности в южных регионах России южная граница распространения этих видов может сдвинуться к северу (Алексеев, 2004, 2006). *I. persulcatus* на территории Республики Коми в 1960-х гг. встречался только в южных районах, теперь же он обнаружен и в центральных. За последние 40 лет северная граница ареала клещей переместилась в Коми на север на 150–200 км. Регистрируется постоянный рост числа людей, укушенных иксодовыми клещами, значительная доля которых инфицирована вирусом клещевого энцефа-

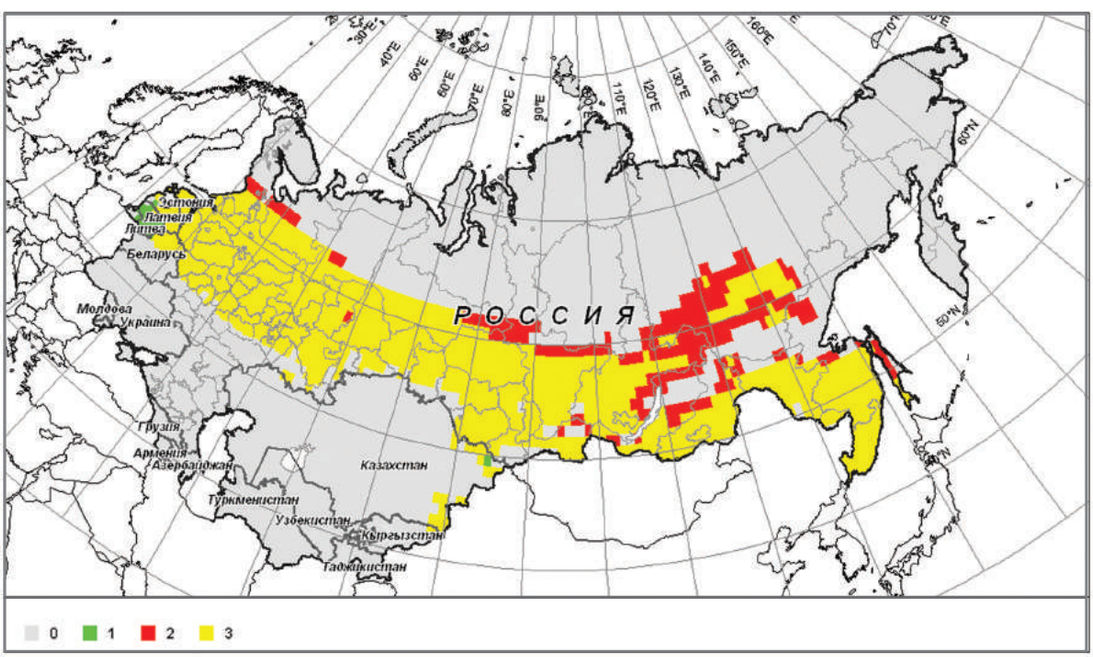


Рис. 6.1.5. Возможное климатообусловленное изменение ареала *I. persulcatus* на территории России, стран СНГ и Балтии за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. Обозначения: 0 – переносчик отсутствует; 1 – сокращение ареала; 2 – расширение ареала; 3 – переносчик присутствовал как в 1951–1980 гг., так и в 1981–2010 гг. (Ясюкевич и др., 2013б).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 756

Рис. 6.1.6. Возможное климатообусловленное изменение ареала *I. ricinus* на территории России, стран СНГ и Балтии за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1951–1980 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.5, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Ясюкевич и др., 2013б).

лита (Корабельников, Егорова, 2009; Гнатив, 2010; Глушкова и др., 2011).

Сходные тенденции характерны и для северных стран Западной Европы. Так, в Швеции ареал *I. ricinus* расширился к северу, что связано с потеплением климата. Последствием потепления климата в Швеции стал рост заболеваемости клещевым энцефалитом, который вызван увеличением численности клещей и продолжительности их жизни, более частым посещением населением лесных территорий, эндемичных в отношении этой инфекции; кроме того, отмечался рост численности животных – прокормителей клещей (Lindgren et al., 2000).

Расчетные оценки изменения ареалов *I. persulcatus* и *I. ricinus* в соответствии с наблюдаемым изменением климата представлены на рис. 6.1.5 и 6.1.6.

Сокращение ареала *I. persulcatus* возможно на территории стран Балтии и части горной системы Алтая, расположенной на территории Республики Казахстан. Расширение ареала происходит в ограниченных масштабах на ЕЧР в северном направлении на территории Республики Карелия, Архангельской области и Республики Коми и весьма существенно на территории Сибири и Дальнего Востока в северном и северо-восточном направлениях (рис. 6.1.5) (Ясюкевич и др., 2013б).

Сокращение ареала *I. ricinus* не происходит. Отмечено его существенное расширение в средних широтах ЕЧР на восток и в северном направлении на территории Республики Карелия, а также в северном и восточном направлениях в Архангельской области (рис. 6.1.6) (Ясюкевич и др., 2013б).

Иксодовые клещевые боррелиозы (болезнь Лайма) в России официально регистрируются с начала 1992 г., и с того времени заболеваемость возросла почти в 4 раза, от 2477 до 9942 больных в 2011 г. (табл. 6.1.1).

Возбудителями болезни в Евразии являются три патогенных для человека вида боррелий: *Borrelia burgdorferi, B. garinii, B. afzelii*. Первый вид редко встречается в Евразии, напротив, два других в Северной Америке не обнаружены. Поэтому в последнее время под термином болезнь Лайма понимают комплекс иксодовых клещевых

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 757

бореллиозов (Манзенюк, Манзенюк, 2005). С инфекцией B. garinii связывают неврологическую симптоматику, сходную с клиническими проявлениями при некоторых формах клещевого энцефалита, *B. burgdorferi* – с Лайм-артритом, *B. afzelii* – с хроническим атрофическим дерматитом (Манзенюк, Манзенюк, 2005).

Переносчиками и резервуарами боррелий в природных очагах являются иксодовые клещи, важнейшими на территории России – *I. persulcatus* и *I. ricinus*. Возбудитель сохраняется в них всю жизнь и передается трансфазово и трансовариально. Прокормителями клещей, а также и резервуарами боррелий, являются различные животные (мелкие грызуны, насекомоядные, зайцы, копытные, птицы – обитатели нижнего яруса леса).

Наиболее высокая заболеваемость клещевыми боррелиозами отмечена в Волго-Вятском, Уральском, Западно-сибирском регионах. Наивысшие показатели заболеваемости в 2010 г. зарегистрированы в Кировской (33.23) и Вологодской (31.91) областях, Республике Тыва (20.92), Удмуртской Республике (17.55), Томской области (17.19) при среднем по России уровне 5.0 (табл. 6.1.1).

В последние годы инфицирование населения при укусе клеща происходит не только на территории природных очагов, но и, как и в отношении клещевого энцефалита, в городских парках и скверах (Арумова, Воронцова, 2000; Злобин и др., 2004; О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 2011). Повышается число обращений населения по поводу укуса иксодового клеща (табл. 6.1.1), что, впрочем, свидетельствует не только о росте обилия клещей, но и о повышении санитарной культуры людей и их заботе о своем здоровье. В 2011 г. 6.1% клещей, которые были сняты с людей, были носителями вируса клещевого энцефалита, а 10.7% – боррелий (из исследованных 225 639 клещей) (О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012). Это средние показатели по России. В ряде случаев зараженность клещей может

Таблица 6.1.1. Заболеваемость иксодовым клещевым боррелиозом (болезнь Лайма) и число обращений по поводу укуса клеща в Российской Федерации

Год	Иксодовый клещевой бореллиоз (болезнь Лайма)		Число обращений населения по поводу укуса иксодового клеща
	Больных на 100 тыс. населения	Абсолютное число больных	
1992	–	2477*	–
1993	–	4727*	–
1994	2.7*	–	–
1995	2.8*	–	–
1996	5.5*	–	–
1997	–	–	–
1998	5.9	8606	–
1999	5.8	8470	–
2000	5.4	7862	–
2001	–	–	–
2002	5.1	7368	–
2003	6.1	8707	257150
2004	4.5	6463	233901
2005	–	–	–
2006	–	–	243640
2007	5.1	7247	231334
2008	5.4	7696	242562
2009	6.8	9688	503137
2010	5.0	7055	455285
2011	7.0	9942	574402

Примечание: *по: Арумова, Воронцова, 2000. Остальные данные по: О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:02 PM Page 758

быть существенно выше. Так, на севере Калужской области, по многолетним (1992–2012 гг.) данным, боррелии были выделены из 27.6% клещей *I. ricinus*, причем доля зараженных самцов и самок была одинаковой (27.0 и 27.6%) (Буренкова, 2012). В Московской области за период исследований 1996–2007 гг. средняя зараженность *I. ricinus* боррелиями составила 11.3%, а *I. persulcatus* – 27.3% (Коротков и др., 2008).

Общий комплекс переносчиков и их прокормителей обуславливает большое эпидемиологическое сходство болезни Лайма с клещевым энцефалитом. Более того, почти все очаги клещевого энцефалита являются сочетанными с болезнью Лайма. Однако нозоареал последней шире, чем энцефалита. Так, в Центральном и Центрально-Черноземном районах заболеваемость боррелиозами регистрируется, а энцефалитом – нет (Злобин, 2010).

Клещевой сыпной тиф (клещевой риккетсиоз) Северной Азии – природно-очаговое заболевание, также экологически связанное с клещами, очаги которого широко распространены на территории Сибири и Дальнего Востока. Возбудителем его является *Rickettsia sibirica*. Путь передачи – облигатно-трансмиссивный. Резервуаром *Rickettsia sibirica* в очагах являются мелкие грызуны и копытные. Важнейшие переносчики – клещи рода *Dermacentor*, в первую очередь, *D. nuttalli*, а также *D. silvarum, D. marginatus, D. pictus*. Доказано участие в циркуляции возбудителя и других видов иксодовых клещей: *Haemaphysalis concinna, H. punctata, H. japonica douglasi, Rhipicephalus sanguineus, Rh. schulzei, Ixodes plumbeum, I. apronopharus, I. persulcatus*. Они являются не только переносчиками, но и резервуаром возбудителя, причем более важным, чем грызуны, которые сохраняют возбудитель в течение одного сезона. В клещах же возбудитель сохраняется в течение всей их жизни и передается трансфазово и трансовариально (Руководство по зоонозам, 1983; Тарасов, 2002; Лобан и др., 2002).

Уровень заболеваемости в целом по России невелик, но в последние два десятилетия XX века прослеживалась некоторая тенденция к его увеличению: за 1979–1991 гг. было зарегистрировано 11334 случая клещевого сыпного тифа, а впоследствии, за более чем вдвое меньший период (1994–1998 гг.) – почти столько же (11809 случаев). Как и в случае других природно-очаговых заболеваний, переносчиком которых являются клещи, возросла заболеваемость городских жителей, что связано с освоением земель под садовые участки, популярностью отдыха на природе и т. д. (Лобан и др., 2002). В настоящее время показатель заболеваемости стабильно держится на уровне 1.2–1.3 (1797 и 1685 случаев в 2003 и 2004 гг.; и 1808 и 1752 случая в 2008 и 2009 гг.) (Инфекционная заболеваемость…, 2005, 2010). Наиболее неблагоприятны в отношении этого заболевания Красноярский край и Иркутская область (показатель заболеваемости 4.0–17.5, причем в ряде районов этих субъектов РФ в отдельные годы показатель возрастал до 244) (Лобан и др., 2002) .

Крымская геморрагическая лихорадка (КГЛ) эпизодически регистрируется в Южном и Северо-Кавказском федеральных округах Российской Федерации, а в пределах бывшего СССР – в Средней Азии, Закавказье, Украине. Ее возбудитель – вирус из семейства Buyaviridae, род *Nairovirus*. Переносчиками и резервуарами вируса в природе являются клещи рода *Hyalomma*, важнейшие из них на ЕЧР – *H. marginanum*, в Средней Азии – *H. anatolicum*. Вирус выделен также и из ряда других видов клещей, обитающих в степной и полупустынной зоне. Кроме того, источниками вируса служат дикие (грызуны, зайцы, ежи) и домашние (крупный рогатый скот, верблюды) животные, а также птицы. Путь передачи – трансмиссивный, но возможен и контактный, например, при раздавливании клеща (Львов и др., 1989; Тарасов, 2002).

С 1948 по 2003 гг. заболеваемость распределялась по субъектам Российской Федерации следующим образом: Ростовская область – 357 больных, Астраханская область – 297, Ставропольский край – 189, Волгоградская область – 33, Калмыкия – 23, Краснодарский край – 18, Дагестан – 9 случаев (Бутенко, Ларичев, 2004). В Калмыкии и Волгоградской области случаи заболевания отмечены впервые в 2000 г., а в Дагестане – в 2001 г. Это связывается с тем, что вследствие потепления климата граница ареала основного переносчика – клеща *H. marginatum* – продвинулась к северу, возросла его численность и, как следствие, расширился ареал инфекции. Пред-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 759

почтительным местом обитания этого вида клеща стали природные биотопы лесостепной зоны, что свидетельствует о вовлечении в ареал новых территорий (в том числе Западной, Северо-Западной и Центральной частей Ставропольского края). Это подтверждено результатами положительных находок антигена вируса КГЛ в клещах на указанных территориях. Показатели вирусофорности клещей в степных и лесостепных ландшафтах районов в 1.5 раза выше, чем в зоне полупустынь (Бутенко, Ларичев, 2004; О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 2010). Уровень заболеваемости за последнее десятилетие представлен на рис. 6.1.7. Обращает на себя внимание существенный рост числа обращений населения по поводу укуса клеща.

Среди трансмиссивных природно-очаговых заболеваний различной этиологии, переносчиками которых являются иксодовые клещи, мы рассмотрели клещевой энцефалит, иксодовые клещевые боррелиозы (болезнь Лайма), клещевой сыпной тиф (клещевой риккетсиоз) Северной Азии, крымскую геморрагическую лихорадку. Первые три заболевания являются преобладающими на территории России, причем их распределение неравномерно. На ЕЧР и в Уральском Федеральном округе преобладает болезнь Лайма, заболеваемость клещевым энцефалитом в 2–3 раза меньше (кроме Южного и Северо-Кавказского Федеральных округов, где отмечается исключительно болезнь Лайма), клещевой риккетсиоз не регистрируется. Заболеваемость клещевым энцефалитом в целом по России в последнее десятилетие снижается, а болезнью Лайма – растет. На территориях Сибирского и Дальневосточного Федеральных округов, наоборот, из всех трех нозологических форм преобладает клещевой риккетсиоз (Рудаков и др., www.oniipi.org). Крымская геморрагическая лихорадка регистрируется эпизодически в Южном и Северо-Кавказском Федеральных округах.

Из природно-очаговых заболеваний, переносчиками которых являются комары, наибольшее значение на территории России имеет **лихорадка Западного Нила (ЛЗН)** – природно-очаговое заболевание, циркулирующее в популяциях птиц, в

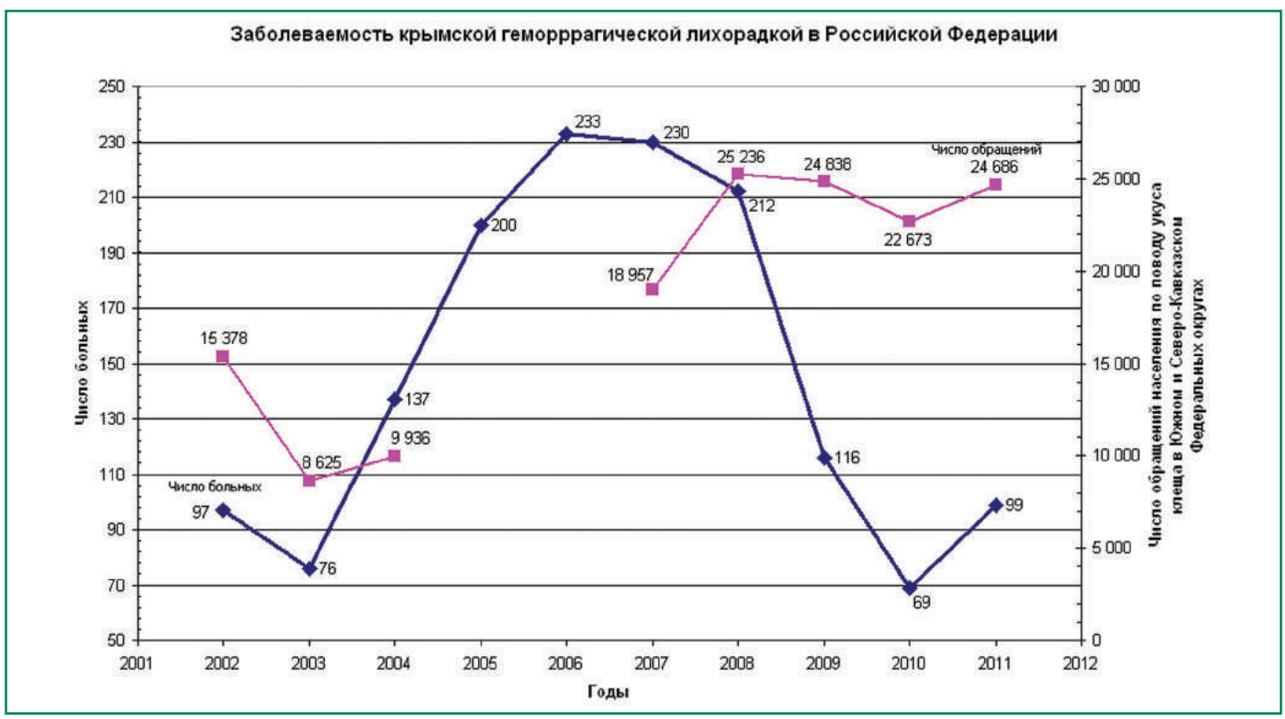


Рис. 6.1.7. Заболеваемость крымской геморррагической лихорадкой в России (синяя кривая) и число обращений населения по поводу укуса клеща (розовая кривая) в Южном и Северокавказском Федеральных округах (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 2003–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 760

основном, водного и околоводного комплексов. Его возбудитель – *Flavivirus* (сем. Flaviviridae, антигенный комплекс японского энцефалита) впервые был выделен в Уганде, в провинции Западный Нил, за что заболевание и получило свое название (Львов и др., 1989). Перелетные птицы могут переносить вирус на большие расстояния, вследствие чего он может обнаруживаться и в местностях, считающимися неэндемичными по ЛЗН, например, в Сибири (Платонова и др., 2006). Эндемичными же считаются районы, где среднегодовая сумма активных температур при пороговом значении 10°С превышает 2 800°С. Интенсивная циркуляция вируса в теплое время года возможна при среднегодовой сумме температур более 2200°С (Platonov et al., 2008).

Основными переносчиками возбудителя являются орнитофильные виды комаров, относящихся к родам *Culex, Aedes, Uranotaenia, Anopheles* и некоторых других. В городских условиях велика роль как переносчика обитающего в затопленных подвалах *Culex pipiens molestus*. Возбудитель неоднократно обнаруживался в иксодовых и аргасовых клещах (Львов и др., 1989; Тарасов, 2002; Федорова, 2007; Орехов и др., 2008; Platonov et al., 2008).

В Российской Федерации ЛЗН регистрируется с 1997 года. Динамика заболеваемости представлена на рис. 6.1.8.

В 1999 г. в Волгоградской и Астраханской областях возникла эпидемическая вспышка ЛЗН, в результате которой заболело 475 человек. Этот год был одним из наиболее теплых за более чем 100 лет наблюдений, с чем и связывается такой рост заболеваемости (Платонов и др., 2004, Платонов, 2006). Однако, следует иметь в виду, что аномально теплые годы часто бывают и аномально засушливыми (Оценочный доклад…, 2008а), что влечет за собой сокращение мест выплода комаров и, соответственно, падение их численности, что снижает интенсивность передачи возбудителя. После ряда благополучных лет последовал резкий подъем заболеваемости: в 2010 г. был зарегистрирован 521 больной, в следующем году – 163 и в 2012 г. – 454 (рис. 6.1.8).

Наиболее неблагоприятна обстановка в Астраханской, Волгоградской и Ростовской областях. На их долю приходится подавляющее большинство случаев заболеваний ЛЗН (рис. 6.1.9).

В 1997–1998 гг. случаи заболевания регистрировались только в Астраханской области. В

Рис. 6.1.8. Заболеваемость лихорадкой Западного Нила в России (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 761

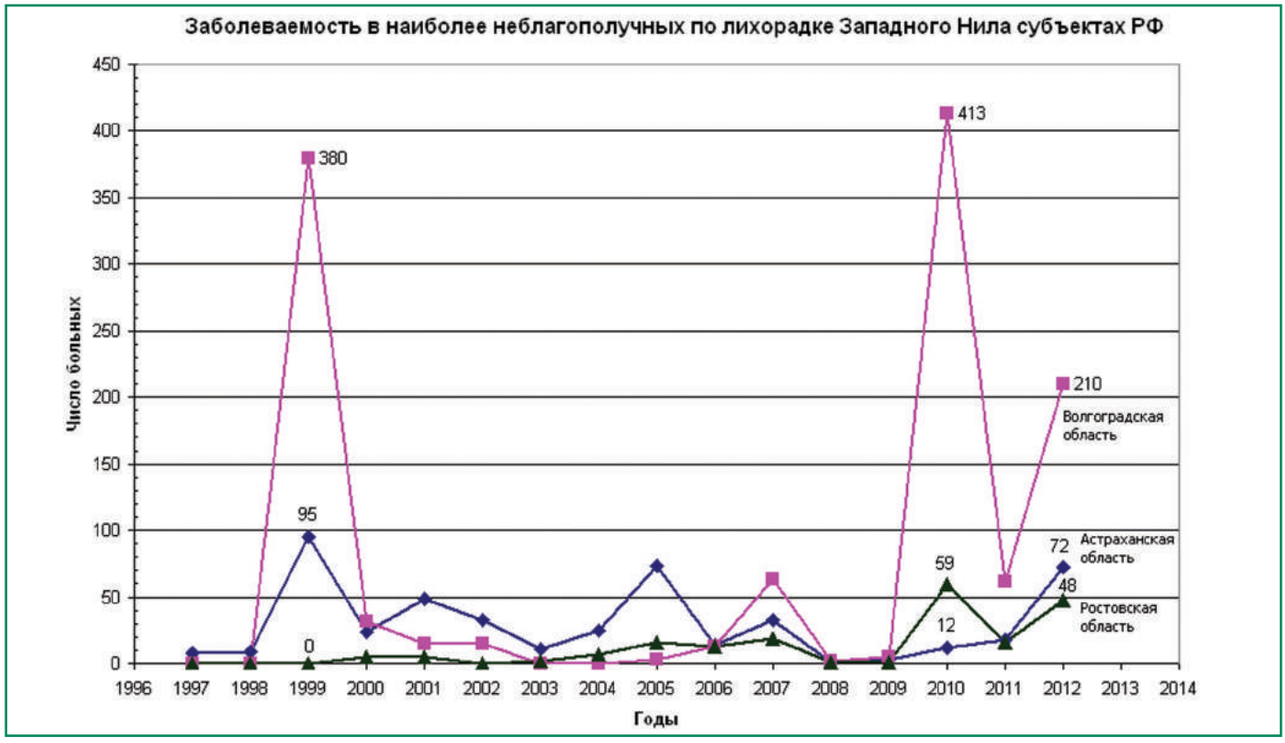


Рис. 6.1.9. Заболеваемость в наиболее неблагополучных по лихорадке Западного Нила субъектах РФ (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012; Лихорадка Западного Нила в мире, 2013).

1999 г. – в Астраханской и Волгоградской областях, со следующего года к ним прибавилась Ростовская. С 2006 г. единичные случаи стали регистрироваться в Ульяновской области. В 2010 г. случаи заболевания были уже в 9 субъектах Российской Федерации, в 2011 г. – в 10. В 2012 г. количество субъектов РФ, где регистрировалась заболеваемость ЛЗН, достигло 21. К ним относятся Волгоградская, Ростовская, Воронежская, Астраханская, Липецкая, Самарская, Саратовская, Белгородская, Ульяновская области, Краснодарский и Ставропольский края, Республики Татарстан, Калмыкия, Адыгея. По 1 случаю отмечено в Пермском крае, Новосибирской, Омской, Московской, Курской областях и Республике Мордовия, а также в Москве. Возможно, что это завоз из эндемичных местностей (Лихорадка Западного Нила в мире, 2013).

Анализ динамики заболеваемости (рис. 6.1.8, 6.1.9) – низкий уровень в течение ряда лет, резкий подъем в отдельные годы и столь же резкий спад – позволяет сделать предположение о том, что трансмиссивный путь передачи вируса от человека к человеку малоэффективен. Человек, видимо, является тупиковой ветвью в циркуляции “птица–комар–птица”. В пользу этого говорит и сравнительно небольшое число больных в годы вспышек – порядка полутысячи человек. При высокоэффективной же передаче возбудителя комарами от человека к человеку в эпидемический процесс за короткий срок вовлекается большое число больных и локальная вспышка перерастает в широкомасштабную эпидемию, охватывающую многие тысячи, а то и сотни тысяч человек. Так было в Бразилии, когда в результате завоза в 1930-е годы высокоэффективного африканского переносчика *Anopheles gambia* и его укоренения возникла самая крупная в истории страны эпидемия тропической малярии (Elton, 1958). Те же черты присущи эпидемиям желтой лихорадки в Судане в 1940-х гг. и в Эфиопии в 1959–1962 гг. (Львов и др., 1989).

Причину вспышек, видимо, следует искать не столько в повышении температуры приземного воздуха в отдельные годы (что, конечно, способствует повышению интенсивности циркуляции

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 762

вируса в природных очагах), сколько в эпизоотиях среди птиц в местах зимовок, высокоэндемичных в отношении ЛЗН. Возвращаясь к местам гнездования, птицы массово заносят вирус на территорию России, что и вызывает резкий подъем заболеваемости.

Климатический риск, как и при многих других трансмиссивных заболеваниях – расширение ареалов переносчиков, а также общее потепление, вовлекающее в циркуляцию вируса все новые субъекты РФ.

Дополнительным фактором риска является ситуация по ЛЗН в США, где она регистрируется с 1999 г. Там только за сентябрь и октябрь 2012 г. заболело более 5 тыс. человек в 48 штатах, из них 229 погибли (Лихорадка Западного Нила в мире, 2013). Возможная причина этого в том, что североамериканские переносчики более эффективны, чем европейские (Сергиев, 2011). Возможно также, что в США был завезен и стал циркулировать более вирулентный по отношению к человеку штамм возбудителя. В любом случае, завоз американских переносчиков и вируса в Европу может коренным образом изменить эпидемическую ситуацию по ЛЗН, как в Западной Европе, так и в России (Сергиев, 2011). Отметим, что в 2012 г. в странах Евросоюза и сопредельных государствах было зарегистрировано 411 случаев заболевания (из них в Греции – 161, Венгрии – 10, Италии – 50, Румынии – 14, Алжире – 1, Хорватии – 5, Македонии – 6, Израиле – 59, Косово – 4, Палестинской автономии – 2, Сербии – 67, Тунисе – 32.), то есть почти столько же, что и в России (Лихорадка Западного Нила в мире, 2013).

Малярия была и остается одним из самых распространенных трансмиссивных заболеваний в мире. Так, в 2000 г. в мире зарегистрировано 233 млн случаев заболевания малярией из которых 985 тыс. с летальным исходом, в 2009 г. – 225 млн и 781 тыс. соответственно, большая часть из которых приходится на Африку (в отношении смертельных исходов 91%) (Кондрашин и др., 2011).

Кроме того, опасения внушают часто регистрируемые в последнее десятилетие в странах Восточной Азии и Океании случаи заболевания че-

Рис. 6.1.10. Заболеваемость малярией в России: общее число больных – синяя кривая, заболевшие вследствие местной передачи – розовая кривая (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 763

ловека малярией приматов *Plasmodium knowlesi*. Морфологически этот вид сходен с возбудителем четырехдневной малярии человека (*P. malaria*), а по клиническому течению болезни – с тропической малярией (*P. falciparum*), что представляет большую опасность, так как этот вид возбудителя обусловливает более 90% летальных исходов при малярии (Баранова, 2011).

Обзору ситуации по малярии на территории России и сопредельных стран посвящена работа (Ясюкевич, 2002). Здесь приведем лишь ключевые моменты. В Российской Империи и в СССР малярия была общенациональной проблемой. Основным видом возбудителя был *P. vivax* (трехдневная малярия), но в меньших масштабах существовала тропическая и четырехдневная малярия. С 1884 по 1914 гг. ежегодно регистрировалось от 3 до 3.6 млн больных (Лейзерман, 1943). В СССР заболеваемость росла, достигнув пика в 1934–1935 гг. (9477007 и 9023909 случаев); по РСФСР, соответственно, 5319018 и 5371743 случая. В дальнейшем в результате широкомасштабной программы по борьбе с малярией появилась устойчивая тенденция к снижению заболеваемости. В 1940 г. в РСФСР было зарегистрировано только 1912386 больных. В начале 1960-х гг. было объявлено, что малярия как эпидемическое заболевание в СССР ликвидирована, сохранились лишь остаточные очаги в Азербайджане и Таджикистане (Васильев, 2000, 2001). К сожалению, при этом была упразднена и сеть противомалярийных станций, созданная в 1920-х гг.

В настоящее время в Российской Федерации ситуация по малярии может считаться достаточно благоприятной. Динамика заболеваемости малярией за последние 20 лет представлена на рис. 6.1.10.

Максимальное число больных было зарегистрировано в 1998 г. – 1107, из них 65 в результате местной передачи (5.9%). В дальнейшем масштабы завоза стали снижаться, но возникла тенденция к увеличению местных случаев малярии.

В 2001 г. было выявлено 898 случаев, из них 134 в результате местной передачи (14.9%), в 2002 г. 644 и 139 соответственно (21.6%). В 2003 г. положение улучшилось: из 533 зарегистрированных случаев местных было 73 (13.7%). В последующие два года при снижении общего числа больных (382 и 212 соответственно) доля местных случаев (68 и 40 больных) снова начала возрастать и составила 17.8 и 18.9%. В 2006 и 2007 гг. доля местных существенно снизилась и составила 6.7 и 8.6% соответственно. В последние годы (2011–2012) было 86 и 87 больных (0 и 1 случай местной передачи).

В ближайшем окружении России оставались очаги малярии, которые дали о себе знать после распада Советского Союза. Так, в Азербайджане в 1996 г. было зарегистрировано 13135 больных, а в Таджикистане в 1997 г. 29794 официально зарегистрированных больных (Ясюкевич, 2002). И завоз малярии из этих стран в Россию во второй половине 1990-х и начале 2000-х гг. существенно преобладал над завозом из стран дальнего зарубежья (Лобзин, Козлов, 2004).

Наибольшее число больных малярией (как завозные, так и ранее – местные случаи) выявляется в Москве и Московской области (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012). Но это связано не с особо благоприятной климатической обстановкой для распространения малярии, локально сложившейся в Московском регионе на рубеже XX–XXI вв., как полагают некоторые авторы (Миронова, 2006; Ревич, Малеев, 2011). Даже с учетом того, что Москва, как и другие мегаполисы мира, является “островом тепла” по отношению к окружающей местности (Mogi, 1996; Todhunter, 1996; Hansen et al., 2010), такие же более благоприятные условия создались и в других городах средней полосы России, где повышенной заболеваемости не наблюдается. Причина этого иная. Москва – деловой и культурный центр России. Трудовые мигранты из эндемичных по малярии стран, среди которых встречаются и больные, прибывают в столицу и стремятся, прежде всего, обосноваться в Московском регионе. Многие граждане развивающихся стран стремятся получить образование в московских учебных заведениях, а это тоже возможный источник завоза малярии (Баранова, 2010).

Современное благополучие в отношении малярии обусловлено рядом причин. Стабилизировалась ситуация в Республиках Азербайджан и Таджикистан, где были полномасштабные эпиде-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 764

мии, и в Республиках Киргизия и Узбекистан, где наблюдались локальные вспышки. В результате этого завоз малярии в Россию резко сократился. Сейчас первое место как источник завозных случаев занимает Индия (студенты и бизнесмены). В процессе ликвидации малярии в СССР были уничтожены фенотипы возбудителя, адаптированные к условиям средней полосы и местным видам переносчиков. Сейчас не существует единой популяции возбудителя, в которой возможны процессы отбора и адаптации вследствие эпизодических завозов различных фенотипов из многих стран и отсутствия непрерывной циркуляции возбудителя. Совершенствуется миграционная политика: нелегальных мигрантов стало меньше, а легальным разрешения выдаются с тем расчетом, чтобы потенциальный больной не попал на территорию России в сезон передачи малярии. Повысилась санитарная культура населения и настороженность медицинских работников, что обеспечило своевременное выявление и лечение больных, поэтому вторичные от завозных и местные случаи единичны (Баранова, 2010).

Одной из черт малярии как нозологической единицы является ее способность быстро возвращаться на исходные позиции при ослаблении контроля. Примером служат эпидемии малярии в Азербайджане и Таджикистане, локальные вспышки в Узбекистане и Киргизии, последовавшие после распада СССР и связанных с этим событий, эпидемии в Турции (в конце 1970-х гг. на Чукуровской равнине, в 1990-х гг. в юго-восточных и южных районах Анатолии), периодические возникающие локальные вспышки в странах Южной Европы (Ясюкевич, 2002; Лысенко и др., 2003; Кондрашин и др., 2011).

Таким образом, несмотря на невысокий уровень заболеваемости, предпосылки возобновления широкомасштабной передачи малярии, в первую очередь, трехдневной, в России остаются. К ним относятся сохраняющийся завоз малярии и большое число обитающих видов переносчиков.

На территории бывшего СССР известны следующие виды переносчиков малярии: *Anopheles maculipennis, An. melanoon, An. beklemishevi, An. messeae, An. atroparvus, An. sacharovi, An. martinius*, (виды комплекса *An. maculipennis*), *An. hyrcanus, An. sinensis, An. claviger, An. plumbeus, An. algeriensis, An. barianensis, An. lindesayi, An. marteri, An. superpictus, An. pulcherrimus, An. multicolor*. В России превалируют виды комплекса *An. maculipennis*. Кроме того, в ряде публикаций сообщается о нахождении на территории СНГ и других видов комплекса *An. maculipennis: An. persiensis, An. daciae, An. lewisi, An. artemievi* (Беклемишев, 1970; Гордеев и др., 2005, 2006, 2010; Лопатин и др., 2006; Djadid et al., 2007). Многие из этих видов являются весьма эффективными переносчиками малярии.

Изменения климата, произошедшие в конце XX–начале XXI вв. на территории стран СНГ и Балтии, не могли не сказаться на ареалах переносчиков и условиях развития возбудителя в их организме. Последствия этих изменений в отношении малярийных комаров были оценены расчетным методом с использованием прикладных климатических индексов, выявленных В. Н. Беклемишевым и его сотрудниками (Беклемишев, 1970) и определяющих условия существования переносчиков малярии в зависимости от температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы и суммы осадков (Ясюкевич и др., 2012, 2013).

Оценке изменения климатического ареала возбудителей малярии посвящена работа (Ясюкевич, Гельвер, 2007). В этой работе показано, что изменение температуры воздуха в приповерхностном слое, произошедшее в период 1966–1995 гг. по сравнению с 1936–1965 гг., привело к изменениям границ климатических ареалов возбудителей малярии территории бывшего СССР. Для *P. vivax* северная граница ареала сместилась к северу в секторе 90–100° в.д. В остальной части ареала положение границы не изменилось или же ареал сузился. Для *P. falciparum* северная граница ареала сместилась к северу в секторе 70–90° в.д. и к востоку от 135° в.д. В целом пространственный масштаб изменений потенциальных ареалов этих возбудителей малярии в конце XX века можно оценить как субрегиональный. Смещение границ ареала каждого из двух исследованных видов возбудителей малярии разнонаправлено и составило 100–200 км.

Расчет, выполненный в соответствии с инерционным сценарием, показывает, что в первой четверти XXI века повсеместного движения северных границ ареалов на север не ожидается.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 765

При этом расчетное для 1996–2025 гг. расширение ареалов возбудителей трехдневной и тропической малярии на территории России невелико и в целом уступает по масштабам ожидаемому в других частях ареала сокращению. Расширение ареалов происходит субрегионально в Азиатской части России (АЧР), где плотность населения по большей части невелика, а сокращение, наоборот, ожидается, в том числе, и в густонаселенной ЕЧР.

В настоящей главе такую оценку мы не приводим, так как завоз малярии в настоящее время невелик, местные случаи единичны и наибольшую потенциальную угрозу представляет расширение ареалов переносчиков.

На рис. 6.1.11 показан климатобусловленный ареал комаров комплекса видов *An. maculipennis*. Этот расчетный ареал достаточно точно отображает северную границу распространения *An. beklemishevi* и *An. messeae* (Маркович и др., 2001), за исключением восточной части. Реально распространение на восток An. messeae ограничивается междуречьем рек Зеи и Буреи (около 125° в.д.), это наиболее далеко заходящий на восток вид комплекса, а *An. beklemishevi* доходит примерно до 90° в.д. (Маркович и др., 2001). Для объяснения этого факта В. Н. Беклемишевым было выдвинуто 2 гипотезы. Первая заключается в том, что в нетронутой тайге для комаров *An. maculipennis s.* l. отсутствуют подходящие по температурному режиму водоемы, и они следуют за человеком, осваивающим тайгу. Однако, сравнение данных 1920-х и 1930-х гг. (Беклемишев, 1970), а также современных (Маркович и др., 2001), не показывает распространения *An. maculipennis s.* l. далее на восток, хотя этот регион интенсивно осваивался за эти годы. Вторая заключается в том, что распространенный на Дальнем Востоке *An. sinensis* имеет решающее преимущество в конкурентной борьбе с *An. messeae* и препятствует расширению его ареала. Это представляется более правдоподобным. В отношении северной границы наш анализ показывает некоторое расширение ареала в северном направлении, особенно заметное на территории Восточной Сибири. Сокращение ареала незначительно.

На рис. 6.1.12 представлен групповой модельный ареал экологической группы комаров, зимующих в активном состоянии и периодически пи-

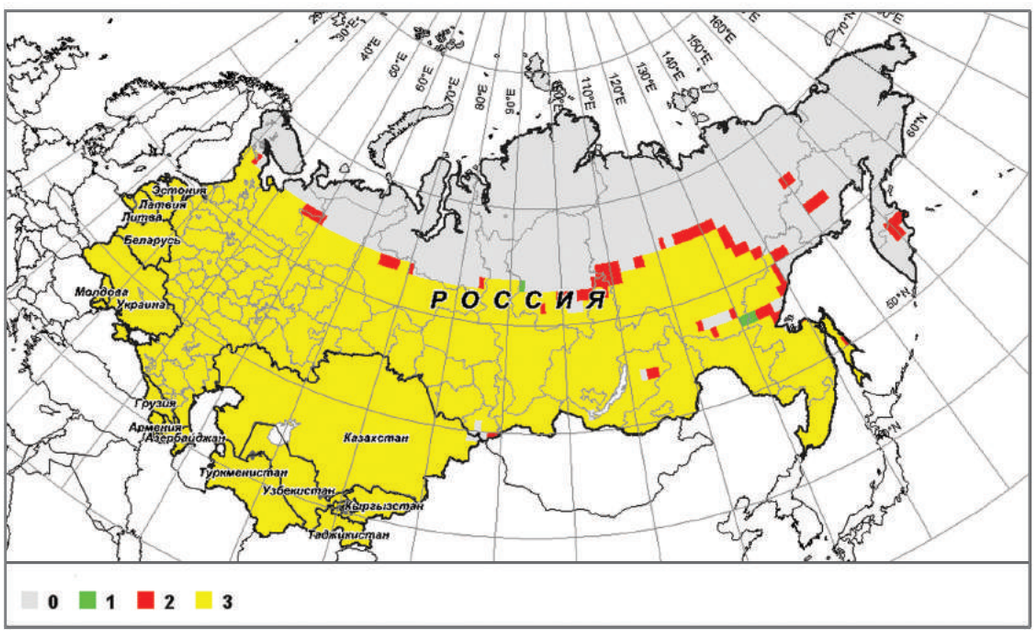


Рис. 6.1.11. Изменения климатообусловленного расчетного ареала комаров комплекса видов *An. maculipennis* за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1936–1965 гг. Обозначения: 0 – переносчик отсутствует; 1 – сокращение ареала; 2 – расширение ареала; 3 – переносчик присутствовал как в 1936–1965 гг., так и в 1981–2010 гг. (Ясюкевич и др., 2012, 2013а).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 766

Рис. 6.1.12. Изменения климатообусловленного расчетного ареала экологической группы комаров, зимующих в активном состоянии, за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1936–1965 гг. Обозначения как на рис. 6.1.11. Позиция 1 отсутствует, т. к. сокращения ареала не выявлено (Ясюкевич и др., 2012; 2013а).

Рис. 6.1.13. Изменения климатообусловленного расчетного ареала *An. pulcherrimus*, за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1936–1965 гг. Обозначения как на рис. 6.1.11 (Ясюкевич и др., 2012; 2013). Позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 767

тающихся кровью. К ним относятся An. superpictus (Средняя Азия, Закавказье, Дагестан), *An. sacharovi* (равнины Закавказья и Дагестана) и *An. atroparvus* (Закавказье, Северный Кавказ, и далее к западу от Каспия). Эти виды высоко восприимчивы к возбудителю трехдневной малярии *Plasmodium vivax* и являются более эффективными переносчиками, чем *An. beklemishevi* и *An. messeae*. На рисунке видно, что граница потенциального ареала существенно сдвинулась к востоку и к северу. По последним данным, *An. sacharovi* обнаружен в Калмыкии (окрестности Элисты), где ранее этот вид не отмечался (Перевозкин и др., 2012). Это подтверждает правильность результатов приведенного на рис. 6.1.12 расчета.

На рис. 6.1.13 представлен потенциальный ареал *An. pulcherrimus*. В Российской Федерации этот вид не встречается, но широко распространен в независимых государствах Средней Азии. Модельный анализ показал существенное увеличение площади его ареала.

Расширение ареала *An. superpictus* и *An. pulcherrimus* в Средней Азии является фактором риска возобновления малярии в государствах этого региона. В республике Таджикистан в 1970–1980 гг. эти виды были уничтожены почти полностью, сейчас же их численность восстановилась и достигла уровня, когда широкомасштабная борьба с ними не проводилась. Более того, установлено, что *An. superpictus*, считавшийся ранее горноручьевым комаром, сейчас активно заселяет равнинные водоемы с более высокой эвтрофикацией. Это может осложнить малариологическую обстановку в этом регионе и привести к увеличению масштаба завоза малярии на территорию России (Кадамов, 2010).

Таким образом, климатические изменения за период 1981–2010 гг. по сравнению с периодом 1936–1965 гг. создали предпосылки для расширения климатообусловленных ареалов исследованных видов переносчиков малярии в восточном и северном направлениях, что может привести к обнаружению некоторых из них в местностях, где они ранее не встречались. Сокращения ареалов модельный расчет не выявил. Это делает мониторинг видового состава и численности переносчиков по-прежнему актуальным (Ясюкевич и др., 2012, 2013а)

Климатическим риском является расширение ареалов переносчиков и возбудителей малярии. Необходимо отметить, что выявленное расширение ареалов *An. atroparvus, An. sacharovi, An. superpictus* и *An. pulcherrimus* представляет собой более существенную угрозу, чем *An. beklemishevi* и *An. messeae,* поскольку последние виды являются менее эффективными переносчиками, чем перечисленные в первой группе.

Представленные в научной литературе ***перспективные оценки*** изменения характера распространения инфекционных заболеваний в XXI веке вследствие ожидаемых изменений климата, обычно имеют качественных характер.

Дальнейшее смещение границ ареалов иксодовых клещей, как это происходит в настоящее время (Ясюкевич и др., 2013б, рис. 6.1.5, 6.1.6), к северо-востоку будет способствовать повышению заболеваемости клещевым энцефалитом, боррелиозами и риккетсиозами. В то же время вследствие повышения аридности в южных регионах России южная граница распространения *Ixodes ricinus* и *I. persulcatus* может сдвинуться к северу (Алексеев, 2004, 2006). Для большинства членистоногих переносчиков болезней человека предполагается увеличения периода активности, то есть более ранний выход из зимовки весной и уход в диапаузу осенью. (Алексеев, 2004, 2006).

Улучшение вследствие потепления условий обитания местных видов комаров, являющихся переносчиками арбовирусов, будет способствовать формированию новых природных очагов комариных лихорадок и энцефалитов (Алексеев, 2004, 2006). Так, считается вероятным возникновение природных очагов и проявление клинических случаев лихорадки Западного Нила в Саратовской, Самарской, Оренбургской, Воронежской, Курской, Белгородской, Омской и Новосибирской областях, Алтайском крае (Платонов, 2006; Платонов и др., 2004; Платонова и др., 2006; Platonov et al., 2008).

Согласно оценкам МГЭИК, в Северном полушарии климатический ареал малярии в XXI веке при потеплении климата расширится, в основном, к северу. На территориях, где малярия человека эндемична, увеличится длительность сезона передачи заболевания. Значительно увеличится число людей, проживающих в зонах с большим риском

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 768

заражения малярией. Если сейчас на территориях, где потенциально существует возможность заражения малярией, проживает 2400 млн человек, что составляет около 40% населения Земного шара, то к 2080 г. это число увеличится, по различным оценкам, еще на 220–400 млн человек. Новые риски, как и во многих других случаях, коснутся в первую очередь стран с низким уровнем жизни (Хайнес и др., 2004; Martens et al., 1999; Lieshout et al., 2004; Climate Change 2007, 2007).

Северные границы ареалов малярийных комаров сдвинутся далее к северу, как это уже происходит, возможно замещение северных популяций южными. На ЕЧР вследствие уменьшения континентальности климата возможно дальнейшее расширение ареалов *An. atroparvus, An. sacharovi, An. maculipennis* и *An. superpictus*, которые являются более эффективными переносчиками малярии, чем *An. beklemishevi* и *An. messeae*. При активизации завоза возбудителя это может существенно осложнить эпидемиологическую ситуацию по малярии (Сергиев и др., 2004; Ясюкевич и др., 2012; 2013а).

В последние годы была выявлена ***новая биологическая угроза*** для России – на Черноморском побережье Кавказа были обнаружены желтолихорадочный комар *Aedes aegypti* и азиатский тигровый комар *Ae. albopictus*. Эти виды являются переносчиками большого числа арбовирусных инфекций, в том числе таких опасных, как желтая лихорадка, лихорадки денге и Чикунгунья, эпидемии которых в мире охватывали десятки и сотни тысяч человек и сопровождались высокой летальностью. Первый является синантропным видом, второй – полусинантропным, что увеличивает их опасность как переносчиков циркулирующих среди людей заболеваний. *Ae. albopictus* является полуэндофильным видом, в отличие от эндофильного *Ae. aegypti*, поэтому обработки помещений стойкими контактными инсектицидами против него менее эффективны (Ганушкина, Дремова, 2011; 2012).

Ae. aegypti, не встречавшийся на территории СССР более 50 лет, был выявлен в 2001 г. в городе Сочи (Рябова и др., 2005). Дальнейшими исследованиями было подтверждено наличие его устойчивой популяции в Сочи и дальнейшее распространение по территории России – городах Туапсе, Адлер, Сухуми, Гудаута. (Юничева и др., 2008). Впервые же в России он был найден в 1911 г. в Батуми, затем в Туапсе и Закавказье – городах Кутаиси, Тбилиси, Баку и прилегающих местностях. Численность его быстро возросла, что создало предпосылки при появлении источника инфекции широкомасштабных эпидемий. В результате предпринятых истребительных мероприятий в 1930–1940-х гг. ее удалось резко снизить, а с начала 1950-х гг. этот переносчик уже не регистрировался в СССР.

Первичным местообитанием *Ae. aegypti* считается Западная Африка. С развитием мореплавания в течение нескольких веков он был развезен по всем тропическим широтам. Пик его распространения пришелся на 1930-е годы.

В 2011 г. там же (Район Большого Сочи, пос. Хоста) был выявлен другой опасный переносчик – *Ae. albopictus* (Ганушкина и др., 2012). Первичный его ареал – тропики Юго-Восточной Азии и острова Океании. Развитие транспорта и торговли способствовали его широкому распространению по странам и континентам, которое отмечается со второй половины XX в. (Knudsen, 1995; Tatem et al., 2006).

Ведущую роль в этом процессе сыграла торговля подержанными автопокрышками (Маркович, 1997), которые для вторичной переработки могут перевозиться за многие тысячи километров. Они как нельзя лучше подходят для выплода комаров и откладки яиц, так как в большинстве случаев хранятся под открытым небом, заливаются водой. Как известно, яйца комаров рода *Aedes* после завершения эмбриогенеза способны длительное время сохранять жизнеспособность в сухом виде, а при попадании их в воду происходит выход личинок и их дальнейшее развитие. В Европе *Ae. albopictus* стал отмечаться с начала 1990-х гг. и к настоящему времени распространился во многих странах Южной Европы (Guidelines for the surveillance of invasive mosquitoes…, 2012).

Появление этих двух видов на Черноморском побережье Кавказа сделало актуальной оценку возможности их потенциального распространения на территории России, тем более что в настоящее время их расселение продолжается (Ганушкина и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 769

Яйца *Ae. aegypti* не переносят низких температур, поэтому фактором, лимитирующим распространение этого вида, является среднемесячная температура января 0°С. Яйца *Ae. albopictus* зимуют, в отличие от *Ae. aegypti*, в состоянии диапаузы и переносят легкое промораживание. Среднемесячная температура января ниже –1°С…–3°С делает невозможным их выживание. Некоторый разброс связан, скорее всего, с популяционными различиями. Так, в Японии популяции этого вида стабильно существуют при –2°С, в Южной Корее при –3°С. Другим ограничивающим климатическим фактором является среднегодовая сумма осадков – их требуется более 450 мм (Ганушкина, Дремова, 2011; Kobayashi et al., 2002; 2008; Neteler et al., 2011; Guidelines for the surveillance of invasive mosquitoes…, 2012). Эти предикторы использовались для оценки возможного распространения этих видов на территории России, стран СНГ и Балтии при климатических условиях последнего десятилетия – 2000–2010 гг. (рис. 6.1.14).

Как следует из этого рисунка, укоренение *Ae. aegypti* возможно на Черноморском побережье Кавказа до широты Краснодара, а также на всей территории Крыма.

В силу особенностей биологии, *Aedes albopictus* способен распространиться существенно далее в глубь территории России, чем *Aedes aegypti*. Если принять за границу распространения изотерму средней температуры января –1°С, то на Черноморском побережье Кавказа он продвинется несколько севернее, чем *Aedes aegypti*, заселит также Крым. Пригодными окажутся также небольшие участки Каспийского побережья Дагестана. За пределами России возможна акклиматизация *Aedes albopictus* на крайнем юге Молдавии и Черноморском побережье Украины до Одессы, а также Прикаспийской части Азербайджана и восточном побережье Каспия южнее залива Кара-Богаз-Гол (Туркменистан).

Если предположить, что были завезены комары из наиболее холодостойкой популяции (оценка по январской изотерме –3°С), то в потенциальную область распространения *Aedes albopictus* войдет Северный Кавказ, Краснодарский и Ставропольский края, Калининградская область и прилегающие районы Литвы, Закавказье (кроме высокогорных районов), южные области Украины, почти вся территория Молдавии, обширные участки восточного побережья Каспия к югу и северу от за-

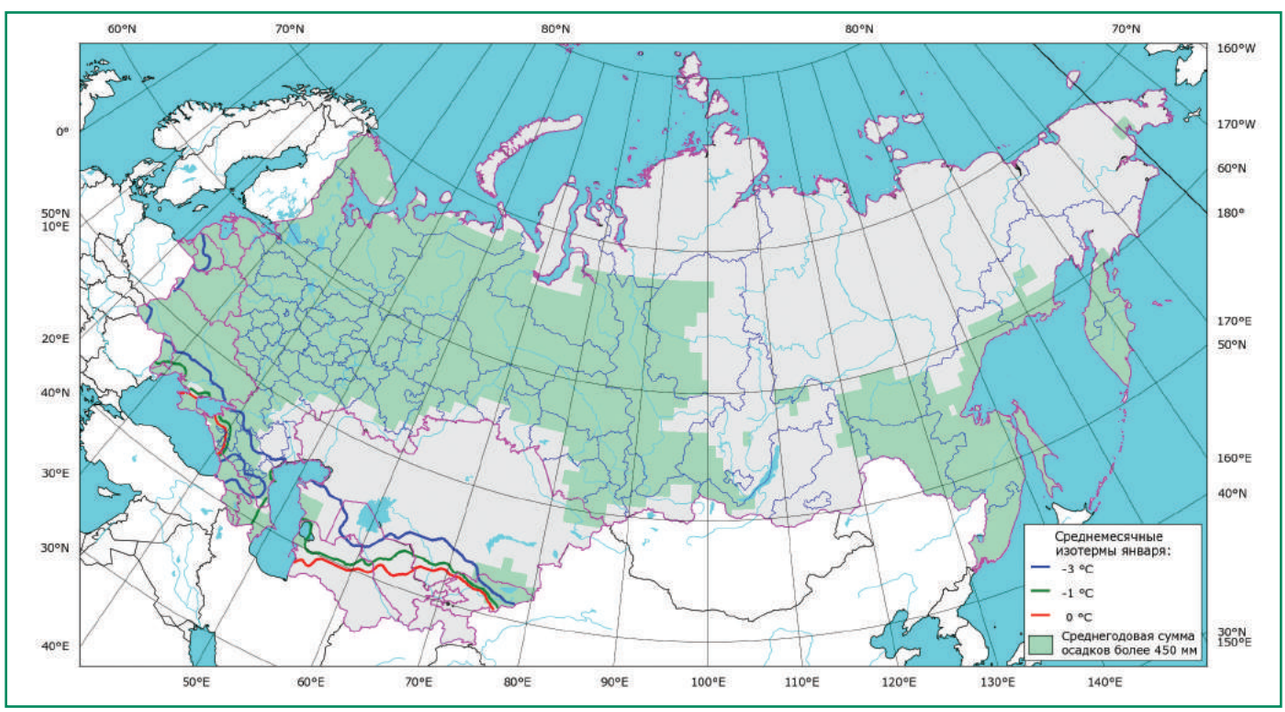


Рис. 6.1.14. Пределы возможного распространения *Aedes aegypti* и *Ae. albopictus* на территории России, стран СНГ и Балтии при климатических условиях периода 2000–2010 гг. (Ясюкевич и др., 2013а).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 770

лива Кара-Богаз-Гол (Туркменистан). Возможно также его укоренение в Киргизии (рис. 6.1.14).

При массовом распространении этих видов комаров по территории России они представляют существенную угрозу здоровью населения. Особенно опасны они как переносчики лихорадки денге. Средства специфической профилактики лихорадки денге еще не разработаны. Эта инфекция широко распространена в мире, она регистрируется в 125 странах. Заболеваемость за последние 50 лет выросла в 30 раз. Эпидемические вспышки лихорадки денге уже только в начале 2013 года зарегистрированы в Венесуэле, Бразилии, Мексике, Перу, Парагвае, Никарагуа, Колумбии, Таиланде, Вьетнаме, Шри-Ланке, Малайзии, Каймановых островах. Завозные случаи регулярно отмечаются в России. Так, в 2012 г. было 37 случаев, а только в январе 2013 г. – 29, связанных с пребыванием в Таиланде. Однако ни одного случая не зарегистрировано на Черноморском побережье Кавказа (Об эпидситуации по заболеваемости лихорадкой денге, 2013).

Заболеваемость желтой лихорадкой существенно ниже, что объясняется наличием высокоэффективной вакцины. Ряд стран, со списком которых можно ознакомиться на сайте Роспотребнадзора (http://rospotrebnadzor.ru), не допускает на свою территорию приезжающих без сертификата о прививке, что препятствует распространению инфекции.

Мерами профилактики при этой новой угрозе являются мониторинг численности и распространения переносчиков, борьба с ними, меры индивидуальной защиты от нападения комаров. При выявлении случаев заболевания, даже завозных, вакцинация населения. К сожалению, последнее действенно только при желтой лихорадке. Климатические риски – дальнейшее расселение этих переносчиков из мест локального обнаружения по территории России и нарастание их численности, а также расширение их климатобусловленного ареала при предполагаемом изменении климата.

Сибирская язва. В настоящее время заболеваемость сибирской язвой носит эпизодический характер (рис. 6.1.15). Однако определенную угрозу представляет возвращение в активное состояние возбудителей этой особо опасной инфекции

Рис. 6.1.15. Заболеваемость сибирской язвой в России (О санитарно-эпидемиологической обстановке..., 1998–2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения..., 2012).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 771

в местах захоронений погибших людей и животных вследствие оттаивания многолетнемерзлых грунтов при потеплении климата.

Часто повторявшиеся вспышки сибирской язвы на севере России в 1897–1925 гг. привели к смерти около 1.5 млн оленей (Казановский и др., 2006). В настоящее время в России зарегистрированы около 29 тыс. населенных пунктов, где ранее были отмечены заболевания сибирской язвой людей и животных, и 13855 могильников животных, 4961 (35.8%) из которых не соответствует санитарным нормам (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 2010). На некоторые места захоронений утрачены официальные документы о дате и числе погибших животных, карты эпизоотий (Галкин и др., 2007). Ряд населенных пунктов исчез, в некоторых практически не осталось местных жителей, которые смогли бы помочь установить точное местонахождение могильника (Гаврилов, 2010). Значительная часть таких захоронений животных, павших от сибирской язвы, находится в Сибири – исторически один из наиболее неблагополучных по вспышкам сибирской язвы регионов России, где зарегистрированы около 7 тыс. стационарно неблагополучных пунктов.

Несмотря на заметное превышение (более чем в 2.5 раза) общего числа таких пунктов в Сибири по сравнению с ЕЧР, плотность их весьма незначительная – 1.1 на 1 тыс. км^2. Среди арктических территорий наибольшее число мест, где регистрировалась сибирская язва в 1906–2004 гг., находится в Якутии – 270 (Кадастр…, 2005). Это объясняется крупными эпизоотиями сибирской язвы среди больших стад северных оленей и лошадей (Каратаева, Васильева, 2007). В условиях многолетней мерзлоты споры возбудителя сибирской язвы и некоторых других особо опасных инфекций устойчивы и могут сохраняться в жизнеспособном состоянии в течение длительного времени. При потеплении климата возможно возвращение палеомикроорганизмов в потенциально активное состояние из-за оттаивания останков мамонтовой фауны (Эпидемиологический надзор…2000).

Горнопромышленные, строительные и сельскохозяйственные работы при освоении новых участков, особенно в местах захоронения погибших животных, несут в себе опасность попадания возбудителя заболевания в организм человека и животных, возрождения очага инфекции. Эта опасность особенно возрастает в засушливые годы, когда в местах выпаса домашнего скота оголяется почвенный покров, и находящиеся там споры возбудителя инфекции легко попадают в организм животных (Кершенгольц и др., 2009).

Проблема активизации очагов сибирской язвы не теряет актуальности и в связи с северным оленем. В настоящее время в России имеется до 1.2 млн домашних оленей, или 62% их общей численности в мире, и около 1 млн диких оленей. Поэтому представляется необходимым отслеживать тенденции изменения температурного режима в местах расположения могильников. Положительный тренд среднегодовой температуры с 1971 г. является значимым на уровне 0.01 для центра и юга Якутии (Павлов, Малкова, 2005; Revich, Podolnaya, 2011). В районах, где наиболее выражен положительный тренд температуры, чаще всего регистрировались вспышки сибирской язвы – от 4 до 11 раз за последние 80 лет. По оценкам ветеринарных врачей, эти районы входят в группу территорий наибольшего риска заболеваемости сибирской язвой (Каратаева, Васильева, 2007).

Заболевания, связанные с питьевой водой и продуктами питания – острые кишечные инфекции

Изменение климата является также реальным фактором риска в связи с ухудшением качества и инфицированием питьевой воды и продуктов питания, что влияет на рост заболеваемости населения острыми кишечными инфекциями.

Во время волн жары на некоторых территориях в России часто возникает или обостряется проблема обеспечения населения качественной питьевой водой. Это связано с ограниченными ресурсами питьевой воды, изношенностью водопроводных сетей, замедлением темпов строительства объектов водоснабжения. Особенно страдает от недостатка качественной воды население с низким доходом на душу населения. Ни одна территория в Арктическом регионе не вошла в список регионов Российской Федерации с хорошим качеством питьевой воды.

Уровень заболеваемости населения кишечными инфекциями в определенной степени опреде-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 772

ляется инфицированностью вод северных морей и озер, на микробиологические показатели которых влияют климатические факторы. Микробные ценозы отличаются высокой физиологической активностью и быстрой реакцией на изменение состояния среды, в том числе ее температурного режима. Повышение температуры стимулирует метаболические процессы бактерий; в ряде северных морей происходит транслокация целого ряда видов из других мест обитания. При этом в морской среде могут возникать условия для "климатической эволюции микроорганизмов, сопровождающиеся накоплением штаммов и их переходом в патогенные для гидробионтов и человека формы" (Оценочный доклад…, 2008б). Учитывая, что мясо морских животных и рыба являются основой пищевого рациона коренных народов севера, возникает опасность дополнительного инфицирования этих продуктов питания.

При климатообусловленной деградации многолетней мерзлоты, на которой построены Норильск, Якутск, Анадырь и многие другие города и поселки, возможны аварии водопроводных и канализационных систем, что может способствовать вспышкам кишечных инфекционных заболеваний. Подробно вопросы устойчивости зданий, сооружений и инженерных сетей, расположенных в районах залегания многолетней мерзлоты рассмотрены в главе 6.4 настоящего доклада.

Неблагополучна ситуация с качеством питьевой воды и в ряде других регионах страны. Например, летом 2010 г. в результате мощной волны жары были отмечены нарушения в подаче питьевой воды в 127 сельских населенных пунктов Липецкой области. В Калмыкии привозной водой до сих пор пользуются 60 тыс. человек (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 2010; 2011). Такая вода наиболее подвержена воздействию внешних факторов, в том числе вторичному инфицированию.

С повышением температуры создаются оптимальные условия для инфицирования продуктов питания. Доказательства влияния изменения климата на заболеваемость острыми кишечными инфекциями получены в ходе реализации проекта ВОЗ в Архангельской области, где увеличение среднемесячной температуры за период с 1992 по 2008 гг. на 1°С приводило к росту числа случаев сальмонеллеза в последующий месяц в по различным моделям на 2–4% (Grjibovski et al ., 2012).

6.1.4. Некоторые факторы риска для здоровья населения в условиях будущего климата

В данном разделе анализируются некоторые факторы риска для здоровья населения на территории России и соседних стран (территория бывшего СССР) при определенных предположениях о будущем климате.

Следует отметить, что в отношении воздействия изменения климата на многие факторы здоровья населения отечественные исследования только начинают развертываться. Поэтому имеющиеся в публикациях материалы по тематике распределены крайне неравномерно. Если в отношении будущего воздействия волн жары и климатообусловленных факторов загрязнения атмосферного воздуха есть пока оценки лишь качественного характера, то в отношении трансмиссивных заболеваний в последнее время получены более детальные результаты, позволяющие делать и некоторые региональные оценки.

При анализе ситуации по трансмиссивным заболеваниям в данном разделе используются как предположения авторов различных публикаций по этому вопросу, так и специальные разработки научно исследовательских учреждений Росгидромета, которые участвовали в подготовке данного доклада. Эти разработки Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) и Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (ИГКЭ) изложены в разделе 3 настоящего доклада. Кратко напомним происхождение этих специальных представлений о климате будущего, которые можно подразделить на две группы.

К первой группе принадлежит лишь один климат, построенный в Институте глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (ИГКЭ) (Семенов и др., 2013). Он соответствует увеличению средней глобальной температуры на 1.5°С по сравнению с уровнем 1981–2000 гг. (климат "+1.5°С"). Это приблизительно соответствует увеличению доиндустриального уровня на 2°С, что считается сейчас предельно допустимым глобальным потеплением (его непревышение – сов-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 773

ременная “глобальная цель”). В работе с помощью статистических модели построены соответствующие поля среднемесячных температур как для базового периода 1981–2000 гг., так и для климата “+1.5°C”. Поля месячных сумм осадков для базового периода 1981–2000 гг. были взяты из работы (Xie, Arkin, 1998, updated). Поля месячных сумм осадков для климата “+1.5°C” взяты из расчетов глобального климата, соответствующему сценарию RCP4.5 в 2034–2053 гг. (см. ниже), который по переменной средней глобальной температуры наиболее соответствует климату “+1.5°C”. Такое представление о климате будущего пригодно более для качественного анализа последствий изменения климата, поскольку исходные данные о поле температуры, использованные для статистического моделирования, имели достаточно грубое пространственное разрешение. Вместе с тем такой подход к построению температурных характеристик климата будущего базируется непосредственно на данных наблюдений за климатом XX в.

Ко второй группе относится ряд климатов, рассчитанных с помощью 31 модели общей циркуляции атмосферы и океана – МОЦАО. Эти модели участвовали в проекте сравнения глобальных климатических моделей CMIP5. Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО) Росгидромета для каждого сценария антропогенного воздействия на глобальную климатическую систему построила среднемодельный климат. При этом были использованы два сценария, использовавшиеся в цикле Пятого оценочного доклада МГЭИК (IPCC WGI SPM, 2014): умеренный RCP4.5 и экстремальный RCP8.5 (Катцов, Говоркова, 2013).

Оценки глобального климата – среднемесячные значения температуры и месячные суммы осадков – были получены ГГО для следующих временных периодов:

s2) 2011–2030 гг.;

s3) 2034–2053 гг. для RCP4.5 и 2028–2047 гг. для RCP8.5 (примерно соответствует климату “+1.5°C”);

s4) 2041–2060 гг.;

s5) 2080–2099 гг.

Периодом s1) считается базовый период 1981–2000 гг. Данные по температуре для него взяты из реанализа (Rienecker et al, 2011), а данные по осадкам – из работы (Xie, Arkin, 1998, updated).

Поскольку в прикладных исследованиях последствий изменения климата для природных и хозяйственных систем, для здоровья населения, часто используются данные суточного разрешения, то для обеих групп сценариев был построен годовой ход среднесуточной температуры, в наибольшей степени соответствующий имеющимся данным месячного разрешения.

Оценки пространственной распространенности переносчиков трансмиссивных заболеваний сделаны по их климатическому ареалу, т. е. по той части пространства, где климатические условия пригодны для существования переносчиков.

6.1.4.1. Экстремальные температуры и загрязнение атмосферного воздуха

Изменения климата, проявляющиеся в учащение волн жары, и в будущем могут представлять существенную угрозу здоровью населения. Отметим, что во время аномальной жары 2010 г. произошло прерывание тренда снижения смертности населения, в том числе трудоспособного возраста, в Москве и ряде регионов Центрального, Северо-Западного и Приволжского федеральных округов.

Определенную роль могут играть также и волны холода. Наглядное подтверждение тому – зимний сезон 2010/2011 гг., когда, как и летом, блокирующий антициклон привел к постоянной волне холода в Центральной России в течение месяца. Мета-анализ влияния волн жары в четырех северных российских городах (Мурманск, Архангельск, Якутск и Магадан) на показатели смертности от инфарктов, инсультов, заболеваний органов дыхания подтвердил ведущую роль волн холода (Ревич, Шапошников, 2012).

Согласно региональному климатическому прогнозу ГГО, в 2041–2060 гг. число волн жары в Архангельске может увеличиться в 1.8 раз по сравнению с базовым периодом 1980–1999 гг., что послужит причиной роста дополнительной смертности вследствие волн жары в среднем на 80% по сравнению с числом дополнительных смертельных случаев за предыдущий период (Shaposhnikov et al., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 774

Сложнее прогнозировать последствия одновременного воздействия на здоровье населения изменений климата и повышенного уровня загрязнения атмосферного воздуха, так как отсутствуют научно обоснованные прогнозы качества атмосферного воздуха в крупных городах России на перспективу, связанные с возможной реструктуризацией топливного баланса, интенсивным ростом автомобильного парка, внедрение новых стандартов ЕВРО-4 и ЕВРО-5, модернизацией промышленных производств и другими изменения, ведущими к изменению качественного и количественного состава антропогенных выбросов в атмосферу.

Между тем, в мире уже выполнены некоторые глобальные расчеты. К 2030 г. ожидается снижение в атмосферном воздухе концентраций PM10 на 23–34% и озона на 7–17%, вследствие этого ожидается уменьшение на 0.6–4.4 млн дополнительных смертей, связанных с воздействием PM10 и на 40–50 тыс. дополнительных смертей, связанных с озоном (Anenberg et al., 2012). Подобных прогнозов по России пока нет.

Определенные опасения вызывает планируемое в стране увеличение доли угля в топливном балансе. Увеличение его сжигания может привести к дальнейшему росту концентраций PM10, сажи и других загрязняющих веществ в атмосферном воздухе, особенно населенных пунктов Сибири и Дальнего Востока. Повышение уровня загрязнения атмосферного воздуха населенных мест также возможно в результате пожаров лесов и торфяников, частота которых и площадь, пройденная огнем, сейчас увеличиваются; предполагается также увеличение этих показателей в будущем (Шерстюков, 2013; Шерстюков, Шерстюков мл., 2013). Более подробно этот вопрос изложен в главе 6.8 настоящего доклада.

6.1.4.2. Трансмиссивные заболевания

Заболевания, передаваемые иксодовыми клещами. Дальнейшее расширение на территории России и соседних стран (территория бывшего СССР) границ климатических ареалов* иксодовых клещей (как это происходит в настоящее время) к северу, северо-востоку и востоку потенциально может привести к повышению заболеваемости клещевым энцефалитом, бореллиозами и риккетсиозами. В определенной степени это может быть связано также с замещением тундровых сообществ – тайгой (до 10–35%) (Букварева, 2010) и повышением аридности в южных регионах России.

На рис. 6.1.16 и 6.1.17 представлены перспективные оценки распространения основных переносчиков клещевого энцефалита и иксодового клещевого бореллиоза (болезни Лайма) – клещей *I. persulcatus* и *I. ricinus* в предположении о глобальном потеплении на 1.5°С по сравнением с периодом 1981–2000 гг. (Попов и др., 2013).

Как видно на рис. 6.1.16, сокращение ареала *I. persulcatus* будет наблюдаться в западной его части, а существенное расширение – на территории Уральского Федерального Округа и в Восточной Сибири.

Расширение ареала *I. ricinus* будет происходить в северном и восточном направлении на ЕЧР, создадутся климатические предпосылки для его укоренения на Алтае и Дальнем Востоке (рис. 6.1.17).

На рис. 6.1.18 показано изменение ареала *I. persulcatus* в соответствии со сценарием умеренного антропогенного воздействия на климатическую систему RCP4.5, а на рис. 6.1.19 – экстремального антропогенного воздействия на климатическую систему RCP8.5.

Как видно на этих рисунках, предполагаемые изменения климата вызовут сокращение климатического ареала *I. persulcatus* в западной части рассматриваемой территории и расширение его в северном и восточном направлениях. К концу XXI века этот вид может заселить практически весь север ЕЧР и большую часть Сибири до 70° с.ш. В то же время в странах Балтии, в Белоруссии, в северной части Украины и западных областях России *I. persulcatus* исчезнет.

Аналогично, на рис. 6.1.20 показано изменение ареала *I. ricinus* в соответствии со сценарием умеренного антропогенного воздействия на климатическую систему RCP4.5, а на рис. 6.1.21 – экстремального антропогенного воздействия RCP8.5

*"Климатический ареал" – область географического пространства, где климатические условия допускают устойчивое существование вида.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 775

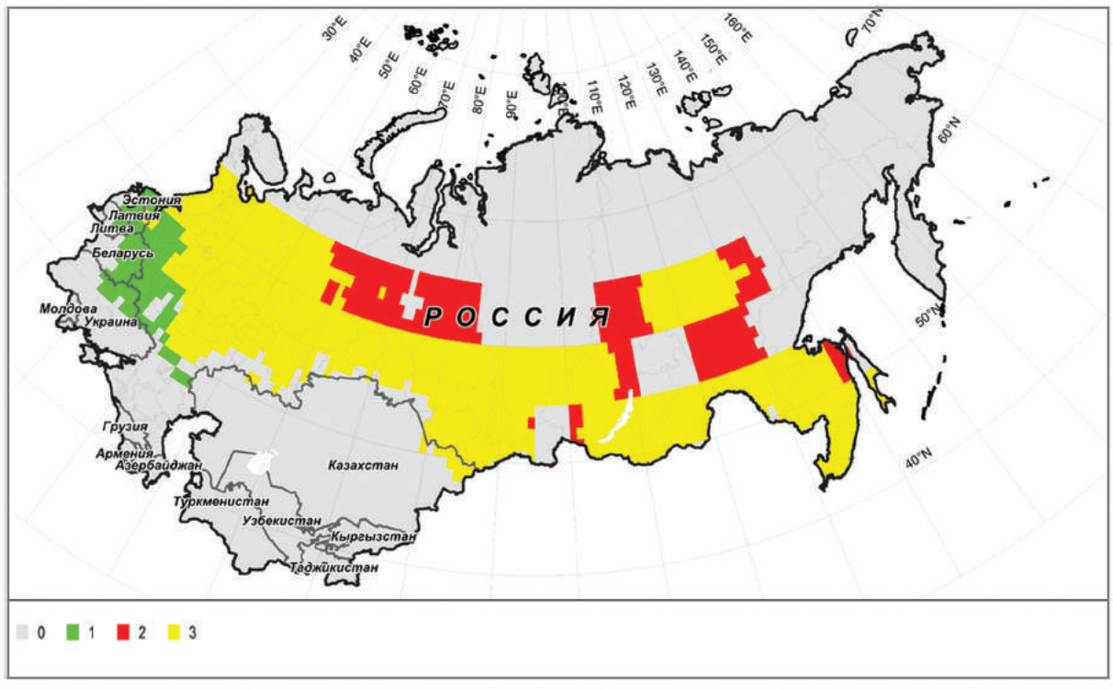


Рис. 6.1.16. Перспективная оценка климатического ареала *I. persulcatus* при глобальном потеплении на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Обозначения: 0 – переносчик отсутствует; 1 – сокращение ареала; 2 – расширение ареала; 3 – переносчик присутствует как в 1981–2000 гг., так и в будущем (Попов и др., 2013).

Рис. 6.1.17. Перспективная оценка климатического ареала *I. ricinus* при глобальном потеплении на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Обозначения: как на рис. 1, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 776

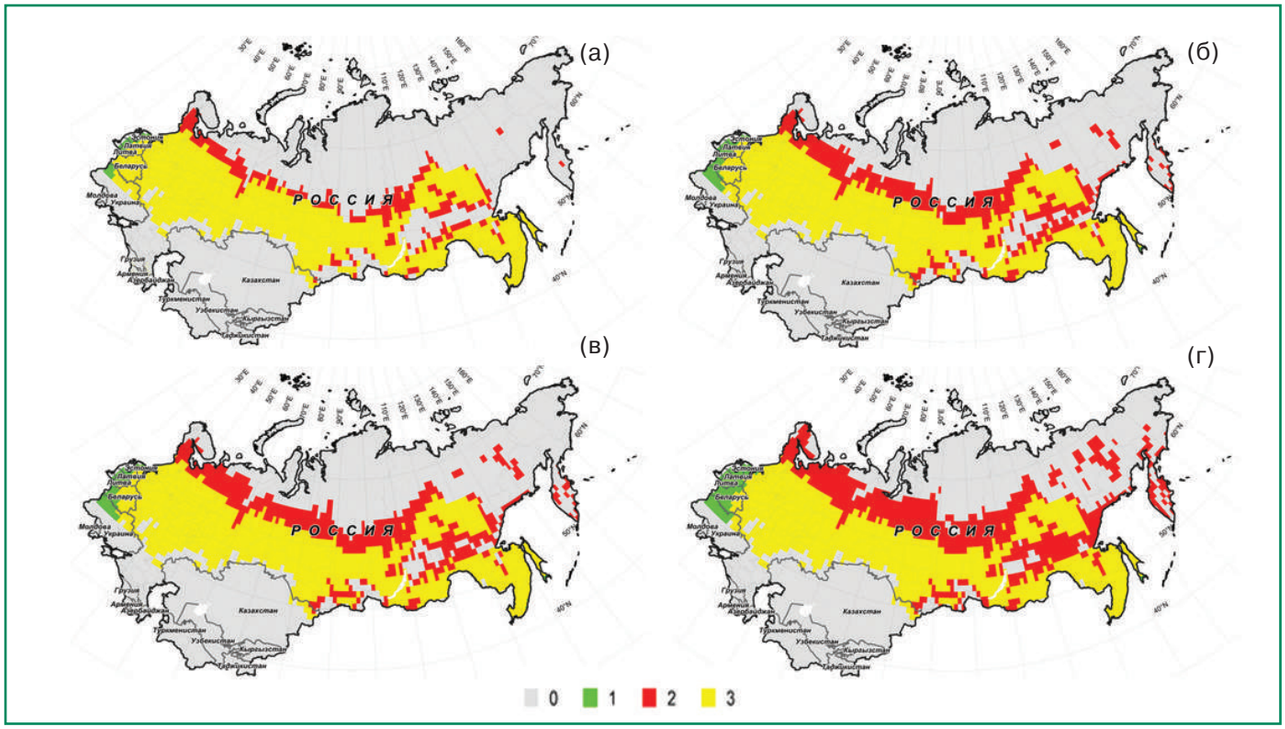


Рис. 6.1.18. Изменение по сравнению с 1981–2000 гг. климатического ареала *I. persulcatus* в соответствии со сценарием умеренного антропогенного воздействия на климатическую систему RCP4.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2034–2053 гг. (потепление примерно на 1.5°C* по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16 (Попов и др., 2013).

Сокращение ареала *I. ricinus* в соответствии с этими сценариями не ожидается. По мере предполагаемого потепления ареал *I. ricinus* будет расширяться в северном и восточном направлениях. К концу XXI в. этот вид может заселить север ЕЧР и значительную часть Сибири до озера Байкал. Появятся климатические предпосылки для его укоренения на Дальнем Востоке и Камчатке.

Как хорошо видно на рисунках 6.1.18 – 6.1.21, климатическое воздействие на распространение обоих видов иксодовых клещей – *I. persulcatus* и *I. ricinus* – в соответствии со сценариями RCP4.5 и RCP8.5 в периоды 2011–2030 гг., 2034–2053 гг. и 2028–2047 гг. практически одинаково. Существенные отличия возникают лишь в периоды 2041–2060 гг. и 2080–2099 гг., т. е. с 2040–х годов.

Становление ареала *I. ricinus* тесно связано с историей европейских мезофильных лесов. В настоящее время этот вид обитает в смешанных и широколиственных лесах от побережья Атлантики до Среднего Поволжья. Предположительно, в плиоцене граница его ареала проходила существенно восточнее, а в конце плиоцена – плейстоцене он был оттеснен к западу под воздействием тайги с севера и степей с юга (Филиппова, 1973). Становление ареала *I. persulcatus* связано с таежными ландшафтами. Видимо, в верхнем плиоцене ареал *I. persulcatus* ограничивался восточными районами и только в ледниковый период расширился к западу (Филиппова, 1971). Таким образом, предполагаемое потепление будет способствовать процессам изменения ареалов клещей, обратным тем, которые происходили в более ранние исторические периоды.

Малярия. Согласно оценкам МГЭИК, в Северном полушарии климатический ареал малярии в XXI в. при потеплении климата расширится в основном к северу. На территориях, где малярия человека эндемична, увеличится длительность сезона передачи. Новым рискам, как и во многих других случаях, подвержены в первую очередь страны с низким уровнем жизни (Climate Change

*Примерно соответствует глобальному потеплению на 2°C по сравнению с доиндустриальным уровнем.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 777

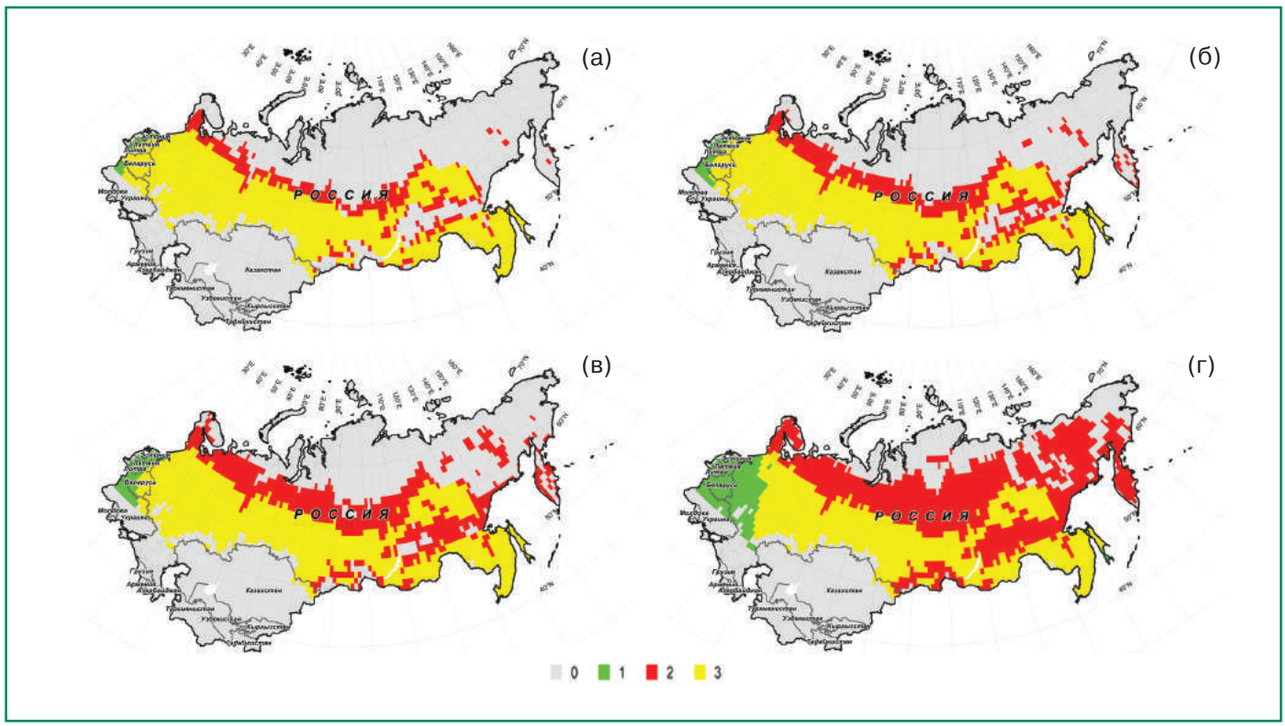


Рис. 6.1.19. Изменение по сравнению с 1981–2000 гг. климатического ареала *I. persulcatus* в соответствии со сценарием экстремального антропогенного воздействия на климатическую систему RCP8.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2028–2047 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16 (Попов и др., 2013).

2007, 2007). Вместе с тем, формирование локальных очагов малярии становится реальностью и в странах, входящих в настоящее время в Европейский Союз, которые еще в 1970-е годы объявили себя свободными от малярии. Значительное влияние на возвращение малярии в страны Южной Европы, помимо миграционного заноса и ограниченности профилактических мероприятий в связи с кризисными тенденциями в экономике, оказывают и характерные для последних лет волны жары.

На территории России и соседних стран (территория СССР) также ожидается продвижение ареалов малярийных комаров к северу (Ясюкевич и др., 2012, 2013). Возможно замещение северных популяций южными (Сергиев и др., 2004). На ЕЧР России вследствие смягчения континентальности климата возможно дальнейшее расширение ареалов *An. atroparvus* и *An. maculipennis*, которые являются более эффективными переносчиками малярии, чем *An. beklemishevi* и *An. messeae* (Сергиев и др., 2004).

Прогностическая модель эпидемической обстановки по трехдневной малярии на ЕЧР и в Западной Сибири, созданная на кафедре биогеографии географического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, показала, что в период с 2011 до 2030 гг. территория, благоприятная для развития возбудителя малярии, расширится до 60° с.ш. В дальнейшем, в 2046–2065 гг. такая территория может расшириться еще дальше на север. Однако, как указывают авторы, территория стабильно благоприятная для развития возбудителя малярии, расширится к северу только до 64° с.ш. Произойдет удлинение сезона передачи малярии, более выраженное на юге ЕЧР), расширение к северу территории, где имеется “высокая вероятность передачи инфекции” (Малхазова и др., 2011).

На рис. 6.1.22–6.1.24 представлены перспективные оценки распространения малярийных комаров (Попов и др., 2013), соответствующие климату “+1.5°С” (Семенов и др., 2013).

Как видно на этих рисунках, климатические ареалы малярийных комаров заметно увеличатся, по большей части, за счет расширения к северу, северо-востоку и востоку. Возникнут климатические предпосылки для распространения комаров, зиму-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 778

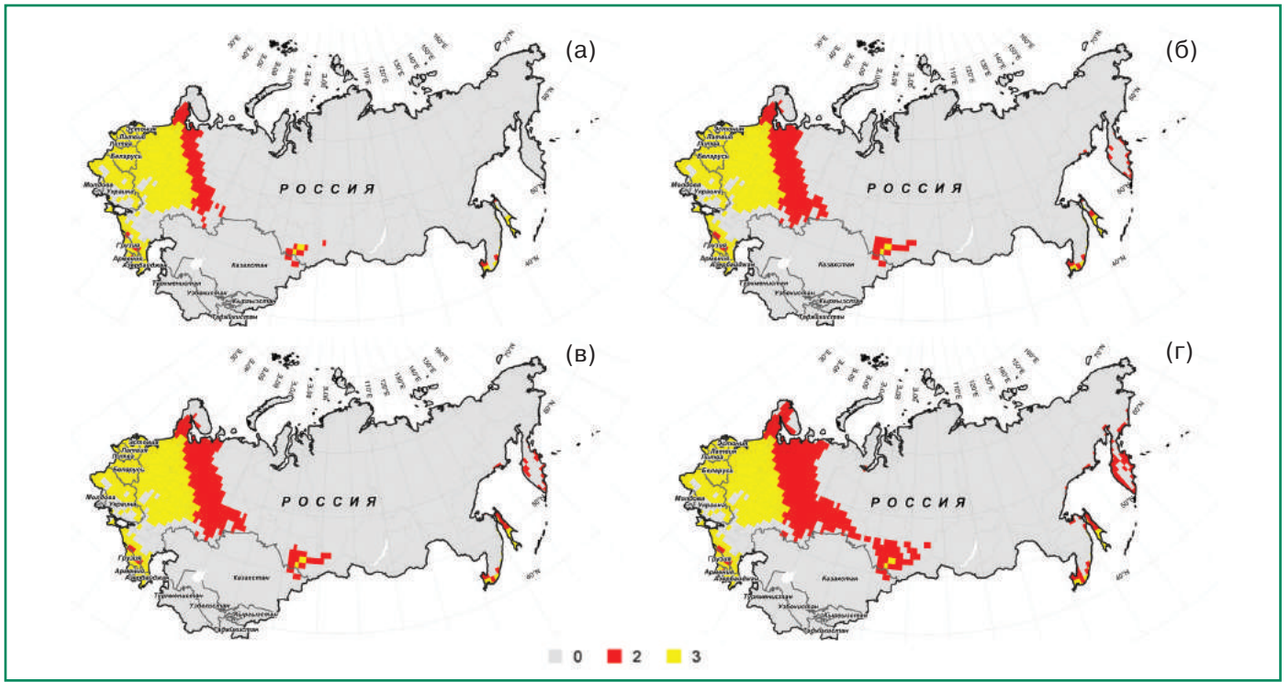


Рис. 6.1.20. Изменение по сравнению с 1981–2000 гг. климатического ареала *I. ricinus* в соответствии со сценарием умеренного антропогенного воздействия на климатическую систему RCP4.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2034–2053 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16., позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено. (Попов и др., 2013).

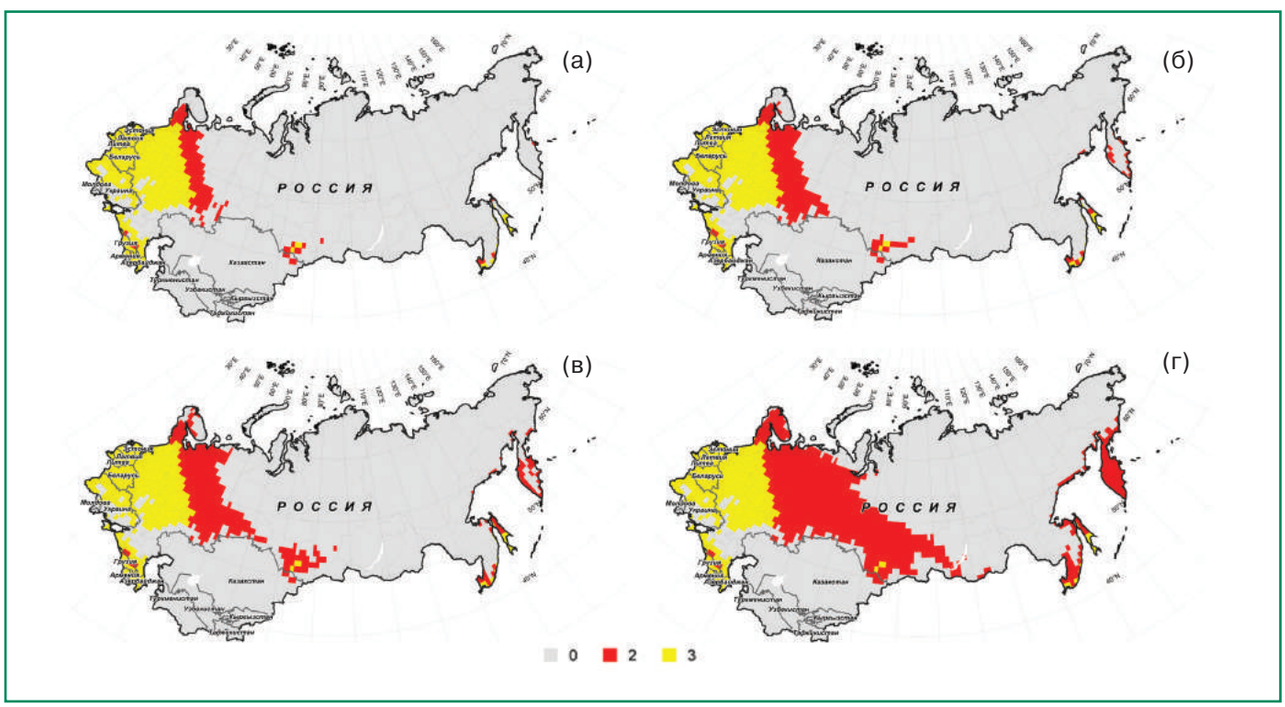


Рис. 6.1.21. Изменение ареала *I. ricinus* в соответствии со сценарием экстремального антропогенного воздействия на климатическую систему RCP8.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2028–2047 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено. (Попов и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 779

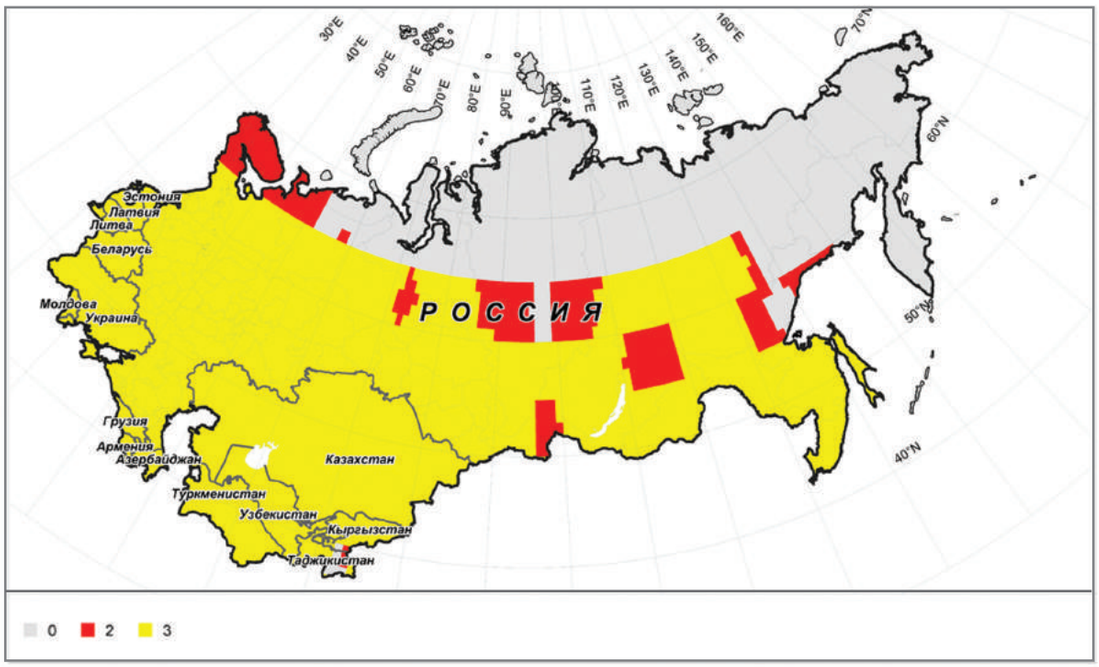


Рис. 6.1.22. Перспективная оценка климатического ареала комплекса видов *An. maculipennis* при глобальном потеплении на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

ющих в активном состоянии (*An. superpictus, An. sacharovi* и *An. atroparvus*), на Дальнем Востоке. *An. pulcherrimus* на территории России не отмечается. При рассматриваемом уровне потепления, его появление возможно в Закавказье, где он отмечался в первой половине XX века (Гуцевич и др., 1970). При более высоком уровне потепления он может распространиться и в России, в равнинной части Дагестана. Появление нового вида переносчика на территории России является дополнительным фактором риска возобновления передачи малярии.

На рис. 6.1.25 и 6.1.26 представлены изменения групповых климатических ареалов, соответствующие сценариям RCP4.5 и RCP8.5, экологической группы малярийных комаров, зимующих в активном состоянии и периодически питающихся кровью. К ним относятся: *An. superpictus* (Средняя Азия, Закавказье, Дагестан), *An. sacharovi* (равнины Закавказья и Дагестана) и *An. atroparvus* (Закавказье, Северный Кавказ, и далее, к западу от Каспия). Представители этой группы являются наиболее опасными переносчиками малярии на рассматриваемой территории.

Как видно на этих рисунках, сокращения группового климатического ареала комаров этой экологической группы при рассматриваемых предположениях о будущем климате происходить не будет. Расширение климатического ареала произойдет в северном, северо-восточном и восточном направлениях. Возникнут климатические предпосылки для укоренения этих видов комаров на севере ЕЧР, Дальнем Востоке, Камчатке и Чукотке.

Однако реализация этих предпосылок при сценарии RCP4.5 маловероятна в силу особенностей биологии этой группы комаров (нестойкость яиц к высыханию и др., что делает проблематичным завоз этих видов в изолированные от основного ареала области, пусть даже и пригодные по климатическим условиям). Аналогичным образом представляется сомнительной и возможность заселения дальневосточных регионов в соответствии со сценарием RCP8.5. В то же время, заселение европейского севера в соответствии со сценарием RCP8.5 более вероятно, так как на рис. 6.1.26 на панелях от а) к г) можно видеть после-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 780

Рис. 6.1.23. Перспективная оценка климатического ареала экологической группы комаров, зимующих в активном состоянии, при глобальном потеплении на 1.5°С по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

Рис. 6.1.24. Перспективная оценка климатического ареала *An. pulcherrimus* при глобальном потеплении на 1.5°С по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 781

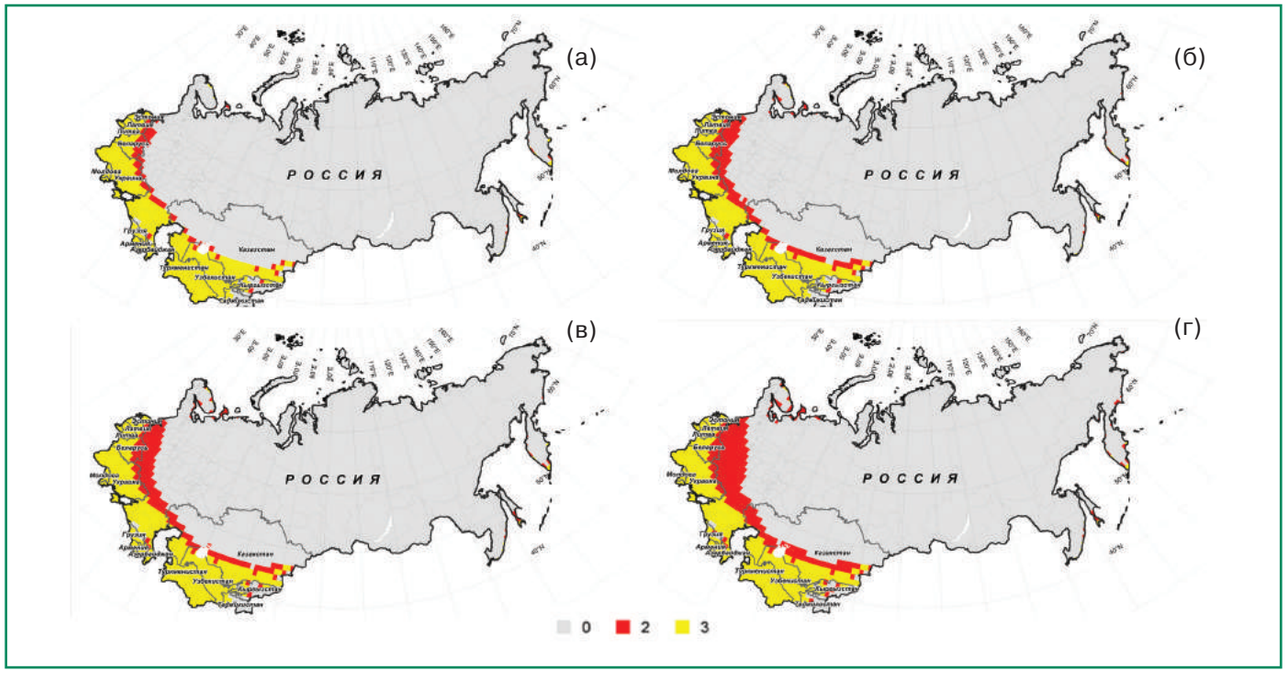


Рис. 6.1.25. Изменение климатического ареала экологической группы комаров, зимующих в активном состоянии, в соответствии со сценарием умеренного антропогенного воздействия на климатическую систему RCP4.5: а) для периода 2011-2030 гг., б) для периода 2034-2053 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981-2000 гг.), в) для периода 2041-2060 гг., г) для периода 2080-2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

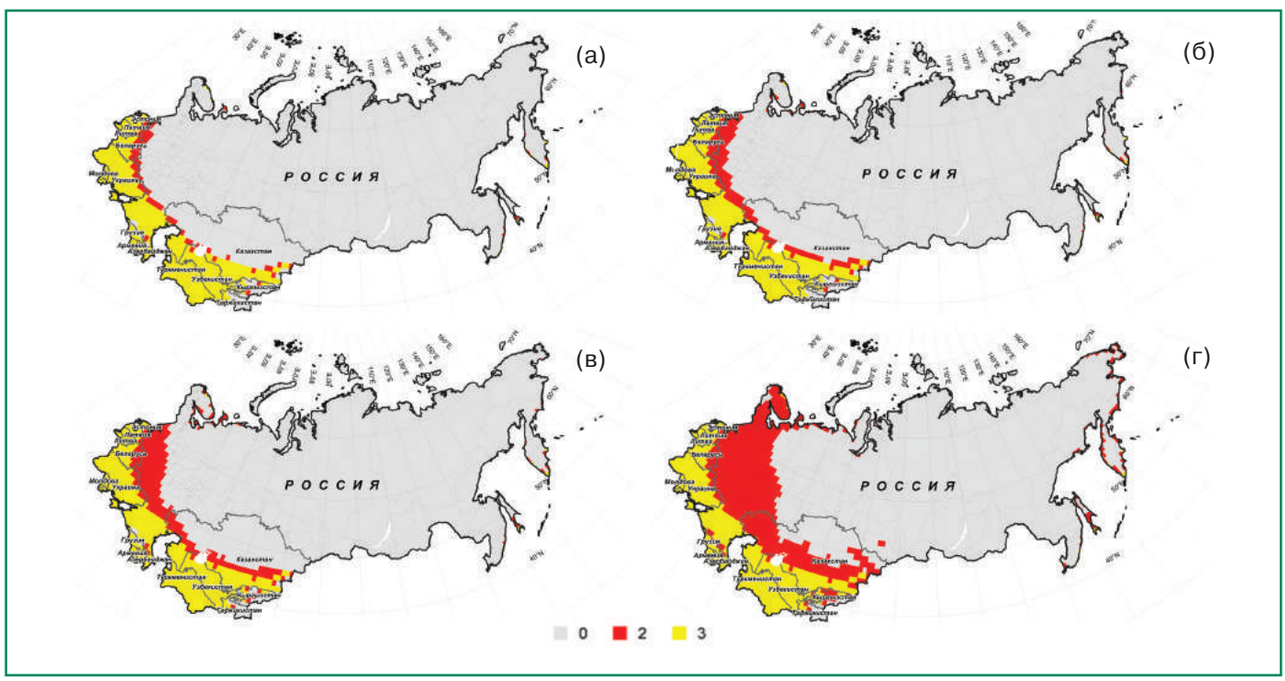


Рис. 6.1.26. Изменение климатического ареала экологической группы комаров, зимующих в активном состоянии, в соответствии со сценарием экстремального антропогенного воздействия на климатическую систему RCP8.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2028–2047 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 782

довательное расширение основной части ареала, которое к концу XXI века захватит и север.

Последствия изменений климата в соответствии со сценариями RCP4.5 и RCP8.5 в периоды 2011–2030 гг. и 2034–2053 гг. и 2028–2047 гг. соответственно для климатических ареалов рассмотренных выше переносчиков малярии оказываются сходными в первой половине XXI в. Расхождения начнут проявляться лишь с середины XXI в.

Арбовирусные инфекции. В условиях систематического завоза инфекции и наличия активных переносчиков в южных регионах России существует реальная возможность возникновения локальных очагов арбовирусных инфекций, в том числе экзотических.

Улучшение вследствие потепления условий обитания местных видов комаров – переносчиков арбовирусов, будет способствовать формированию новых природных очагов комариных лихорадок и энцефалитов (Алексеев, 2004; 2006). Считалось вероятным возникновение природных очагов и появление клинических случаев лихорадки Западного Нила в Саратовской, Самарской, Оренбургской, Воронежской, Курской, Белгородской, Омской и Новосибирской областях, Алтайском крае (Платонов, 2006; Платонов и др., 2004; Платонова и др., 2006). В значительной степени этот прогноз оправдался. Если в 2010 г. случаи заболевания были в 9 субъектах РФ, а в 2011 г. в 10, то в 2012 г. количество субъектов РФ, где регистрировалась заболеваемость ЛЗН, достигло 21. К ним относятся Волгоградская, Ростовская, Воронежская, Астраханская, Липецкая, Самарская, Саратовская, Белгородская, Ульяновская области, Краснодарский и Ставропольский края, Республики Татарстан, Калмыкия, Адыгея (от нескольких сотен до нескольких случаев). По 1 случаю отмечено в Пермском крае, Новосибирской, Омской, Московской, Курской областях и Республике Мордовия, а также в Москве. (Лихорадка Западного Нила в мире, 2013).

Как уже говорилось выше, выявление на Черноморском побережье Кавказа в 2001 г. желтолихорадочного комара *Aedes aegypti* и в 2011 г. азиатского тигрового комара *Ae. albopictus* свидетельствует о новой биологической угрозе для России (Рябова и др., 2005; Юничева и др., 2008; Ганушкина и др., 2012).

Эти виды являются переносчиками большого числа арбовирусных инфекций, в том числе таких опасных, как желтая лихорадка, лихорадок Денге и Чикунгунья, эпидемии которых в мире охватывали десятки и сотни тысяч человек и сопровождались высокой летальностью. В силу особенностей биологии, *Ae. albopictus* способен распространиться намного дальше вглубь по территории России, чем *Ae. aegypti* (Ганушкина, Дремова, 2011; 2012).

Особую опасность эти виды комаров представляют как переносчики лихорадки Денге, так как средства специфической профилактики этой инфекции не разработаны, но при этом она широко распространена в мире и регистрируется в 125 странах (Об эпидситуации по заболеваемости лихорадкой Денге, 2013).

В условиях систематического завоза инфекции и наличия активных переносчиков в южных регионах России существует реальная возможность возникновения локальных очагов этой и других экзотических арбовирусных инфекций.

На рис. 6.1.27 и 6.1.28 представлены перспективные оценки распространения *Ae. aegypti* и *Ae. albopictus* (Попов и др., 2013) при глобальном уровне потепления 1.5°С на территории России.

Как видно на рис. 6.1.27, в 1981–2000 гг. уже существовали климатические условия для укоренения *Ae.aegypti* на Черноморском побережье Кавказа, в южной части Крыма, а также на восточном побережье Каспия. При дальнейшем потеплении область его распространения на Черноморском побережье расширится, он сможет заселить также западную часть Крыма, стык границ Украины, Молдовы и Румынии, большую часть территории Дагестана.

Распространение *Ae. albopictus* будет существенно большим (рис. 6.1.28).

Уже к 1981–2000 гг. существовали климатические предпосылки укоренения *Ae. albopictus* в Калининградской области, в Крыму, Грузии, на большей части Северо-Кавказского Федерального Округа РФ, на восточном берегу Каспия и крайнем юге Узбекистана. При дальнейшем потеплении появится возможность его акклиматизации на большей части территории стран Балтии, Белоруссии, Украины, в западных областях России.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:03 PM Page 783

Рис. 6.1.27. Перспективная оценка климатического ареала *Ae .aegypti* при глобальном потеплении на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

Рис. 6.1.28. Перспективная оценка климатического ареала *Ae. albopictus* при глобальном потеплении на 1.5°C по сравнению с периодом 1981–2000 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 784

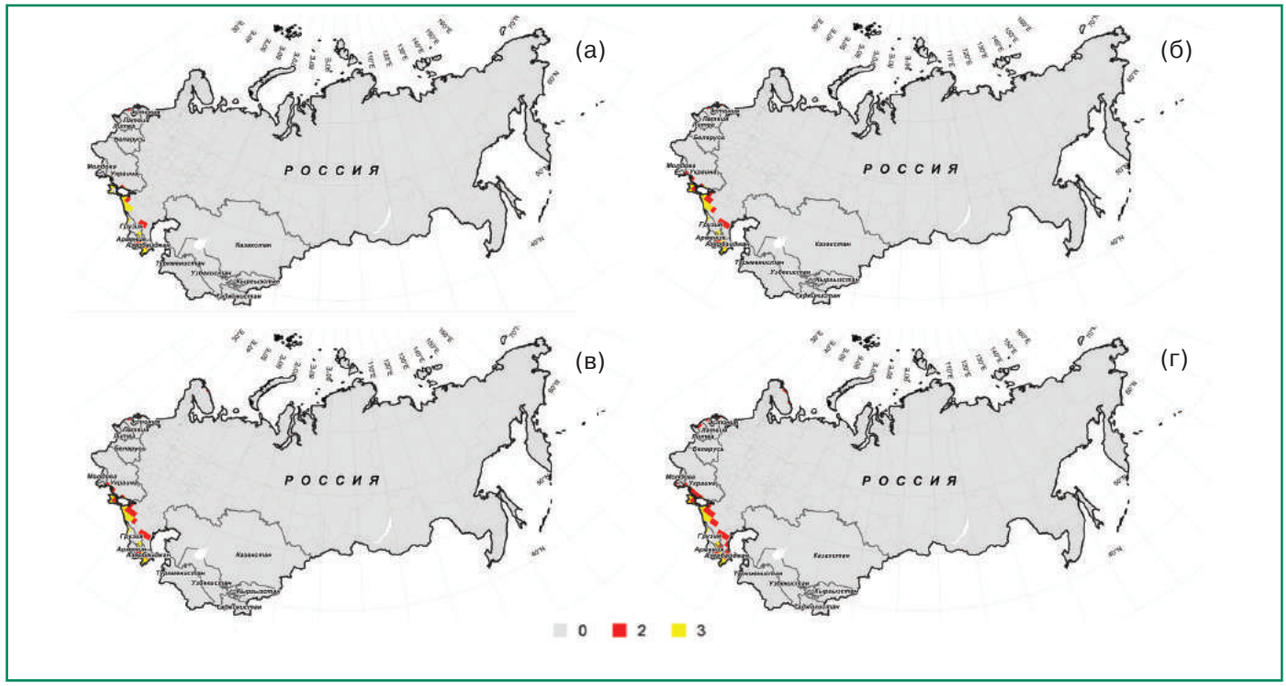


Рис. 6.1.29. Изменение климатического ареала *Ae. aegypti* в соответствии со сценарием умеренного антропогенного воздействия на климатическую систему RCP4.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2034–2053 гг. гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

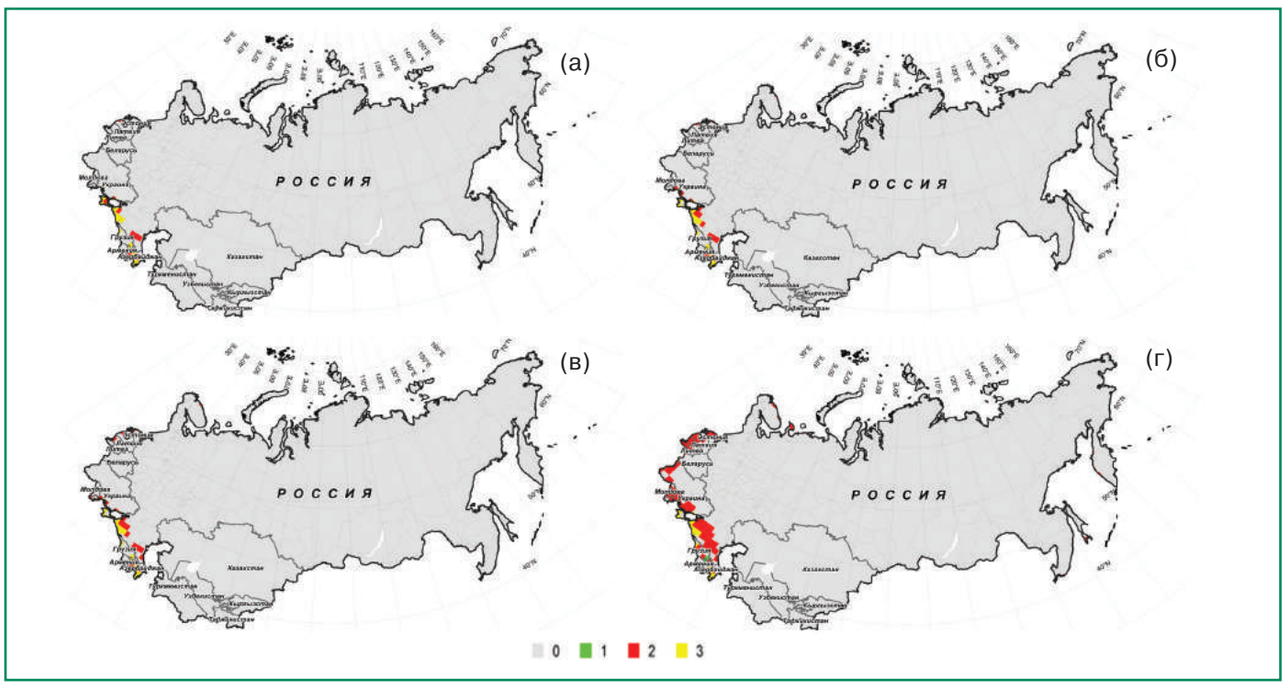


Рис. 6.1.30. Изменение климатического ареала *Ae. aegypti* в соответствии со сценарием экстремального антропогенного воздействия на климатическую систему RCP8.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2028–2047 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16 (Попов и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 785

На рис. 6.1.29 и 6.1.30 анализируется распространение желтолихорадочного комара *Ae. aegypti* в разные периоды времени в XXI в. в условиях сценариев RCP4.5 и RCP8.5 антропогенного воздействия на климатическую систему Земли. Можно заметить, что климатический ареал в первой половине XXI в. меняется сходно для обоих рассматриваемых сценариев. Во второй половине XXI века изменения климата в соответствии со сценарием RCP8.5 будут способствовать более существенному расширению климатического ареала, чем в соответствии со сценарием RCP4.5.

В базовый период 1981–2000 гг. уже имелись климатические предпосылки существования *Ae. aegypti* на Черноморском побережье Кавказа, в Крыму, Грузии и Азербайджане, которые частично реализуются с 2001 года по настоящее время (Ганушкина и др., 2013). При дальнейшем изменении климата его ареал в XXI в. будет расширяться и в предельном случае будет включать Краснодарский и Ставропольский края, южную часть Ростовской области, Дагестан, Калининградскую область, Молдову, южную часть Украины, Крым, западную часть Беларуси, примыкающие к побережью Балтийского моря районы Литвы, Латвии и Эстонии. Возможно его нахождение на локальных участках Кольского полуострова, полуострова Канин, крайнем юге Сахалина и Охотском побережье Камчатки. Сокращение климатического ареала выявлено только в высокогорье на границе Грузии и Армении (рис. 6.1.30 г, сценарий RCP8.5, период 2080–2099 гг.).

На рис. 6.1.31 и 6.1.32 показано возможное изменение климатического ареала азиатского тигрового комара *Ae. albopictus* при изменениях климата в соответствии со сценариями RCP4.5 и RCP8.5. Общие закономерности распространения этого вида аналогичны тем, что были изложены выше для *Ae. aegypti*. Однако, в силу большей морозоустойчивости он способен распространиться гораздо шире последнего.

Так, к концу XXI века складываются климатические условия, при которых *Ae. albopictus* потенциально сможет заселить не только южные, но и западные области России, всю Украину, Крым, Беларусь, Литву, Латвию и Эстонию. Появятся климатические предпосылки и для его укоренения на отдельных участках побережья Белого и Баренцева морей, в Приморье, Камчатке, южной части Сахалина. Заметим, что сейчас этот вид регистрируется в Японии, кроме самого северного острова Хоккайдо (Kobayashi et al., 2002; Kobayashi et al., 2008). Сокращение климатического ареала может произойти в бассейне Днестра и высокогорных районах Кавказа (рис. 6.1.32 г).

Как для *Ae. albopictus*, так и для *Ae. aegypti*, заселение отдельных, не связанных с основным ареалом, но пригодным по климатическим условиям, участков представляется более вероятным, чем для малярийных комаров (*Anopheles*). Это связано с тем, что яйца комаров рода *Aedes* по завершении эмбриогенеза сохраняют жизнеспособность в сухом состоянии в течение нескольких месяцев и могут за это время с различными товарами, материалами и т. д. быть перемещены на большие расстояния. Кроме того, личинки комаров этих видов могут развиваться в самых разных по размеру и степени эвтрофикации водоемах, вплоть до залитых дождевой водой консервных банок и цветочных ваз.

6.1.5. Адаптации

Меры адаптации к изменениям климата, направленные на снижение негативного влияния на здоровье населения, осуществляются по разным направлениям. Страны мира разрабатывают национальные программы с учетом своей специфики и оценок изменения климата регионов. В России, с ее огромным климатическим разнообразием, адаптационная деятельность должна значительно различаться на территориях с различным типом климата.

Для России в целом можно выделить несколько основных направлений адаптационной деятельности. Во-первых, это планы смягчения последствий для городов, население которых подвержено воздействию волн жары. Во-вторых, планы усиления эпидемиологического надзора за климаточувствительными инфекционными заболеваниями и внедрение соответствующих мер профилактики. В-третьих, планы развития межведомственного сотрудничества, особенно между метеорологической службой, службами здравоохранения, социальной защиты и другими подразделени-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 786

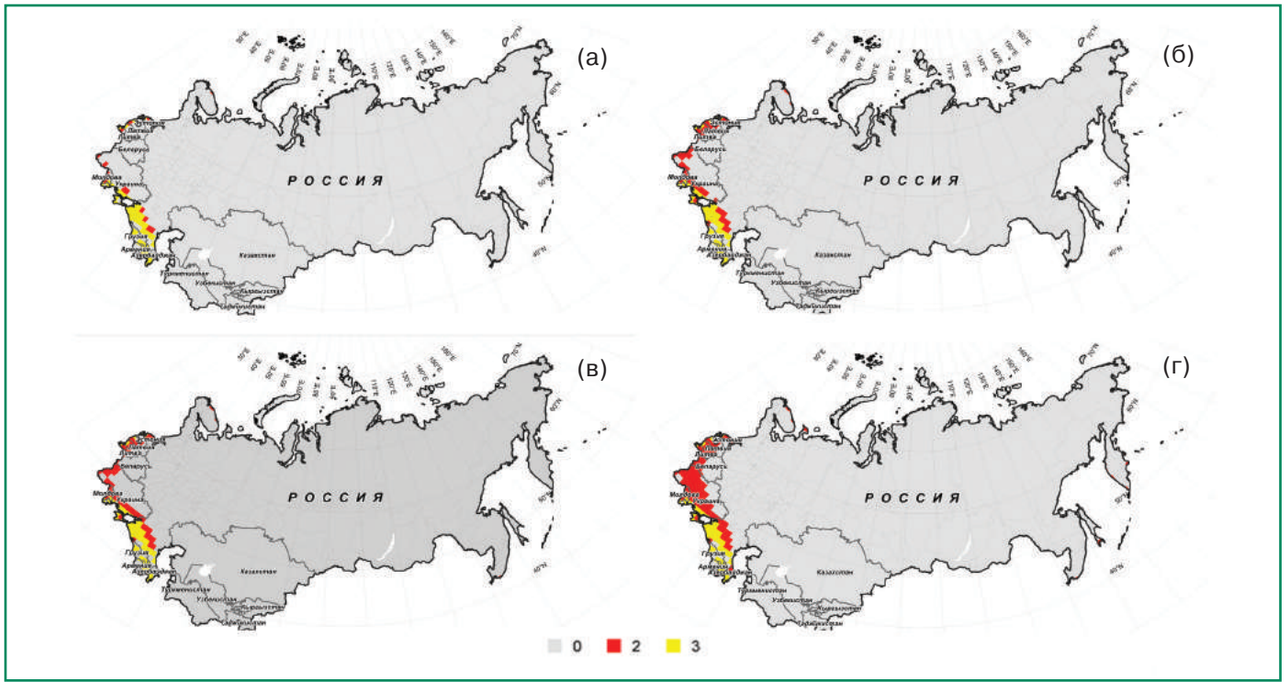


Рис. 6.1.31. Изменение климатического ареала *Ae. albopictus* в соответствии со сценарием умеренного антропогенного воздействия на климатическую систему RCP4.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2034–2053 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16, позиция 1 отсутствует, так как сокращения ареала не выявлено (Попов и др., 2013).

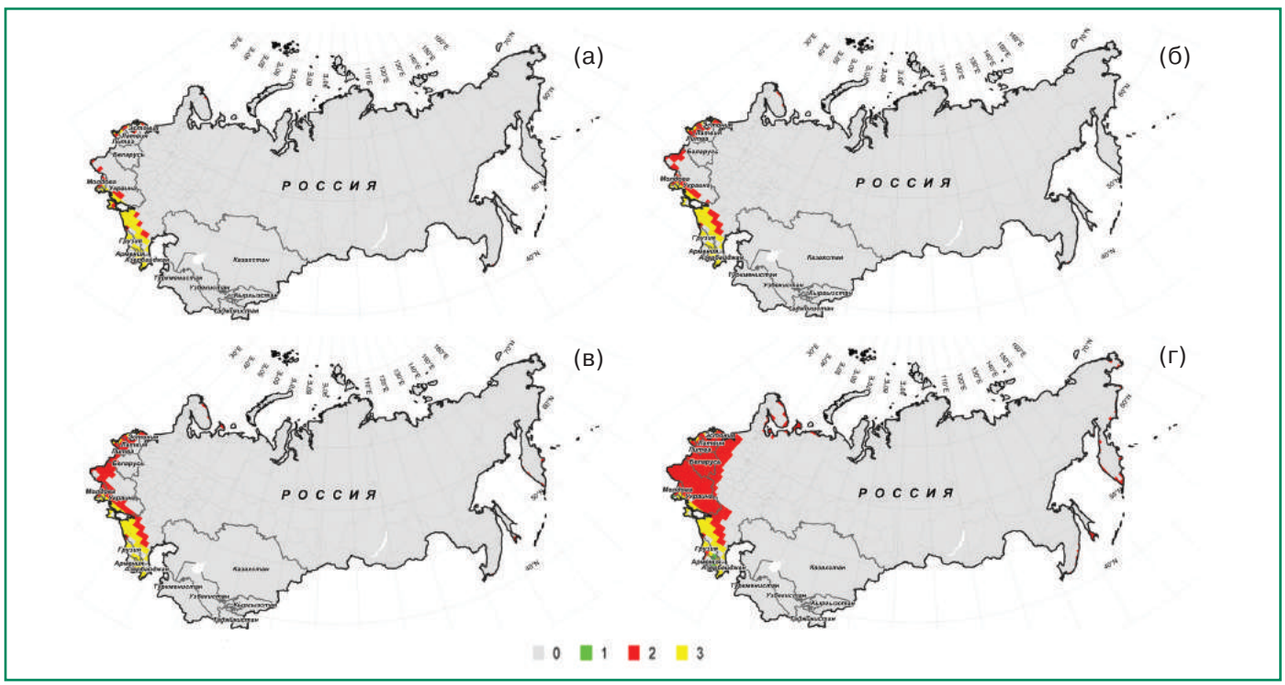


Рис. 6.1.32. Изменение климатического ареала *Ae. albopictus* в соответствии со сценарием экстремального антропогенного воздействия на климатическую систему RCP8.5: а) для периода 2011–2030 гг., б) для периода 2028–2047 гг. (потепление примерно на 1.5°С по сравнению с 1981–2000 гг.), в) для периода 2041–2060 гг., г) для периода 2080–2099 гг. Обозначения: как на рис. 6.1.16 (Попов и др., 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 787

ями исполнительной власти на местном (муниципальном, городском), региональном и федеральном уровне. Важное значение имеет их взаимодействие со средствами массовой информации.

Для крупных городов с повышенным уровнем загрязнения атмосферного воздуха адаптации – это, в первую очередь, внедрение системы раннего оповещения о волне жары и других неблагоприятных метеорологических явлениях и опасном загрязнении воздуха. Такие системы уже действуют во многих странах мира. Так, например, общее для западноевропейских стран средство оповещения населения – "ALARM" (http://meteoalarm.eu) основано на расчете вероятности возникновения различных метеорологических опасностей. Информация о категории степени опасной ситуации отправляется на общий сайт ЕС, где формируется карта предостережений для всей Европы. В России созданием подобной системы занимается Гидрометцентр России. Для Мурманской области и Краснодарского края проходят испытания такой системы, а для Московского региона она находится в стадии разработки, для чего проведены предварительные статистические исследования (Ширяев, Рубинштейн, 2010).

После жары 2010 г. по инициативе Департамента природопользования и охраны окружающей среды города Москвы при участии Гидрометцентра РФ, Метеобюро Москвы и Московской области, Института народнохозяйственного прогнозирования РАН и других организаций разработан "План действий органов исполнительной власти города Москвы по снижению воздействия аномальной жары и загрязнения атмосферного воздуха на здоровье населения". План утвержден мэром Москвы 5 августа 2013 г. Этот план был разработан на основе руководства Европейского бюро ВОЗ (Планы действий по защите здоровья населения…, 2011) в соответствии с письмом Министерства здравоохранения и социального развития Российской Федерации от 18 апреля 2012 г. № 14-3/10/2-3936.

План действий включает следующие элементы:

– систему раннего оповещения об аномальной жаре и повышенном загрязнении атмосферного воздуха для г. Москвы;

– порядок объявления предупреждений и прекращения действия предупреждений об уровнях опасности воздействия жары и загрязнения атмосферного воздуха на здоровье населения;

– план информирования населения при аномальной жаре и загрязнении атмосферного воздуха;

– план ежегодных и оперативных мероприятий по снижению воздействия жары и высокого загрязнения воздуха на здоровье населения;

– концепцию среднесрочных мероприятий по защите здоровья населения от жары и высокого загрязнения воздуха;

– порядок надзора и оценки эффективности реализации Плана действий.

Участниками плана действий по снижению воздействия аномальной жары и загрязнения атмосферного воздуха на здоровье населения являются многие структуры исполнительной власти города Москвы, в том числе: Департаменты природопользования и охраны окружающей среды; – здравоохранения; – социальной защиты; – образования; – транспорта и развития дорожно-транспортной инфраструктуры; – строительства; – средств массовой информации и другие. Подключены также префектуры административных округов и управы районов. Необходимость подобного межсекторального сотрудничества указывается во многих документах ВОЗ и других организаций.

В этом Плане приведены также уровни опасности жары и загрязнения атмосферного воздуха для здоровья населения, разработанные на основании анализа последствий аномальной жары (Ревич, Шапошников, 2004). Устанавливается три уровня опасности жары и загрязнения атмосферного воздуха для здоровья населения и для каждого из них предусмотрена своя система мер, направленных на снижение совокупного воздействия жары и загрязнения атмосферного воздуха на здоровье населения. Уровни опасности устанавливаются в зависимости от среднесуточной температуры воздуха, среднесуточной концентрации взвешенных частиц PM10 и среднесуточной концентрации озона.

Необходимость такого плана объясняется и тем, что жители мегаполисов в наибольшей степени страдают от волн жары вследствие недостаточной аэрации селитебных кварталов, огромных асфальтированных территорий, "островов жары" в центре городов, интенсивного движения автотранспорта и многих других факторов.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 788

Опыт Москвы также важен для своевременной информации населения о наступлении сезона цветения, опасного для людей, страдающих аллергическими заболеваниями. К сожалению, только в Москве функционирует аэропалинологическая станция на кафедре высших растений биологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова, созданная в 1992 г. и входящая в систему единой европейской аэропалинологической сети (www.herba.msu.ru). Прогнозы специалистов этой станции публикуются на общедоступном медицинском портале www.allergology.ru , что позволяет жителям города своевременно предпринять защитные действия.

Чтобы противостоять возникновению, обострению и увеличению масштабов распространения аллергических заболеваний, связанных с изменением и изменчивостью климата, необходимы превентивные и адаптивные меры. К ним относятся, в частности:

– усиление мониторинга аэроаллергенов в атмосферном воздухе;

– прогнозирование содержания и поведения аэроаллергенов в зависимости от климатических изменений,

– развитие средств расчета изменения содержания и поведения аэроаллергенов при заданных изменениях климата;

– контроль видового состава и численности популяций растений в местах проживания людей;

– разработка и внедрение ландшафтной архитектуры, направленной на снижение содержания аэроаллергенов в атмосферном воздухе.

– работка и внедрение образовательных программ, направленных на разъяснение опасности аэроаллергенов и мерам профилактики, например, организация консультаций лиц с астмой по поведению вне дома во время высокого содержания аэроаллергенов и другие меры.

Кроме плана действий по Москве, также разработана и реализуется “Стратегия адаптации к воздействию изменений климата на здоровье населения для Архангельской области и Ненецкого автономного округа…” (2012), подготовленная в рамках проекта ВОЗ “Воздействие изменений климата на здоровье населения и оценка возможностей адаптации на севере РФ” на 2009–2010 гг. Этот проект выполнен на основе соглашения между Министерством здравоохранения и социального развития Российской Федерации и ВОЗ и разработан Министерством здравоохранения Архангельской области, Северным государственным медицинским университетом, Территориальным управлением Роспотребнадзора совместно с Северным управлением Росгидромета, Департаментом социальной защиты, Региональным управлением Министерства по чрезвычайным ситуациям и другими органами исполнительной власти. В настоящее время это единственная территория (кроме Москвы), для которой создан концептуальный документ, направленный на внедрение механизмов адаптации в различные сферы деятельности с учетом региональной специфики, и на него могут ориентироваться другие северные регионы. Стратегией предусмотрено усиление взаимодействием с региональным управлением по чрезвычайным ситуациям, что очень важно, учитывая наводнения в регионе, укрепление лабораторной базы санитарной службы, развитие медицинской службы в отдаленных районах НАО, создание мобильных медицинских отрядов. Министерство здравоохранения Архангельской области, утвердившее эту стратегию, ставит задачу оптимизации системы здравоохранения в ситуации меняющего климата. В этих целях планируется изменение графика работ медицинских учреждений во время жары, временный отказ от плановых операций, мобильное медицинское обслуживание населения, усиление медицинского просвещения населения об опасности волн жары и других климатических изменений. Важно отметить, что в Стратегии особенное внимание уделяется группам населения повышенного риска – пожилым людям, детям, социальным группам риска.

Определенные адаптационные механизмы должны быть задействованы и по климаточувствительным инфекционным заболеваниям. Так, экспансия иксодовых клещей на север вызывает необходимость усовершенствования профилактики инфекций, передаваемых ими человеку. В первую очередь это касается северных территорий, где происходит рост числа нападений клещей и заболеваемости клещевым энцефалитом (Тронин и др., 2008).

В связи с тем, что вспышки лихорадки Западного Нила в России уже перестали быть эпизоди-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 789

ческим явлением, необходимы профилактические работы и в тех регионах, где их ранее не было. Вспышки ЛЗН в 1999, 2010 и 2012 гг. продемонстрировали опасность дальнейшего распространения этого заболевания. Роспотребнадзор в 2012 г. впервые принял Методические указания МУК 3.2.3009-12 “Порядок организации и проведения лабораторной диагностики лихорадки Западного Нила для лабораторий территориального, регионального и федерального уровней”, направленные на усиление контроля над этим заболеванием. В этом документе (пункт 4) указано, что в России ареал вируса Западного Нила охватывает территории юга ее европейской части, регионы Сибири и Дальнего Востока и при условии потепления климата возможно расширение ареала вируса, в том числе и на центральные регионы России, о чем свидетельствует заболеваемость последних лет. В стране также создан Референс-центр по мониторингу за лихорадкой Западного Нила. Информацию о выявленных положительных пробах передают в соответствии с действующей нормативной документацией и направляют в Референс-центр по мониторингу за лихорадкой Западного Нила, Региональный центр по мониторингу за возбудителями инфекционных болезней I–II групп патогенности или в Центр индикации и диагностики возбудителей опасных инфекционных болезней (www.rospotrebmadzor.ru). Роспотребнадзором разработан проект Санитарно-эпидемиологических правил по профилактике лихорадки Западного Нила, в которых предусмотрено усиление государственного санитарно-эпидемиологического надзора за ЛЗН, включающее постоянное динамическое наблюдение за эпидемическим процессом – мониторинг заболеваемости, изучение эндемичности территории, слежение за циркуляцией возбудителя, оценку ситуации, прогнозирование и контроль эффективности проводимых мероприятий.

Своевременно проведенные дезинсекционные мероприятия позволяет снизить численность переносчиков на территории природных и антропургических очагов ЛЗН (или в зонах риска). Органы управления здравоохранением субъектов Российской Федерации, муниципальных образований и лечебно-профилактических организаций ориентированы на:

• выявление, диагностику, своевременную госпитализацию и лечение больных ЛЗН;

• лабораторно-диагностическое обследование больных, имеющих схожую с ЛЗН симптоматику в эпидемический сезон;

• лабораторное обследование на ЛЗН (с использованием полимеразной цепной реакции) доноров крови и органов для трансплантации в эпидемический сезон на территориях с высоким уровнем эпидемического риска (по решению органов исполнительной власти субъекта);

• регистрацию, учет случаев заболевания ЛЗН и статистический анализ заболеваемости;

• информирование органов, осуществляющих государственный санитарно-эпидемиологический надзор, о случаях заболеваний ЛЗН в установленные сроки;

• подготовку медицинских работников по вопросам клиники, лабораторной диагностики, эпидемиологии и профилактики ЛЗН;

• работу по гигиеническому обучению населения мерам профилактики ЛЗН.

• проведение профилактических дезинсекционных мероприятий в лечебно-профилактических учреждениях по энтомологическим и зоопаразитологическим показаниям, содержание учреждений в удовлетворительном санитарно-техническом состоянии, препятствующем размножению переносчиков инфекции.

На территории субъектов Российской Федерации, где регистрируются случаи заболевания ЛЗН людей или животных, а также выявляются маркеры ЛЗН в переносчиках, должны быть разработаны целевые программы и комплексные планы по профилактике ЛЗН, утвержденные органом исполнительной власти субъекта Российской Федерации, муниципального образования. Комплексные планы разрабатываются органами, осуществляющими государственный санитарно-эпидемиологический надзор при участии органов, осуществляющих государственный ветеринарный надзор, органов управления здравоохранением, противочумных учреждений и других. Аналогичные комплексные планы разрабатываются для административных территорий субъекта Российской Федерации.

За последние пять лет Роспотребнадзором также введены в действие такие санитарно-эпиде-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 790

миологические правила в отношении климаточувствительных инфекционных заболеваний как СП 3.1.7.2614-10 “Профилактика геморрагической лихорадки с почечным синдромом”, Методические указания 3.1.1. 2488-09 “Организация и проведение профилактических и противоэпидемических мероприятий против крымской геморрагической лихорадки”, Методические указания МУ 3.2.2568-09 по контролю численности кровососущих комаров *p. Culex*, места выплода которых находятся в населенных пунктах”.

Наряду с принятием приведенных выше нормативных актов, мерами адаптации могут быть:

- мониторинг распространения и численности популяций переносчиков, а также их прокормителей и резервуаров инфекций в более широких масштабах, чем в настоящее время; активизация борьбы с ними;
- разработка средств специфической профилактики (вакцин) заболеваний, для которых эти средства в настоящее время не существуют, например, для болезни Лайма и лихорадки Денге;
- вакцинация населения и домашних животных в уязвимых в отношении того или иного заболевания регионах;
- расширение санитарно-просветительной работы среди населения.

Эффективным способом профилактики клещевого энцефалита является вакцинация. В 2009–2011 годах было вакцинировано и ревакцинировано по 3 млн человек. Важной мерой сдерживания заболевания являются также мероприятия по уничтожению прокормителей и переносчиков – дератизация и акарицидные обработки как в природных, так и в антропургических очагах. Большое значение имеет санитарно-профилактическая работа среди населения – разъяснение правил индивидуальной защиты от присасывания клеща и применения репеллентов (О санитарно-эпидемиологической обстановке…, 2010, 2011; О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения…, 2012). Для усиления надзора за клещевым энцефалитом и его профилактики в 2008 г. были введены санитарно-эпидемиологические правила “Профилактика клещевого энцефалита” СП 3.1.3.2352–08. Они предписывают 95% вакцинацию населения в эндемичных по этому заболеванию районов.

Профилактические меры и климатические риски в отношении болезни Лайма и клещевого сыпного тифа (клещевого риккетсиоза) Северной Азии те же, что и в отношении клещевого энцефалита, за исключением того, что средства специфической профилактики не разработаны и вакцинация не производится.

Мерами профилактики КГЛ являются индивидуальная защита от нападения клещей и применение репеллентов. Климатический риск – расширение ареала переносчиков.

Меры специфической профилактики при ЛЗН отсутствуют, поэтому мерой профилактики является уничтожение комаров, особенно в городах. Большое значение в этом имеет осушение затопленных подвалов, обеспечивающих круглогодичное размножение *Culex pipiens molestus* в населенных пунктах.

Средствами противодействия возобновлению передачи малярии на территории России являются меры по сокращению ее завоза, своевременное выявление и изоляция больных, мониторинг численности и видового состава переносчиков – комаров рода *Anopheles* и борьба с ними.

Эпидемиологический контроль в связи с потеплением климата следует усиливать не только за традиционными для России инфекционными заболеваниями, но и такими относительно новыми, как лихорадка Западного Нила, крымская геморрагическая лихорадка, лихорадка Денге, а также редко встречающимися – лихорадка Ку, астраханский риккетсиоз.

Оценка воздействия климатических изменений на здоровье населения за последние годы стала одним из основных направлений деятельности ВОЗ и других агентств ООН, что стимулировало в свою очередь значительный рост исследований в различных странах мира, а также в разработке национальных планов действий по защите здоровья населения от воздействия этого фактора. Это произошло и в России. Аномальная жара 2010 г. и ее последствия для здоровья привели к активизации и федеральных органов управления. На сайте Министерства здравоохранения и социального развития Российской Федерации были размещены Медико-санитарные рекомендации ВОЗ “Природные пожары и аномальная жара в Российской Федерации”. Позднее в письме этого ведомства от 18 апреля 2012 г. N 14-3/10/2-3936 было указано

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 791

на необходимость разработки и утверждения региональных планов действий по защите здоровья населения от воздействия жары с учетом особенностей субъектов Российской Федерации. Указанные региональные планы действий должны быть разработаны на основании руководства "План действий по защите здоровья населения от воздействия аномальной жары", разработанного Министерством здравоохранения и социального развития Российской Федерации в соответствии с соглашением между ВОЗ и Правительством Российской Федерации от 18 января 2009 года. По инициативе Департамента природопользования и охраны окружающей среды города Москвы разработаны научно-методические основы системы информирования населения при аномальных погодных условиях и высоком уровне загрязнении атмосферного воздуха, системы раннего оповещения о наступлении жары в Москве. Кроме того, санитарно-эпидемиологическая служба страны ориентирована на необходимость оценки последствий изменений климата. Руководителем Роспотребнадзора Г. Г. Онищенко утверждены Методические рекомендации "Оценка риска и ущерба от климатических изменений, влияющих на повышение уровня заболеваемости и смертности в группах населения повышенного риска" (МР 2.1.10.0057-12).

Перед лицом усиливающейся угрозы распространения заболеваний и их переносчиков в связи с прогнозируемым потеплением климата, возможно, стоит поставить вопрос о создании сети паразитологических станций (в дополнение к имеющейся сети санитарно-эпидемиологических станций), задачей которых и будет проведение широкомасштабного мониторинга этих заболеваний и переносчиков.

Необходимо усилить контроль над состоянием сибиреязвенных могильников на всей территории России, проводить регулярное их обследование, проверку ограждений и соответствующей документации. Особое внимание должно уделяться могильникам, расположенным в зоне многолетней мерзлоты, где требуется дополнительно детальное изучение состояния многолетнемерзлых грунтов непосредственно вокруг могильников, так как показано, что даже в пределах одного административного района показатели изменения температуры грунтов значительно различаются (Павлов, Малкова, 2005).

Для снижения указанных рисков здоровью от климатических изменений необходим как Федеральный, так и региональные планы действий. На региональном уровне в отдельных населенных пунктах важно определить, насколько опасны климатические изменения, регистрируемые метеослужбой, для здоровья различных возрастных, социальных и этнических групп населения (особенно для коренных малочисленных народов). Кроме того, необходимо разработать рекомендации по внедрению системы медицинских мер по предупреждению негативных последствий для здоровья населения в связи с наступлением сильной жары, резкого похолодания или другими резкими изменениями климата. Российским научно-практическим кардиологическим комплексом разработаны и направлены на утверждение в Минздрав РФ "Медико-санитарные рекомендации по уменьшению негативного влияния аномальной жары на состояние здоровья уязвимых групп населения". Медицинские предупреждения являются инструментом для смягчения негативного воздействия экстремальных погодных явлений на здоровье, при этом используются и прогнозы погоды. Особое внимание следует уделить группам риска по сердечно-сосудистой, респираторной и эндокринной патологии, которые целесообразно срочно формировать на основе планируемой в Национальной программе здоровья диспансеризации населения с составлением регистров отдельных климатопатогенных нозологий и проведением образовательных и профилактических мероприятий во вновь созданных кабинетах здорового образа жизни.

6.1.6. Заключение

Изменения климата уже привели к заметному ущербу здоровью населения в различных регионах России. В ряде городов ЕЧР, а также в северных городах участившиеся волны жары являются причиной дополнительной смертности населения. Несмотря на возможный положительный эффект от потепления климата в осенне-зимний период в северных городах, волны жары будут причиной нарушений здоровья людей.

Волны жары – это фактор влияния не только на качество здоровья населения, но и на экономический сектор. Так, экономические потери от преждевременной смертности жителей Москвы трудоспо-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 792

собного возраста волн жары весьма существенен и только в Москве в 2010 г. находился в пределах 97–123 млрд руб., или 1.23–1.57% ВВП столицы.

Потепление климата может повлиять и на снижение качества атмосферного воздуха, особенно при дальнейшем использовании твердых видов топлива, недостаточном контроле выбросов промышленных предприятий и энергетических установок, отсутствии современных экологических стандартов на транспортные средства.

Изменение климата на территории России оказывает существенное влияние и на эпидемиологическую обстановку и особенно ярко это проявляется в годы с теплыми зимами. Так, за последние 15 лет зафиксированы вспышки лихорадки Западного Нила (1999, 2010, 2012 гг.), происходит расширение нозоареала этой инфекции. Если в 2010 г. случаи заболевания были в 9 субъектах РФ, а в 2011 г. в 10, то в 2012 г. количество субъектов РФ, где регистрировалась заболеваемость ЛЗН, достигло 21. Отмечено постепенное продвижение на север крымской геморрагической лихорадки. Для северных регионов (Архангельская область и республика Коми) характерно повышение заболеваемости клещевым энцефалитом и появление этого заболеваниях на территориях, где ранее это заболевание не регистрировалось, показана связь заболеваемости сальмонеллезом с температурой воздуха.

На территории России и соседних стран (территория бывшего СССР) для всех рассмотренных видов переносчиков трансмиссивных заболеваний человека (переносчики малярии человека – комары комплекса *Anopheles maculipennis*, переносчики арбовирусов – комары *Ae. aegypti* и *Ae. albopictus*; иксодовые клещи *I. ricinus* и *I. persulcatus* – переносчики энцефалита, бореллиоза, риккетсиоза) по мере наблюдаемого и предполагаемого в XXI в. изменения климата характерно существенное расширение климатических ареалов в северном, северо-восточном и восточном направлениях. Сокращения ареалов в большинстве случаев не произойдет. Исключение составляет *I. persulcatus*, западная граница ареала которого на протяжении всего XXI века будет смещаться к востоку. Для *Ae. aegypti*, и *Ae. albopictus* в конце XXI века возможно небольшое сокращение ареалов в высокогорных районах Кавказа, а для последнего – и в бассейне Днестра.

Последствия изменений климата в соответствии со сценариями умеренного RCP4.5 и экстремального RCP8.5 антропогенного воздействия на климатическую систему для ареалов рассмотренных переносчиков в первой половине XXI века сходны. Различия (более существенное расширение ареалов в условиях сценария RCP8.5) будут проявляться во второй половине XXI века.

Расчетные оценки климатообусловленных изменений климатических ареалов переносчиков трансмиссивных заболеваний, полученные в рамках предположения "+1.5°C" глобального потепления по сравнению с уровнем 1981–2000 гг." и климата, возникающего в 2034–2053 гг. в условиях сценария RCP4.5, (или же климата, возникающего в условиях сценария RCP8.5 в 2028–2047 гг.), для которого характерно примерно такое же глобальное потепление, оказались сходными. Это свидетельствует о достаточной надежности расчетных оценок изменений климатических ареалов переносчиков для такого изменения климата на территории России и соседних стран.

К факторам климатического риска относятся расширение ареалов членистоногих переносчиков и повышение их численности, а также аналогичное повышение численности и расширение ареалов позвоночных, преимущественно мышевидных грызунов, являющихся резервуарами природноочаговых инфекций и прокормителями переносчиков в природе. Новым фактором риска является завоз экзотических переносчиков на территорию России и их укоренение, значение которых усиливается при предполагаемом потеплении.

6.1.7. Литература

Алексеев А. Н., 2004. Возможные последствия вероятного глобального потепления климата для распространения кровососущих эктопаразитов и передаваемых ими патогенов. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.) Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество "АдамантЪ". с. 67–79.

Алексеев А. Н., 2006. Влияние глобального изменения климата на кровососущих эктопаразитов и передаваемых ими возбудителей болезней. Вестник РАМН, № 3. с. 21–25.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 793

Арумова Е. А., Воронцова Т. В., 2000. Клещевой боррелиоз (болезнь Лайма) в России, Дезинфекционное дело, № 2, с. 5–7.

Баранова А. М., 2010. Почему не укоренилась малярия в современной России, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 2, с. 22–24.

Баранова А. М., 2011. *Plasmodium knowlesi:* распространенный и опасный для человека вид возбудителей малярии из Юго-Восточной Азии и островов Тихого океана, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 1. с. 8–10.

Беклемишев В. Н., 1970. Биоценологические основы сравнительной паразитологии, М.: Наука, 502 с.

Бернштейн А. Д., Апекина Н. С., Коротков Ю. С., Демина В. Т., Хворенков А. В., 2004. Геморрагическая лихорадка с почечным синдромом: экологические предпосылки активизации европейских лесных очагов. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество “АдамантЪ”. с. 105–113.

Богова А. В., Ильина Н. И., Лусс Л. В., 2008. Тенденции в изучении эпидемиологии аллергических заболеваний в России за последние 10 лет, Российский аллергологический журнал, № 6, с. 3–14

Букварева Е. Н., 2010. Роль наземных экосистем в регуляции климата и место России в посткиотском процессе. М., Товарищество научных изданий КМК. 97 С.

Буренкова Л. А., 2012. Итоги двадцатилетних наблюдений за динамикой численности популяций *Ixodes ricinus* (Acari: Ixodidae) и изменением ее зараженности возбудителями клещевых бореллиозов на севере Калужской области, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 4. с. 30–32.

Бутенко А. М., Ларичев В. Ф., 2004. Влияние климата на активность и распространение очагов крымской геморрагической лихорадки в северной части ареала вируса КГЛ. Изменение климата и здоровье России в XXI веке, Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество “АдамантЪ”, с. 134–138.

Варакина Ж. Л., Юрасова Е. Д., Ревич Б. А. и др., 2011. Оценка влияния температуры воздуха на смертность населения Архангельска в 1999–2008 годах, Экология человека, № 6, с. 28–36.

Васильев Г. К., 2000. Исторический опыт борьбы с малярией, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 2, с. 54–56.

Васильев К. Г., 2001. История эпидемий и борьбы с ними в XX столетии. М., Медицина, 256 с.

Гаврилов В. А., 2010. Перспективы решения проблемы биологической опасности сибироязвенных скотомогильников, Дезинфекция и антисептика, т. 1, № 3, с. 12–15.

Галкин В. В., Локтионова М. Н., Симонова Е. Г., Хадарцев О. С., 2007. Проблемы безопасности сибиреязвенных скотомогильников. Эпидемиология и инфекционные болезни, № 6, с. 54–56.

Гамбурцев А. Г., Сигачев А. В., 2012. Динамика вызовов скорой помощи Москвы за последние пять лет, Вестник Российской академии наук, т. 82, № 5, с. 415–424.

Ганушкина Л. А., Дремова В. П. 2011., Комары *Aedes aegypti* и *Aedes albopictus* – переносчики арбовирусных инфекций, биология, экология, распространение, отличительные признаки видов, Медицинская паразитология и паразитарные болезни. № 4, с. 24–28.

Ганушкина Л. А., Дремова В. П., 2012. Комары *Aedes aegypti* L. и *Aedes albopictus* Skuse – новая биологическая угроза для юга России. Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 3, с. 49–55.

Ганушкина Л. А., Таныгина Е. Ю., Безжонова О. В., Сергиев В. П., 2012. Об обнаружении комаров *Aedes (Stegomyia) albopictus Skus.* на териитории Российской Федерации, Медицинская паразитология и паразитарные болезни. № 1. с. 3–4.

Ганушкина Л. А., Безжонова О. В., Патраман И. В., Таныгина Е. Ю., Сергиев В. П., 2013. Распространение комаров *Aedes (Stegomyia) aegypti L.* и *Aedes (Stegomyia) albopictus Skus*. на Черноморском побережье Кавказа, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 1, с. 45–46.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 794

Глушкова Л. И., Корабельников И. В., Егорова Ю. И., 2011. Распространение *Ixodes persulcatus Schulze* в южных и центральных районах Республики Коми, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 3, с. 48–50.

Гнатив Б. Р., 2010. Эпидемиологические особенности проявления активности природного очага клещевого энцефалита на территории Республики Коми, Развитие научных исследований и надзор за инфекционными заболеваниями. СПб., НИИЭМ им. Пастера, с. 26.

Гордеев М. И., Званцов А. Б., Горячева И. И. и др., 2005. Описание нового вида *Anopheles artemievi sp. n.* (Diptera, Culicidae), Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 2, с. 4–5.

Гордеев М. И., Званцов А. Б., Усенбаев Н. Т., 2006. Фауна комаров рода *Anopheles* (Diptera, Culicidae) Тянь-Шаня. Материалы I Всероссийского совещания по кровососущим насекомым, Санкт-Петербург, 24–27 октября 2006 г. С.Пб., с. 59–61.

Гордеев М. И., Безжонова О. В., Горячева И. И. и др., 2010. Молекулярно-генентический анализ малярийных комаров комплекса *Anopheles maculipennis* (Diptera, Culicidae) Азербайджана, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 4, с. 43–45.

Гуцевич В. А., Мончадский А. С., Штакельберг А. А., 1970. Комары (семейство Culicidae). Фауна СССР. Насекомые двукрылые. т. 3, вып. 4, Л., Наука, 384 с.

Злобин В. И., 2010. Эпидемиологическая обстановка и проблемы профилактики клещевого энцефалита в Российской Федерации, Прикладная энтомология, №1, с. 14–28.

Злобин В. И., Данчинова Г. А., Сунцова О. В., Бадуева Л. Б., 2004. Климат как один из факторов, влияющих на уровень заболеваемости клещевым энцефалитом. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.) Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество “АдамантЪ”. с. 121–124.

Инфекционная заболеваемость в Российской Федерации в 2003–2004 гг. Информационный сборник статистических и аналитических материалов. 2005. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора.

Инфекционная заболеваемость в Российской Федерации в 2008–2009 гг. Информационный сборник статистических и аналитических материалов. 2010. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора.

Кадамов Д. С., 2010. Кровососущие комары (Culicidae) Гиссарской долины Таджикистана. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. кандидата биол. наук. М., 27 с.

Кадастр стационарно неблагополучных по сибирской язве пунктов Российской Федерации., 2005. Справочник, Б. Л. Черкасского (ред.), М., Интерсэн, 829 с.

Казановский Е. С., Карабанов В. П., Клебенсон К. А., 2006. Некоторые факторы экосистемы тундры Европейского Севера России и ветеринарные проблемы оленеводства, Аграрная наука Евро-Северо-Востока, № 8, с. 189–192.

Каратаева Т. Д., Васильева А. А., 2007. Эпизоотическая обстановка по сибирской язве и ее профилактике в Республике Саха (Якутия). Вестник ветеринарии, № 40–41, с. 106–112.

Катцов В.М., Говоркова В.А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в XXI веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды ГГО, вып. 569, с. 75–97.

Кершенгольц Б. М., Чернявский В. Ф., Репин В. Е., Никифоров О. И., Софронова О. Н., 2009. Влияние глобальных климатических изменений на реализацию потенциала инфекционных заболеваний населения в Российской Арктике (на примере Якутии), Экология человека, № 6, с. 34–39.

Кондрашин А. В., Баранова А. М., Морозова Л. Ф., Степанова Е. В., 2011. Тенденции в борьбе с малярией в мире. Прогресс и актуальные задачи в программах борьбы с малярией, Медицинская паразитология и паразитарные болезни. № 4. с. 3–8.

Корабельников И. В., Егорова Ю. И., 2009. Влияние антропогенной деятельности на распро-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 795

странение природно-очаговых заболеваний в республике Коми, Дезинфекционное дело, № 4, с. 36–38.

Коренберг Э. И., 2004. Экологические предпосылки возможного влияния изменений климата на природные очаги и их эпидемическое проявление. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество "АдамантЪ". с. 54–67.

Коренберг Э. И., 2008. Современные черты клещевого энцефалита: новые или хорошо забытые? Медицинская паразитология и паразитарные болезни. № 3. с. 3–8.

Коротков Ю. С., Кисленко Г. С., Буренкова Л. А., Рудникова Н. А., Карань Л. С., 2008. Пространственная и временная изменчивость зараженности клещей *Ixodes ricinus* и *Ixodes persulcatus* возбудителем болезни Лайма в Московской области, Паразитология, т. 42, № 6. с. 441–451.

Куролап С. А., 2012. Региональные особенности и прогнозные оценки влияния климатических изменений на здоровье населения Центрального Черноземья. Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы). Материалы международной научной конф. Воронеж, Изд-во "Научная книга", 2012, с. 403–409.

Лейзерман Л. И., 1943. Малярия. Сталинабад. 174 с.

Лифиренко Д. В., 2012. Анализ роста числа умерших среди населения Самарской области в августе 2010 годы. Материалы 1У Всерос. Конф. Молодых ученых и специалистов "Окружающая среда и здоровье". М., ФГБУ "НИИ экологии человека и гигиены окружающей среды им. А. Н. Сысина", с. 201–204.

Лифиренко Д. В., Лифиренко Н. Г., 2012. Увеличение смертности населения Волжского бассейна как следствие аномальной жары лета 2010 года, Известия Самарского научного центра Российской академии наук, т. 14, № 1. с. 272–275.

Лихорадка Западного Нила в мире., 2013. http://rospotrebnadzor.ru/epidemiologic_sytuation/

Лобан К. М., Лобзин Ю. В., Лукин Е. П., 2002. Риккетсиозы человека (руководство для врачей). С.-Пб., Элби. 474 С.

Лобзин Ю. В., Козлов С. С., 2004. Изменения климата, как один из факторов, определяющих расширение спектра паразитарных болезней в вооруженных силах РФ. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество "АдамантЪ", с. 166–170.

Лопатин О. Е., Катохин А. В., Шевченко А.И. и др., 2006. Исследование видового состава представителей рода Anopheles в Западной Сибири, Казахстане и Узбекистане с помощью молекулярно-генетических маркеров. Материалы I Всероссийского совещания по кровососущим насекомым. Санкт-Петербург, 24–27 октября 2006 г. С.Пб., с. 112–113.

Лысенко А. Я., Кондрашин А. А., Ежов М. Н., 2003. Маляриология. М.: Открытые системы, 512 с.

Львов Д. К., Клименко С. М., Гайдамович С. Я., Березина Л. К. и др., 1989. Арбовирусы и арбовирусные инфекции. М., Медицина. 336 с.

Лялина Л. В., 2004. Проблемы оценки влияния глобальных изменений климата на эпидемический процесс. В кн.: Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество "АдамантЪ". с. 80–84.

Малхазова С. М., Крайнов В. Н., Шартова Н. В., 2011. Прогноз влияния потепления на распространенность малярии. Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXIвека на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири. Н. С. Касимов, А. В. Кислов (ред.), М., МАКС Пресс, с. 389–408.

Манзенюк И. Н., Манзенюк О. Ю., 2005. Клещевые боррелиозы (болезнь Лайма). Кольцово. 85 с.

Маркович Н. Я., 1997. Мировая торговля старыми автопокрышками и современный ареал комаров *Aedes (Stegomya) albopictus,* Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 4, с. 54–59.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 796

Маркович Н. Я., Артемьев М. М., Дарченкова Н. Н., 2001. Видовой состав и географическое распространение основных переносчиков малярии – комаров комплекса *An. maculipennis* в России. РЭТ-ИНФО, № 3, с. 5–9.

Миронова В. А., 2006. Тенденции изменения климата и малярия в Московском регионе, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 4, 20–25.

Нафеев А. А., Салина Г. В., 2012. Проблемы в организации эпидемиологического надзора за природно-очаговыми инфекциями и пути их решения, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 2. с. 27–30.

Немцов А. В., 2008. Периодичность заболеваемости алкогольными психозами. Сообщение 2. Климатический фактор, Наркология, № 12, с. 42–50.

Немцов А. В., Нечаев А. К., 2006. Климатические факторы заболеваемости алкогольными психозами. Климат, качество атмосферного воздуха и здоровье москвичей. М., изд-во "АдамантЪ", с. 197–213.

Немцов А. В., Ревич Б. А., Савельев Д. В., Клепиков П. Н., 2013. Алкогольные психозы и погодные условия в Москве в 2005–2011 годах, Вопросы наркологии, № 2, с. 16–26.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 1998 году: Государственный доклад., 1999. М., Федеральный центр госсанэпид-надзора Минздрава России, 222 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2000 году: Государственный доклад., 2001. М., Федеральный центр госсанэпиднадзора Минздрава России, 188 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2002 году: Государственный доклад. 2003. М., Федеральный центр госсанэпиднадзора Минздрава России, 221 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2003 году: Государственный доклад., 2004. М., Федеральный центр госсанэпиднадзора Минздрава России, 239 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2004 году: Государственный доклад., 2005. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 269 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2005 году: Государственный доклад., 2006. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 301 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2006 году: Государственный доклад., 2007. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 360 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2007 году: Государственный доклад., 2008. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 397 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2008 году: Государственный доклад., 2009. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 467 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2009 году: Государственный доклад., 2010. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 456 с.

О санитарно-эпидемиологической обстановке в Российской Федерации в 2010 году: Государственный доклад., 2011. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 431 с.

О состоянии санитарно-эпидемиологического благополучия населения в Российской Федерации в 2011 году: Государственный доклад., 2012. М., Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 316 с.

Об эпидситуации по заболеваемости лихорадкой Денге., 2013. http://49.rospotrebnadzor.ru/rss_all/-/asset_publisher/Kq6J/content/id/150331

Орехов И. В., Москвитина Э. А., Пичурина Н. Л., Забашта М. В., Водяницкая С. Ю., Адаменко В. И., 2008. Кровососущие комары, составляющие паразитарную систему при лихорадке Западного Нила в Ростовской области, Медицинская паразитология и паразитарные болезни. № 1. с. 30–32.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Россий-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 797

ской Федерации., 2008а. т. 1. Изменения климата. М., Росгидромет. 227 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации., 2008б. т. II.Последствия изменений климата. М., Росгидромет. 288 с.

Павлов А. В., Малкова Г. В., 2005. Современные изменения климата на севере России: Альбом мелкомасшабных карт. Новосибирск, Академическое издательство "ГЕО", 54 с.

Перевозкин В. П., Бондарчук С. С., Гордеев М. И., 2012. Популяционно-видовая структура малярийных комаров (Diptera, Culicidae) Прикаспийской низменности и Кумо-Манычской впадины, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 1, с. 12–17.

Планы действий по защите здоровья населения от воздействия аномальной жары., 2011. Ф. Маттиес, Г. Биклер, Н. Марин, С. Халес (ред.), Руководство. Копенгаген. Европейское Бюро ВОЗ, 50 с.

Платонов А. Е., 2006. Влияние погодных условий на эпидемиологию трансмиссивных инфекций (на примере лихорадки Западного Нила в России), Вестник РАМН, № 2, с. 25–29.

Платонов А. Е., Рудникова Н. А., Лазоренко В. В., Журавлев В. И., 2004. Влияние погодных условий на эпидемиологию лихорадки Западного Нила в южных регионах России. Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество "АдамантЪ", с. 113–121.

Платонова Л. В., Михеев В. Н., Локтев В. Б., Кононова Ю. В., Шестопалов А. М., Дупал Т. А., 2006. О первых результатах эпидемиологического мониторинга лихорадки Западного Нила в Новосибирской области, Сибирь-Восток, № 3, с. 45–48.

Попов И. О., Титкина С. Н., Семенов С. М., Ясюкевич В. В., 2013. Модельные оценки распространения переносчиков некоторых болезней человека в XXI веке в России и соседних странах, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ. т. 25, с. 395–427.

Порфирьев Б. Н., 2013. Экономическая оценка людских потерь при чрезвычайных ситуациях, Вопросы экономики, № 1, с. 46–68.

Ревич Б. А., Шапошников Д. А., Семутникова Е. Г., 2008. Климатические условия и качество атмосферного воздуха как факторы риска смертности населения Москвы в 2000–2006 гг., Медицина труда и промышленная экология, № 9, с. 29–35.

Ревич Б. А., 2011. Волны жары, качество атмосферного воздуха и смертность населения Европейской части России летом 2010 года: результаты предварительной оценки, Экология человека, № 7, с. 3–9.

Ревич Б. А., Малеев В. В., 2011. Изменения климата и здоровье населения России: анализ ситуации и прогнозные оценки. М.: ЛЕНАНД, 208 с.

Ревич Б. А., Шапошников Д. И., 2004. Высокие температуры воздуха в городах – реальная угроза здоровья населения. Изменение климата и здоровье населения России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество "АдамантЪ", с. 175–184.

Ревич Б. А., Шапошников Д. А., 2012. Изменения климата, волны жары и холода как факторы риска повышенной смертности населения в некоторых регионах России, Проблемы прогнозирования, № 2, с. 122–138.

Рудаков Н. В., Шпынов С. Н., Самойленко И. Е., Кумпан Л. В., Решетникова Т. А., Рудакова С. А., Омск: Омский НИИ природно-очаговых инфекций, Омская медицинская академия. www.oniipi.org .

Руководство по зоонозам., 1983. В. И. Покровский (ред.), Л., Медицина. 320 с.

Рябова Т. Е., Юничева Ю. В., Маркович Н. Я., Ганушкина Л. А., Орабей Г. В., Сергиев В. П., 2005. Обнаружение комаров *Aedes (Stegomyia) aegypti L.* в г. Сочи, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 3, с. 3–5.

Семенов С. М., Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С., 2006. Выявление климатогенных изменений. М., Издательский центр "Метеорология и гидрология". 324 с.

Семенов С. М., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Попов И. О., Титкина С. Н., 2013. Распределе-

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 798

ние приповерхностной температуры на территории России и соседних стран при заданном уровне глобального потепления, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ. т. 25, с. 29–41.

Сергиев В. П., 2011. Появление экзотических переносчиков арбовирусных лихорадок – новая недостаточно оцениваемая биологическая угроза южным регионам России, Журнал инфектологии, т. 3, № 1, с. 59–63.

Сергиев В. П., Баранова А. М., Маркович Н. Я., Супряга В. Г., Ганушкина Л. А., 2004. Возможное влияние изменения климата на распространение трансмиссивных болезней на территории России. Изменение климата и здоровье России в XXI веке. Сборник материалов международного семинара (5–6 апреля 2004 г.). Н. Ф. Измеров, Б. А. Ревич, Э. И. Коренберга (ред.), М., Издательское товарищество “АдамантЪ”, с. 143–147.

Стратегия адаптации к воздействию изменения климата на здоровье населения для Архангельской области и Ненецкого автономного округа Российской Федерации., 2012. Архангельск. Министерство здравоохранения и социального развития Архангельской области, ГБОУ ВПО Северный государственный медицинский институт, Министерство здравоохранения и социального развития Российской Федерации, 98 с.

Тарасов В. В., 2002. Эпидемиология трансмиссивных болезней. М., Изд-во МГУ. 336 С.

Тронин А. А., Токаревич Н. К., Бузинов Р. В., 2008. Изменение климата и число пострадавших от нападения клещей в Архангельской области. Влияние глобальных климатических изменений на здоровье населения российской Арктики. Представительство ООН в Российской Федерации. с. 21–23.

Федорова М. В., 2007. Комары (Diptera, Culicidae) – переносчики вируса лихорадки Западного Нила на территории России. РЭТ-инфо, № 3, с. 11–15.

Филиппова Н. А., 1971. О видах группы *Ixodes persulcatus* (Parasitiiormes, Ixodidae). Особенности ареалов *I. pavlovskyi Pom.* и I. *persulcatus Schulze* в связи с их палеогенезом, Паразитология, т. 5, № 5, с. 385–391.

Филиппова Н. А., 1973. О видах группы *Ixodes persulcatus* (Parasitiformes, Ixodidae). 7. Палеогенез южной ветви группы *Ixodes persulcatus* и взаимоотношения с *I. ricinus* (L.). Паразитология, т. 7, № 1, с. 3–13.

Хайнес А., Коватс Р. С., Кемпбелл-Лендрум Д., Корвалан К., 2004. Изменение климата и здоровье человека – воздействия, уязвимость и адаптация. Всемирная конференция по изменению климата. Москва, 29 сентября – 3 октября 2003 г. Труды конференции. М., с. 307–322.

Чазов Е. И., Бойцов А. И., 2012. Влияние аномального повышения температуры воздуха на смертность населения, Терапевтический архив, № 1, с. 29–36.

Чубирко М. И., Пичужкина Н. М., Масайлова Л. А., Механтьев И. И., Подрезкова И. С., 2012. Оценка риска и ущерба здоровью в условиях чрезвычайной ситуации, связанной с пожарами. Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы). Воронеж, изд-во “Научная книга”, с. 442–444.

Шерстюков Б. Г., 2013. Оценки потенциальной горимости леса по месячным метеорологическим данным, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М., ИГКЭ. т. 25. с. 288–299.

Шерстюков Б. Г., Шерстюков А. Б., 2013. Лесные пожары при потеплении климата в XXIвеке, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М., ИГКЭ. т. 25. с. 300–313.

Ширяев М. В., Рубинштейн А. Г., 2010. Прогноз категорий опасности метеорологических явлений, Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. вып. 347. с. 144–158.

Эпидемиологический надзор за особо опасными и природно-очаговыми инфекциями в условиях Крайнего Севера., 2000. И. Я. Егоров А. Д. Ботвинкин (ред.), Якутск, 248 с.

Юничева Ю. В., Рябова Т. Е., Маркович Н. Я., Безжонова О. В., и др., 2008. Первые данные о наличии размножающейся популяции комаров Aedes aegypti L. в районе Большого Сочи и в отдельных городах Абхазии, Медицинская паразитология и паразитарные болезни, № 3, с. 40–43.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 799

Ясюкевич В. В., 2002. Малярия в России и ее ближайшем географическом окружении: анализ ситуации в связи с предполагаемым изменением климата, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб. Гидрометеоиздат, т. 18, с. 142–157.

Ясюкевич В. В., Гельвер Е. С., 2007. Последствия изменений климата для переносчиков и возбудителей малярии человека в России и ее ближайшем географическом окружении, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. СПб., Гидрометеоиздат, т. 21, с. 293–347.

Ясюкевич В. В., Ревич Б. А., 2009. Изменение климата на территории России и здоровье населения, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем. М., ИГКЭ. т. 22. с. 147–169.

Ясюкевич В. В., Титкина С. Н., Семенов С. М., Давидович Е. А., Ясюкевич Н. В., 2012. Возможные изменения климатообусловленных ареалов основных переносчиков малярии на территории России и сопредельных стран во второй половине XX–начале XXI веков, связанные с наблюдаемым изменением климата. Труды Ставропольского отделения Русского Энтомологического общества. вып. 8. Материалы V международной научно-практической Интернет-конференции “Актуальные вопросы энтомологии” Ставрополь, Ставропольское издательство “Параграф”, с. 76–82.

Ясюкевич В. В., Титкина С. Н., Семенов С. М., Давидович Е. А., Ясюкевич Н. В., 2013а. Изменения климата во второй половине XX–начале XXI веков и связанные с ними изменения климатообусловленных ареалов основных переносчиков малярии на территории России и сопредельных стран, Прикладная энтомология, т. 4, № 1 (9), с. 24–30.

Ясюкевич В. В., Титкина С. Н., Попов И. О., Давидович Е. А., Ясюкевич Н. В., 2013б. Климатозависимые заболевания и членистоногие переносчики: возможное влияние наблюдаемого на территории России изменения климата, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, М., ИГКЭ, т. 25, с. 314–359.

A**ir quality monitoring in Moscow., 2010.** News Letter WHO collaborating Centre for quality management and air pollution control at the Federal Environment Agency, Germany, 2010 – No460 December 2010:9–14

D’Amato G., Liccardi G. Frenguelli G., 2007. Thunderstorm-asthma and pollen allergy, Allergy, vol. 62, no. 1, pp. 11–16.

D’Amato G., Cecchi L. Amato M., Liccardi G., 2010. Urban air pollution and climate change as environmental as environmental risk factors of respiratory allergy: an update, J. Investig. Allergol. Clin. Immunol. vol. 20, no. 2, pp. 95–102.

Anenberg S. C., Schwartz J., Shindel D., et al., 2012. Global Air Quality and Co-benefits of Mitigating Near-Term Climate Change through Methane and Black Carbon Emission Controls, Environmental Health Perspectives. vol. 12, pp. 831–839. DOI.org/10.1289/ehp.1104301|

Beggs P. J., 2010. Adaptation to impacts of climate change on aeroallergens and allergic respiratory diseases, International Journal of Environmental Research and Public Health. vol. 7, no. 8, pp. 3006–3021. doi:10.3390/ijerph7083006

Berry H. L., Bowen K., Kjellstrom T., 2010. Climate change and mental health: a causal pathways framework, Int. J. Public Health, no. 55, pp. 123–132.

Breton M.C., Garneau M., Fortier I., Guay F., Louis J. 2006. Relation between climate, pollen concentrations of Ambrosia and medical consultations for allergic rhinitis in Montreal, 1994–2002. Science of theTotal Environmental, vol. 370, no. 1, pp. 39–50.

Climate Change 2007. 2007. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. Parry M., Canziani O., Paluticof J. et al., (eds), Cambridge University Press. 976 pp.

Djadid N. D., Gholizadeh S., Tafsiri E., Romi R., Gordeev M., Zakeri S., 2007. Molecular identification of Palearctic members of Anopheles maculipennis in northern Iran. Malaria Journal., vol. 6. http://www.malariajournal.com/content/6/1/6

Elton C. S., 1958. The ecology of invasions by animals and plants. London: Chapman and Hall, 181 p.

OD-2-1-3n 12/15/14 8:04 PM Page 800

Fouillet A., Rey G., Wagner M, Laaidi K., Empereur-Bissonnet K. Tertre L., Frayssinet P., Bessemoulin P., Laurent F., De Crouy-Chanel P., Jougla E., Haymon D., 2008. Has the impact of heat waves on mortality changed in France since the european heat wave of summer 2003? A study of the 2006 heat wave, International Journal of Epidemiology, vol. 37, no. 2, pp. 309–317.

Grjibovski A. M., Bushueva V., Boltenkov V. P. et al., 2012. Climate variations and salmonellosis in northwest Russia: a time-series analysis, Epidemiology and Infection, vol. 141, no. 2. pp. 269–276. doi10:1017/S0950268812000544

Guidelines for the surveillance of invasive mosquitoes in Europe., 2012. European Centre for Disease Prevention and Control. Stockholm: ECDC. 100 p.

Hansen, J., Ruedy R., Sato M., Lo K.., 2010. Global surface temperature change, Rev. Geophys. vol. 48. RG4004. 29 p. doi:10.1029/2010RG000345.

Heguy L., Garneau M., Goldberg M. S., Raphoz M., Guay F., Valois M., 2008. Associations between grass and weed pollen and emergency department visits for asthma among children in Montreal, Environmental Research, vol. 106, no. 2, pp. 203–211.

Health Effects of Climate Change in the UK 2012., 2012. Current evidence, recommendations and research gaps. S. Vardoulakis, C. Heaviside (eds.). London: Health Protection Agency, 236 p.

IPCC WGI SPM., 2014. Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers.

Keatinge W., 2003. Death in heat wave: simple preventive measures may help reduce mortality, British Medical Journal, vol. 327, pp. 512–513.

Kim Y., Kim H., Kim D. S., 2011. Association between daily environmental temperature and suicide mortality in Korea (2001–2005), Psychiatry Res., vol. 186, no. 2–3. pp. 390–396.

Knudsen A. B., 1995. Global distribution and continuing spread of Aedes albopictus, Parasitologia, vol. 37, no. 2–3, pp. 91–97.

Kobayashi M., Komagata O., Nihei N., 2008. GlobalWarming and Vector-borne Infectious Diseases, Journal of Disaster Research, vol. 3, no. 2, pp. 105–112.

Kobayashi M., Nihei N., Kurihara T., 2002. Analysis of Northern Distribution of Aedes albopictus (Diptera: Culicidae) in Japan by Geographical Information System, J. Med. Entomol., vol. 39, no. 1, pp. 4–11.

Lieshout van M., Kovats R. S., Livermore M. T. J., Martens P., 2004. Climate change and malaria: analysis of the SRES climate and socio-economic scenarios, Global Environmental Change 14, pp. 87–99.

Likhvar V., Honda Y., Ono M., 2011. Relation between temperature and suicide mortality in Japan in the presence of other confounding factors using time – series analysis with a semparametric approach, Environ. Health Prev. Med., no. 16. pp. 36–43.

Lindgren E., Talleklint L., Polfeldt T., 2000. Impact of climatic change on the northern latitude limit and population density of the disease-transmitting European tick *Ixodes ricinus*, Environmental Health Perspectives , vol. 108, no. 2, pp. 119–123.

Martens P., Kovats R. S., Nijhof S., de Vries P., Livermore M. T. J., Bradley D. J., Cox J., McMichael A. J., 1999. Climate change and future populations at risk of malaria, Global Environmental Change 9, pp. 89–107.

Mogi M., 1996. Overwintering strategies of mosquitoes (Diptera, Culicidae) on warmer islands may predict impact of global warming on Kyushu, Japan, J. Med. Entomol., vol. 33, no. 3, pp. 438–444.

Neteler M., Roiz D., Rocchini D., Castellani C., Rizzoli A., 2011. Terra and Aqua satellites track tiger mosquito invasion: modelling the potential distribution of Aedes albopictus in north-eastern Italy, International Journal of Health Geographics, vol. 10. http://www.ijhealthgeographics.com/content/10/1/49.

Page L. A., Hajat S., Kovats R. S., 2007. Relationship between daily suicide counts and temperature in England and wales, British Journal of Psychiatry, vol. 191, pp. 106–112.

Page L. A., Hajat S., Kovats R. S., Howard L. M., 2012. Temperature-related deaths in people with psychosis, dementia and substance misuse, British Journal of Psychiatry. vol. 200. pp. 485–490.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 801

Platonov A. E., Fedorova M. V., Karan L. S., Shopenskaya T. A., Platonova O. V., Zhuravlev V. I., 2008. Epidemiology of West Nile infection in Volgograd, Russia, in relation to climate change and mosquito (Diptera: Culicidae) bionomics. Parasitology research. (Suppl 1). vol. 103. pp. 45–53. DOI 10.1007/s00436-008-1050-0

Revich B. A, Podolnaya M. A., 2011. Thawing of permafrost may disturb historic cattle burial grounds in East Siberia. Global Action Plan. no. 4. DOI: 10.3402/gva.v4i0.8482

Revich B. A., Shaposhnikov D. A., 2010. Extreme temperature episodes and mortality in Yakutsk, East Siberia. Rural and Remote Health. vol. 10, pp. 1338 (online).

Rienecker M. M., Suarez M. J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M. G., Schubert S. D., Takacs L., Kim G.-K., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., et al., 2011. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, J. Climate, 24, pp. 3624–3648, doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1. Link.

Shaposhnikov D. A., Revich B. A., Meleshko V., Govorkova V., Pavlova T., 2011. Climate change may reduce annual temperature-dependent mortality in Subarctic: a case-study of Archangelsk, Russia Federation Environment and natural research, vol. 1, no. 1, pp. 75–91.

Sherry R.A., Zhou X., Gu S., Arnone J. A., Schimel D. S., Verburg P. S., Wallace L. L., Luo Y., 2007. Divergence of reproductive phenology under climate warming, Proceedings of the National Academy of Sciences, vol. 104, no. 1, pp. 198–202.

Tatem A. J.; Hay S. I., Rogers D. J., 2006. Global traffic and disease vector dispersal, Proceedings of National Academy of Sciences of the USA, vol. 103, no. 16, pp. 6242–6247.

Todhunter P. E., 1996. Environmental indices for the twin cities metropolitan area (Minnesota, USA) urban heat island – 1989, Climate Res., vol. 6. pp. 59–69.

Tokarevich N. K., Tronin A. A., Blinova O. V., Buzinov R V., Boltenkov V P., Yurasova E. D., Nurse J., 2011. The impact of climate change on the expansion of Ixodes persulcatus habitat and the incidence of tick-borne encephalitis in the north of European Russia. Global Health Action 2011, vol. 4: 8448. DOI: 10.3402/gha.v4i0.8448.

Xie P., Arkin P. A., 1998. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing-longwave radiation, J. Climate, vol. 11, pp. 137–164. (updated).

Глава 6.2. СТРОИТЕЛЬСТВО, НАЗЕМНЫЙ ТРАНСПОРТ, ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Е. И. Хлебникова

Т. А. Дацюк

6.2.1. Введение

В настоящей главе обсуждаются современные представления о влиянии изменений климата на топливно-энергетический комплекс, строительство и наземный транспорт на территории России*. Эти секторы экономики вносят наиболее заметный вклад в суммарный российский выброс парниковых газов. Однако изменение климата, в свою очередь, влияет на эффективность функционирования этих отраслей хозяйства, требует определенных мер адаптации к изменениям климата, оказывая тем самым косвенное воздействие на технологическое обновление и развитие рассматриваемых секторов и экономики в целом.

Традиционно считается, что сельское хозяйство является наиболее уязвимым к неблагоприятным метеорологическим условиям. Однако, как показывают статистические данные по США (Lazo et al., 2011), на первом месте по уровню вариабельности доходов, связанных с воздействием метеорологических факторов, с учетом влияния рыночных механизмов, находится отрасль, принадлежащая к технической сфере экономики, а именно, добывающая промышленность.

*Проблемы безопасности сооружений, связанные с состоянием грунтов, рассматриваются в гл. 6.4. Вопросы функционирования гидротехнических сооружений обсуждаются в гл. 6.5; остальные вопросы, касающиеся возобновляемых энергетических ресурсов, – в гл. 6.3.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 802

В предыдущем, первом "Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" (Оценочный доклад…, 2008) – далее ОД_РФ-1 – нашли отражение позитивные и негативные эффекты воздействия климатических изменений на состояние зданий и сооружений, наземный транспорт, энергопотребление. В частности, даны относительные оценки наблюдаемого уменьшения продолжительности отопительного периода (около 5% за 30 лет) и дефицита тепла (около 10% на юге страны и 5–8% на остальной территории). Приведены количественные оценки ожидаемых изменений характеристик отопительного периода, основанные на применении результатов моделирования средних месячных климатических характеристик с помощью некоторых глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) поколения CMIP3 (Meehl et al., 2005), а также более ранних версий глобальных климатических моделей.

В ОД_РФ-1 было обращено внимание на тенденцию уменьшения долговечности зданий, на снеговые нагрузки как на основную причину разрушительного воздействия на здания, а также на возможное в перспективе увеличение гололедных и ветровых нагрузок в отдельных регионах. На качественном уровне отмечены такие негативные последствия происходящего потепления как уменьшение продолжительности эксплуатации сезонных транспортных коридоров в районах Крайнего Севера, увеличение числа ураганов, шквалов и других опасных для транспорта и энергетики явлений.

В этой главе приведены результаты, отражающие влияние изменения климата на рассматриваемые виды хозяйственной деятельности, которые получены за последние годы. Анализ климатического воздействия в будущем выполнен на основе результатов расчетов с помощью глобальных климатических моделей поколения CMIP5 (Taylor et al., 2011), а также региональной климатической модели высокого пространственного разрешения (см. раздел 3, а также (Катцов, Говоркова, 2013)).

6.2.2. Строительство

Строительная индустрия России – вследствие большой капиталоемкости и длительных сроков окупаемости создаваемых сооружений – принадлежит к секторам экономики, требующим принятия неотложных мер по адаптации к наблюдаемым и ожидаемым изменениям климата. Существующие здания, построенные в середине XX в. и последующие десятилетия, проектировались на основе климатических параметров середины прошлого века, и в настоящее время не всегда обеспечивают возможность создания оптимального микроклимата внутри зданий. На фоне возникающих экстремальных атмосферных нагрузок многие конструкции функционируют только благодаря запасу прочности, что влечет за собой высокую вероятность разрушений.

Климатические условия учитываются в строительстве на различных стадиях строительного проектирования, организации и проведения строительных работ, эксплуатации зданий и сооружений (Анапольская, Гандин, 1973; Заварина, 1976; Руководство…, 2008). Для решения всей совокупности задач необходимы данные об изменении метеорологических переменных (температура воздуха и почвы, осадки, влажность воздуха, ветер, солнечная радиация) и атмосферных явлениях (метели, гололедные явления и др.) в регионе строительстве. На основании этой информации определяются специализированные климатические показатели, соответствующие методам инженерных расчетов, которые используются при строительстве и эксплуатации зданий и сооружений. Изменение этих показателей дает возможность проанализировать последствия климатических изменений для существующих и проектируемых объектов строительства.

Уже в ОД_РФ-1 обращалось внимание на основные виды воздействия изменений климата на состояние зданий и сооружений (сокращение продолжительности отопительного периода, уменьшение долговечности зданий и сооружений и пр.). Данные последних лет и современные результаты климатического моделирования демонстрируют сохранение тенденций, отмеченных в ОД_РФ-1, и их возможное усиление в будущем.

Уменьшение продолжительности отопительного периода* является положительным следстви-

*Началом отопительного периода считается дата устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха вниз через уровень +8°С осенью, а окончанием периода – дата устойчивого температурного перехода вверх через этот уровень весной. При этом переход считается устойчивым, если температура остается ниже (выше) соответствующего уровня не только в те сутки, когда произошел переход, но также и в течение пяти последующих суток.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 803

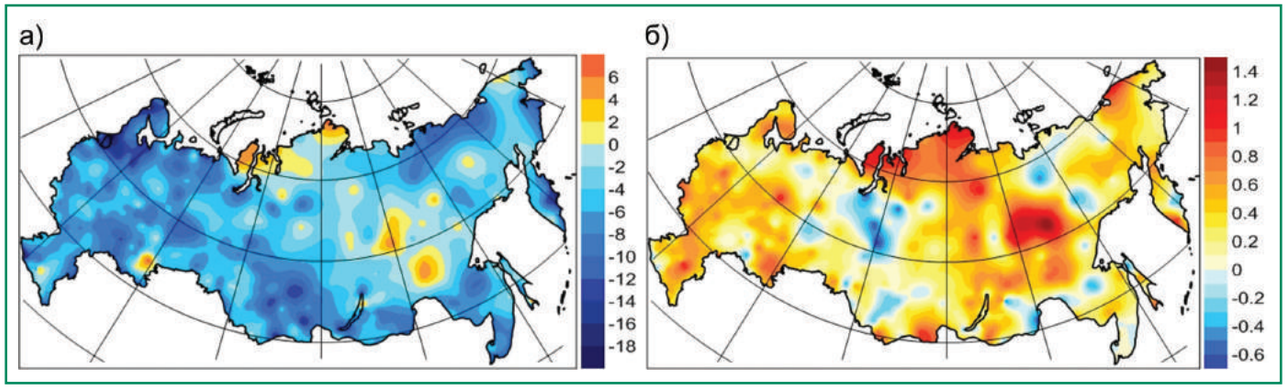


Рис. 6.2.1. Изменение характеристик отопительного периода по данным наблюдений в 1991–2010 гг. по отношению к 1971–1990 гг. Слева – продолжительность (сут), справа – средняя температура воздуха (°С).

ем происходящего потепления, которое создает предпосылки для сокращения расходов на отопление. Сравнительный анализ данных метеорологических наблюдений за два предшествующих двадцатилетия (рис. 6.2.1) показывает, что на территории России за это время продолжительность отопительного периода значительно уменьшилась (до 5 сут/10 лет на севере ЕЧР). Одновременно произошло повышение средней температуры. В меньшей степени изменение продолжительности отопительного периода проявляется в районах АЧР с суровыми климатическими условиями. В этих же районах регистрируется наибольшее увеличение средней температуры отопительного периода (до 1.5°С).

По данным о средних многолетних значениях продолжительности и средней температуры отопительного периода в районе строительства рассчитывается величина, называемая “градусо-сутки отопительного периода”*, которая является одним из основных климатических параметров, используемых на этапе строительного проектирования ограждающих конструкций зданий.

При проведении теплотехнических расчетов (в частности, при проектировании систем отопления и вентиляции), наряду с характеристиками отопительного периода, используются климатические параметры, отражающие экстремальные условия термического режима в холодное и теплое время года. В качестве расчетных параметров используются квантили редкой повторяемости для температуры воздуха различного временного осреднения. Для зимнего сезона обычно употребляют значения температуры воздуха наиболее холодной пятидневки обеспеченностью 0.92.

Специалисты в области строительства обращают внимание на то, что тенденция к потеплению климата хорошо проявляется в повышении средних месячных температур и сокращении продолжении отопительного периода. Вместе с тем, в зимний сезон по-прежнему наблюдаются экстремально низкие температуры воздуха (Самарин, 2009). Вследствие этого, расчетные зимние температуры, оцениваемые по многолетним историческим рядам наблюдений в предположении стационарности, меняются сравнительно слабо.

В последние десятилетия стандарты проектирования, имеющие отношение к тепловой защите зданий, претерпевали существенные изменения. В наибольшей степени эти изменения были обусловлены необходимостью уменьшения антропогенного влияния на климат и последовавшего ужесточения требований к энергоэффективности зданий.

В работе (Гринфельд, 2012) представлена последовательная смена декларируемых целей тепловой защиты, начиная с 1920-х годов. На начальном этапе методология нормирования теплозащитных свойств ограждающих конструкций базировалась на принципе минимизации затрат на строительство при обеспечении комфортности пребывания в помещении. В это время, вплоть до

*Величина “градусо-сутки отопительного периода” рассчитывается путем умножения разности между температурой комфорта внутри помещения конкретного назначения и средней температурой наружного воздуха за отопительный период на значение продолжительности отопительного периода.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 804

1995 г., в качестве основного климатического параметра региона строительства, определяющего теплотехнические свойства ограждающих конструкций, использовалась температура наиболее холодной пятидневки (или суток – в зависимости от назначения и тепловой инерции здания). В 2003 г., с введением СНиП "Тепловая защита зданий", задачей проектирования тепловой защиты становится минимизации расхода энергии на отопление зданий (точнее, на поддержание требуемых параметров микроклимата при обеспечении комфортности пребывания в них). При этом основным расчетным климатическим параметром региона строительства становится величина градусо-суток отопительного периода.

В 2013 г. введена в действие актуализированная редакция СНиП 23-02-2003 "Тепловая защита зданий", призванная повысить энергоэффективность проектируемых зданий. Актуализация была нацелена на достижение гармонизации действующих российских требований с зарубежными нормами проектировании. Как отмечается авторами разработки (Гагарин, Козлов, 2011), структура требований российского документа аналогична структуре норм Дании. Однако, как показывают (Ватин и др., 2012), потери тепловой энергии через наружные ограждающие конструкции здания, построенного по минимальным требованиям действующего СНиП 23-02-2003, более чем в два раза превысят соответствующие потери для здания, построенного согласно минимальным требованиям строительных норм Финляндии.

Вопросы дальнейшего развития и совершенствования норм тепловой защиты зданий в современных условиях, предполагающих смягчение изменений климата и адаптацию к ним, являются предметом широких дискуссий (Котин, 2012; Самарин, 2012). В работе (Аверьянов и др., 2012) представлена региональная концепция обеспечения энергоэффективности зданий, реализуемая в Санкт-Петербурге, которая основана на комплексном учете всех видов потребляемых зданиями энергетических ресурсов. Обращается внимание на то, что в СНиП 23-02-2003 "требования к сопротивлению теплопередаче ограждающих конструкций были значительно увеличены, а требования к уровню инженерного обеспечения зданий и к сокращению затрат энергии на вентиляцию помещений были проигнорированы". Авторами справедливо утверждается, что для реального уменьшения потребляемой зданиями тепловой энергии в условиях потепления необходима соответствующая инженерная поддержка (Дацюк, 2009) – внедрение систем автоматического регулирования параметров теплоносителя и пр. Отмечается также, что уже сейчас имеются здания, объем потребляемой энергии которыми на кондиционирование воздуха сопоставим с годовыми затратами тепловой энергии на отопление.

Анализ срока окупаемости различных энергосберегающих мероприятий в зависимости от фактического значения градусо-суток отопительного периода (Самарин, 2009) продемонстрировал влияние "рассогласования" расчетных и фактических значений климатических параметров, которое затрудняет корректное технико-экономическое обоснование планируемых мероприятий. Обращается внимание на целесообразность более оперативной корректировки нормативных и справочных документов (СНиП), а также важность учета прогнозов изменения климатических и стоимостных факторов для оптимизации решений.

Еще один комплекс проблем в строительном секторе, связанных с воздействием климатических изменений, – обеспечение долговечности ограждающих конструкций зданий.

В последние десятилетия наблюдается тенденция к ускоренному старению и уменьшению долговечности ограждающих конструкций зданий и сооружений, определяемой "сроком их службы без потери эксплуатационных качеств в данных климатических условиях при заданном режиме эксплуатации" (СНиП 11-В.6-62). Требуемая степень долговечности обеспечивается "применением материалов, имеющих надлежащую стойкость (морозостойкость, влагостойкость, биостойкость, стойкость против коррозии, высокой температуры, циклических температурных колебаний и против других разрушающих воздействий окружающей среды)".

Наиболее распространенным видом разрушающего воздействия являются температурно-влажностные деформации. Материалы ограждающих конструкций под переменным воздействием тепла и холода разрушаются, и это разрушение

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 805

Рис. 6.2.2. Влияние циклов замораживания и оттаивания на температурно-влажностные деформации, приводящие к разрушению ограждающих конструкций.

происходит интенсивнее при быстрой смене температур и особенно при перепадах температуры, связанных с переходами через 0°С. Увеличение количества жидких осадков, сопровождающих оттепели, является дополнительным фактором, усиливающим процесс старения. Увлажнение стен зданий, особенно интенсивное при сильном ветре, и последующее охлаждение приводит к замерзанию воды в порах материалов и оказывает разрушительное воздействие на конструкции (рис. 6.2.2). Наибольшую опасность представляют кристаллы льда и солей, оказывающие расклинивающее воздействие на стеновой материал.

В настоящее время цокольная часть кирпичных зданий Якутска, построенных 40–50 лет назад, в значительной степени разрушена из-за конденсации влаги в стенах, и эти здания часто находятся в аварийном состоянии (Уваров, 2012). Но, как отмечается в монографии (Александровский, 2004), необходимы специальные исследования долговечности зданий, эксплуатирующихся не только в условиях северной строительно-климатической зоны, но и в районах с частыми периодическими оттепелями и заморозками без значительного понижения температуры воздуха.

Долговечность напрямую зависит от количества циклов замораживания и оттаивания стенового материала (Ельчищева, Ельчищев, 2012). Тенденция к увеличению числа переходов температуры воздуха через 0°С, наблюдаемая в последние десятилетия на Европейской части России (ЕЧР) и в южных регионах Сибири (рис. 6.2.3),

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 806

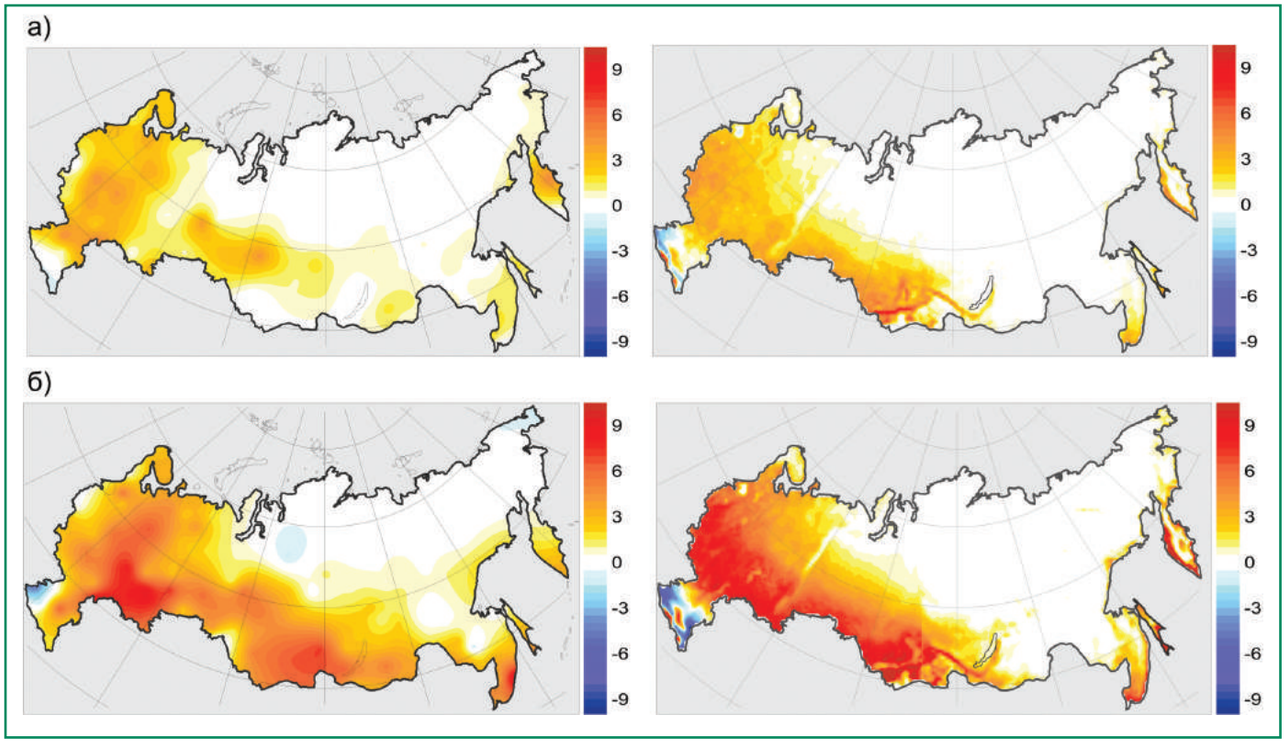


Рис. 6.2.3. Изменение климатических факторов долговечности сооружений по данным наблюдений (слева) и результатам расчетов с помощью РКМ ГГО* (справа): а) число переходов средней суточной температуры воздуха через 0°С (ноябрь–март); б) число внутрисуточных переходов температуры воздуха через 0°С (ноябрь–март). Изменение оценивалось: по данным наблюдений – для периода 1981–2000 гг. по отношению к 1951–1980 гг. (слева); по результатам моделирования – для периода 2041–2060 гг. по отношению к 1981–2000 гг. (справа).

свидетельствует об усилении разрушающего воздействия среды, которое приводит к ускоренному старению ограждающих конструкций зданий, автодорог и других сооружений.

Важно обратить внимание на взаимосвязь проблем тепловой защиты зданий и их долговечности. Необходимость смягчения изменений климата и усиление внимания к вопросам энергоэффективности зданий привели в 1990-х годах к существенному повышению (в 2.5–3 раза) требований к сопротивлению теплопередаче стен зданий. Выполнение этих требований стало возможным лишь в многослойных конструкциях с применением эффективных теплоизоляционных материалов. При этом применение многослойных конструкций стало настолько стремительным, а разнообразие материалов столь обширным, что научное сопровождение не успевало за этими объемами (Куприянов, Иванцов, 2011). Десятки зданий оказались аварийными после 7–9 лет эксплуатации вследствие разрушения фасадных систем (Лобов, Ананьев, 2009).

Особенно острая ситуация сложилась при строительстве капитальных объектов в северной строительно-климатической зоне. При большой амплитуде колебаний температуры воздуха и при постоянном перемещении точки росы в утеплителе в зависимости от температуры наружного воздуха происходило ускоренное разрушения клея, минераловатных утеплителей и структуры пенополистирола, что привело к ухудшению потребительских качеств объектов и сокращению сроков их службы. При совершенствовании строительных норм по тепловой защите зданий необходимо в полном объеме учитывать особенности климатических условий в различных регионах страны и отрегулировать разработку региональных строительных правил (Уваров, 2012). В северных регионах рекомендует-

*Здесь и далее РКМ ГГО означает Региональную климатическую модель Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 807

ся использование долговечных строительных материалов с большой теплоемкостью и большим коэффициентом теплопроницания.

Взаимосвязь тепловой защиты зданий и их долговечности имеет вполне определенное экономическое содержание. С применением эффективных теплоизоляционных конструкций снижаются расходы на отопление зданий, однако при проведении расчетов энергоэффективности зданий не учитываются расходы на капитальный ремонт наружного ограждения в процессе эксплуатации. В работе (Кнатько и др., 2008) отмечается, что "при долговечности материалов и конструкций менее 50 лет затраты на ремонт многослойных стеновых конструкций... превышают ожидаемую экономию средств от снижения расходов на отопление при эксплуатации". С этой точки зрения, сроку службы наружного ограждения и долговечности используемых материалов следует уделять не меньше внимания, чем обеспечению его теплозащиты (Куприянов, Иванцов, 2011). В работе (Уваров, 2012) предлагается отнести к числу главных требований, предъявляемых к проектам тепловой защиты капитальных зданий, обеспечение соответствия долговечности ограждающих конструкций срокам эксплуатации таких зданий – 50, 100 и 150 лет.

Задача обеспечения долговечности ограждающих конструкций на стадии их проектирования является актуальной, но современная нормативная база не в состоянии ее решить. Целесообразно продолжение работ по нормированию долговечности ограждающих конструкций, которые в 1972 г. были приостановлены более чем на 30 лет. В последние годы в нормативных документах наметился возврат к проблеме долговечности ограждающих конструкций (Технические рекомендации …, 2005). Однако произошло видоизменение понятия "долговечность": исчезла ориентация на режим эксплуатации ограждений и климатические условия. Это ставит под сомнение адекватность предложенных методов по оценке долговечности. Необходимо развитие методологии оценки долговечности и создание базы данных по долговечности материалов ограждений. При этом режимы испытаний материалов на старение (долговечность) должны адекватно моделировать эксплуатационные воздействия в различных климатических условиях (Куприянов, Иванцов, 2012). Такой подход в принципе позволит учесть влияние изменений климатических воздействий на материалы ограждений, соответствующих сценарным прогнозам климата будущего.

В ОД_РФ-1 обращалось внимание на снеговые нагрузки как на основную причину разрушительного воздействия на здания в последние десятилетия. Следует заметить, что такие случаи происходили, в основном, со зданиями, имеющими легкие покрытия, собственный вес которых меньше, чем нормативная снеговая нагрузка. Для таких сооружений особое значение имеют кратковременные снеговые нагрузки, возникающие при сильных снегопадах. Происходящие изменения климата, характеризующиеся ростом интенсивности осадков (в особенности зимних), являются дополнительным фактором риска. Необходимо, однако, заметить, что в 2011 г. при актуализации СНиП 2.01.07-85 "Нагрузки и воздействия" требования к значениям снеговым нагрузок были существенно повышены.

Имеющиеся данные не дают оснований говорить об увеличении ветровых нагрузок. Ряды наблюдений за скоростью ветра на метеорологических станциях (однородность которых вызывает определенные сомнения) обнаруживают даже слабо выраженную отрицательную тенденцию (Булыгина и др., 2013). Однако при сохранении средних значений скоростей ветра в некоторых регионах возможна трансформация их вероятностных распределений к виду распределений с "тяжелыми" хвостами за счет увеличения вклада штормовых скоростей (Gastineau, Soden, 2009). В этом отношении требуются дополнительные региональные исследования. В связи с ростом экстремально высоких температур и увеличением количества осадков можно ожидать также усиления эффектов, обусловленных совместным воздействием ветровых нагрузок, температурных деформаций и коррозионного разрушения.

В глобальном масштабе объем исследований, посвященных проблеме влияния ожидаемых изменений климата на здания и сооружения, быстро растет. Оценка последствий изменений климата для конкретных объектов строительства предполагает задание климатических условий будущего (сценарий климатических изменений и контроль-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 808

ные параметры), выбор исследуемого объекта (здание или его подсистемы), определение измеряемого показателя функционирования. С точки зрения строителей изменения условий окружающей среды, связанные с глобальными изменениями климата, в той или иной местности варьируют весьма значительно: от сравнительно медленных изменений средней температуры воздуха до высокой вероятности экстремальных событий (например, затоплений), которые могут полностью уничтожить строительный объект (de Wilde, Coley, 2012). Поэтому разработка методологии учета неопределенностей региональных и локальных сценарных прогнозов является чрезвычайно важной в контексте строительного проектирования капитальных сооружений (de Wilde, Tian, 2001; 2009; Tian, de Wilde, 2011).

Подавляющее большинство импактных исследований в области строительства посвящено проблеме энергоэффективности зданий. При этом в качестве измеряемых показателей функционирования зданий рассматриваются, в основном, такие как потребление энергии на отопление, потребление энергии на охлаждение, число часов с перегревом зданий, т. е. с температурой внутри зданий выше порогового значения (+26°C). Большое внимание уделяется функционированию систем вентиляции и кондиционирования (Lomas, Ji, 2009; Delfani, 2010). В работе (Barclay et al., 2012) к анализу влияния климатических изменений на вентиляцию зданий дополнительно привлекается информация об ожидаемых изменениях ветрового режима.

Детальные исследования энергоэффективности зданий базируются на применении физических моделей тепло-влагопереноса и соответствующих программных средств, которые настроены на использование в качестве входных данных информации о совокупности метеорологических параметров внешней среды с высоким временным разрешением (см., например, (Гагарин и др., 2013)). В специальной литературе уделяется много внимания разработке методов построения таких многомерных рядов данных (так называемого “типового года”) для будущего климата. Различают две группы подходов (Guan, 2009): эмпирические методы, базирующиеся на исторических данных (Crawley, 2008), и методы, основанные на результатах физико-математического моделирования. В настоящее время наиболее обоснованными являются, по-видимому, те, которые сочетают в себе применение глобальных МОЦАО и встроенных региональных моделей высокого разрешения с широким использованием вероятностного подхода и привлечением стохастических моделей (Mylona, 2012; Nik et al., 2012; Eames et al., 2011; Kershaw et al., 2011; Jenkins et al., 2011).

Анализ возможностей создания оптимального микроклимата в условиях потепления климата представлен в многочисленных работах по отношению к различным типам зданий, расположенным в разных регионах Европы, Азии, Австралии, Америки и Африки. В частности, в работе (Du, 2012) в методологическом контексте рассматривается широкая база типов зданий и сооружений. Она включает аэропорты, отели, музеи, школы, тюрьмы, архивы, театры, библиотеки, больницы, а также жилые дома и офисы. Проблема рассматривается в условиях сценариев изменений климата для Великобритании для периода времени до 2080 г. Ясно, что в этом направлении необходимо дальнейшее продвижение и для России.

Гораздо менее исследованным является вопрос о воздействии изменений режима увлажнения на здания и сооружения. Вопросы проектирования дренажных систем в условиях изменений режима увлажнения, рассматриваемые в (Jack, Kelly, 2012), а также обустройства канализационных сетей (Васильев, Чистяков, 2011), представляются чрезвычайно важными для России, где наблюдается увеличение интенсивности осадков и ожидается усиление этой тенденции. В (Huijbregts et al., 2012) обращается также внимание на увеличение относительной влажности, которая влияет на рост плесени и приводит к повреждениям музейных объектов; предлагается метод для оценки таких рисков в условиях изменения климата.

В работе (Steenbergen et al., 2012) обсуждается возможность оценки изменений экстремальных ветровых нагрузок по результатам моделирования с помощью современных глобальных и региональных климатических моделей. Предлагается метод статистической интерпретации результатов моделирования для определения возможных изменений требуемых нормативных парамет-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:12 PM Page 809

ров ветрового режима. Сделан методологически важный вывод о необходимости учета особенностей естественной изменчивости для корректной интерпретации модельных данных с целью определения нормируемых климатических характеристик экстремумов.

На территории России к середине XXI в. ожидается дальнейшее сокращение продолжительности и повышение средней температуры отопительного периода, создающие условия для сокращения потребления тепловой энергии (см. раздел 6.2.2), но при этом будет становиться все более актуальной проблема борьбы с перегревом зданий. Предпосылкой к этому является ожидаемое увеличение вероятности экстремально теплых летних сезонов (Оценка…, 2011.). Для создания оптимального микроклимата внутри зданий – как в зимнее, так и в летнее время – необходимы разработка и внедрение эффективных систем отопления, вентиляции и кондиционирования, обеспечивающих соблюдение необходимых стандартов на энергопотребление зданий (Аверьянов и др., 2012).

Ожидаемое увеличение температуры наиболее холодной пятидневки обеспеченностью 0.92 (Оценка…, 2011), которое наиболее заметно проявляется в ЕЧР, приведет к повышению тепловой эффективности существующих зданий. При этом, однако, необходимо иметь в виду высокую степень неопределенности локальных оценок экстремальных характеристик, рассчитываемых по отдельным климатическим реализациям. Как показали эксперименты с региональной климатической моделью (рис. 6.2.4), изменения температурных экстремумов редкой повторяемости на значительной части территории России характеризуются большой внутриансамблевой изменчивостью. Для повышения достоверности оценок изменений и их адекватного применения необходимо дальнейшее

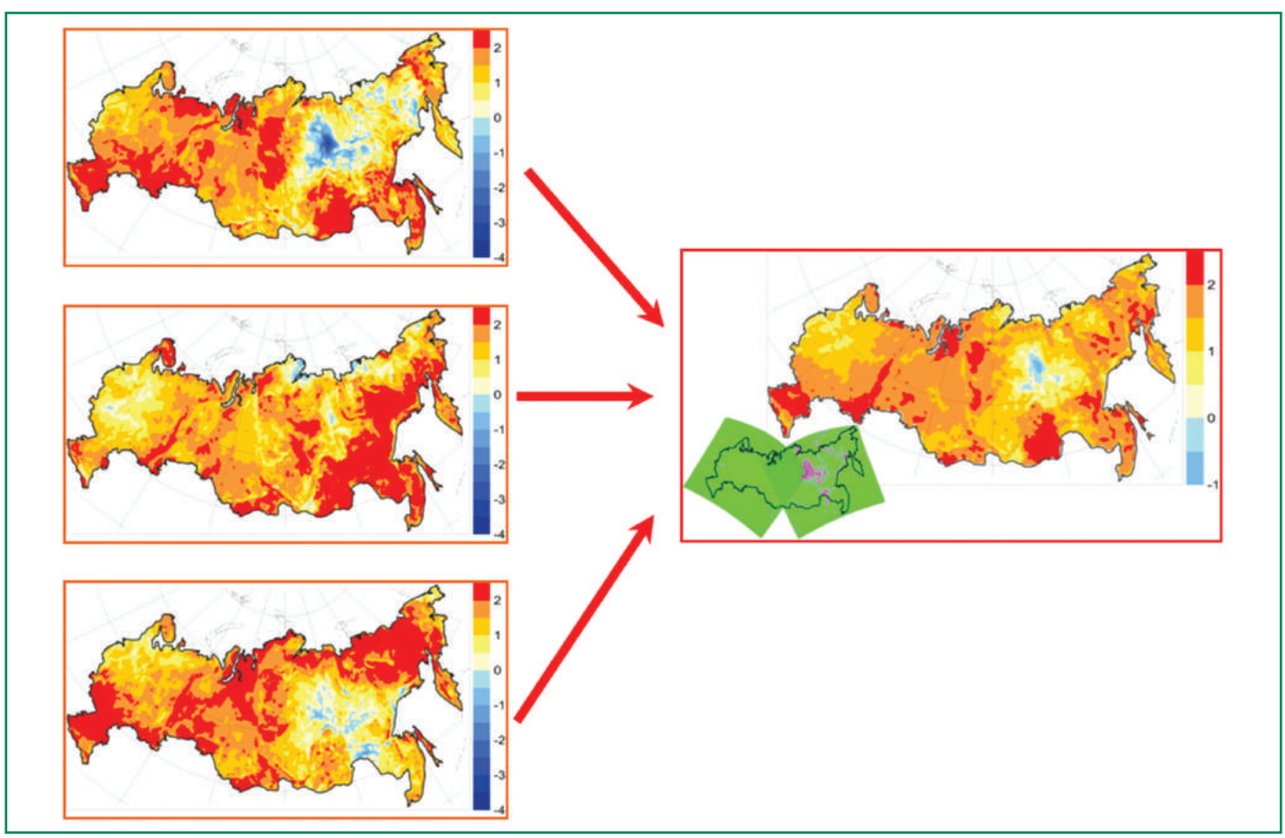


Рис. 6.2.4. Изменения экстремальных характеристик средней суточной температуры воздуха летнего сезона к середине XX в. по отношению к 1981–2000 гг.: слева – оценки изменений среднего годового максимума в отдельных экспериментах; справа – оценки изменений, осредненные по всем экспериментам, и индикатор неопределенности оценок (розовым цветом выделены области с вариацией знака изменений в различных экспериментах).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 810

развитие методов интерпретации результатов моделирования на основе комбинирования динамических и статистических методов. Это утверждение согласуется с выводами, которые сделаны в отношении анализа экстремальных характеристик ветровых нагрузок (Steenbergen et al., 2012).

Повышение уровня потребления энергии может привести к критическим нагрузкам и связанным с этим сбоям в электрических сетях и функционировании всей городской инфраструктуры (водоснабжении и пр.). Многие из этих проблем должны рассматриваться в терминах риска. Примером такого анализа является работа (Aerts, Botzen, 2011), посвященная вопросу страхования от наводнений в Нидерландах. Направление исследований, связанное с оценкой рисков по отношению к зданиям и сооружениям (риски разрушений, уязвимость и пр.), несомненно, заслуживает внимания, но пока еще развито недостаточно (Liso, 2006; Тамразян, 2012; Кокодеева и др., 2012).

Как показывают результаты проведенных модельных экспериментов (см. рис. 6.2.3), которые хорошо согласуются с данными наблюдений, к середине XXI в. ожидается сохранение и даже некоторое усиление тенденции к увеличению числа переходов температуры воздуха через 0°С, приводящей к ускоренному разрушению конструкций (Хлебникова и др., 2012б). Это потребует серьезного увеличения эксплуатационных расходов существующих объектов и должно учитываться при проектировании новых сооружений.

Важным аспектом обеспечения надежности и долговечности зданий и сооружений является учет атмосферных нагрузок, к которым относятся и температурные климатические воздействия (СНиП “Нагрузки и воздействия”). Расчет температурных климатических воздействий предполагает определение возможных перепадов температуры по сечению элементов используемых конструкций на основе задания внутригодовых изменений характеристик среды – в первую очередь, температуры наружного воздуха. При этом диапазон колебаний температуры воздуха в зимний и летний сезоны описывается с помощью таких параметров как средние месячные значения температуры воздуха в январе и июле, а также отклонения температуры воздуха наиболее холодных (жарких) суток от средних месячных значений.

В зимний сезон на значительной части территории России (ЕЧР, Западная и Средняя Сибирь) ожидается уменьшение абсолютных значений отклонений средних январских минимумов от средних месячных значений (рис. 6.2.5). В то же время на территории России выявляются регионы, где потепление может сопровождаться увеличением отклонений экстремально низких температур от средних значений зимой и – что особенно важно – экстремально высоких температур от средних значений – летом. Однако для повышения достоверности оценок целесообразно дальнейшее проведение модельных экспериментов с применением ансамблевого подхода и привлечением статистических методов интерпретации. Более пол-

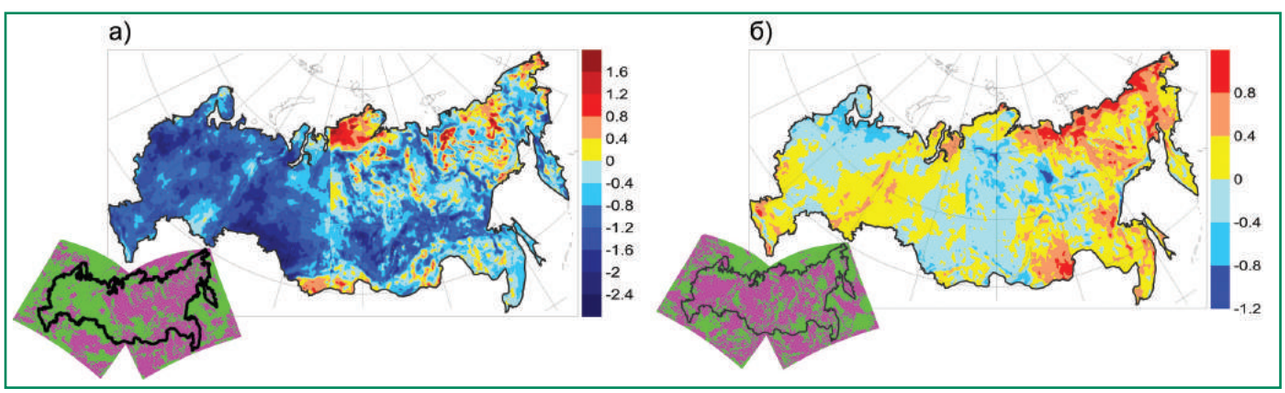


Рис. 6.2.5. Изменение параметров атмосферных нагрузок, характеризующих температурные климатические воздействия, к середине XXI в. по отношению к 1981–2000 гг.: абсолютные отклонения среднего годового минимума (а) и среднего годового максимума (б) средней суточной температуры воздуха (°С) от средней месячной температуры воздуха и индикаторы неопределенности оценок (пояснения – см. рис. 6.2.4).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 811

ная оценка изменения климатического воздействия на объекты строительства требует расширения круга анализируемых климатических переменных, возможности воспроизведения которых современными климатическими моделями не вполне ясны. Вместе с тем, изменение многих прикладных характеристик проявляется достаточно отчетливо и свидетельствует об актуальности принятия адаптационных мер, которые имеют слабую чувствительность по отношению к скорости антропогенного потепления. К числу наиболее заметных климатических эффектов, проявляющихся на территории России, которые необходимо принимать во внимание, следует отнести: увеличение тепловой эффективности зданий, ухудшение внутреннего микроклимата помещений в летнее время, рост увлажненности ограждающих конструкций, ускоренное старение зданий и сооружений, увеличение кратковременных снеговых нагрузок и др.

В различных статьях, посвященных проблеме влияния меняющегося климата на здания и сооружения, отражены некоторые общие положения (de Wilde, Coley, 2012), которые хорошо согласуются с представлениями, сформировавшимися в среде российских специалистов:

– многие из существующих нормативных и регламентирующих документов основаны на климатических данных прошлого и требуют переосмысления;

– техническая эксплуатация зданий, их ремонт и реновация играют важную роль в обеспечении эффективности зданий в долгосрочной перспективе, и тем самым оказывают значительное влияние на адаптацию зданий к изменениям климата;

– создание эффективных систем отопления, вентиляции, кондиционирования и другого инженерного оборудования зданий является одной из первоочередных задач адаптации;

– понимание и управление эффектом городского “острова тепла” должны стать важным элементом градостроительной политики.

С точки зрения представителей строительной науки необходимо расширить круг исследований с привлечением климатических сценариев для разных регионов и рассмотрением разнообразных типов зданий. Стратегической целью таких исследований должна стать разработка концепции гибкого и надежного проекта зданий, объединяющего представление о долговечности с высоким адаптационным потенциалом.

В обзоре (de Wilde, Coley, 2012) отмечается необходимость развития работ, способствующих повышению информативности климатических сценариев – в первую очередь, в отношении экстремальных событий. В связи с недостаточностью имеющихся знаний важно соблюдать баланс усилий, направленных на развитие методологии оценки климатических воздействий и реальными практическими действиями.

6.2.3. Наземный транспорт

Климат и его изменения оказывают значительное воздействие на состояние наземной транспортной инфраструктуры (автомобильные и железные дороги, мосты, тоннели, портовая инфраструктура, взлетно-посадочные полосы и т. д.), а также обеспечение организации движения и эффективность функционирования транспорта (расходы на содержание объектов, безопасность движения, скорость транспортных потоков и т. д.).

Сокращение продолжительности периода с отрицательными температурами воздуха, является фактором, благоприятствующим работе транспорта. Однако в целом наблюдаемые и ожидаемые климатические изменения температуры воздуха и режима увлажнения оказывают негативное воздействие на состояние и функционирование наземной транспортной инфраструктуры (Chapman, 2007; Koetse, Rietveld, 2009; Jarosweski et al., 2010; Самодурова, 2008; Хлебникова, Салль, 2012). Основные виды неблагоприятных воздействий, обусловленных происходящими изменениями климата, проявляются уже в настоящее время. К середине XX1 в. ожидается усиление этих тенденций.

Повышение температуры воздуха в холодный период года в России сопровождается частыми перепадами температуры, которые способствуют ускоренному разрушению покрытия автомобильных дорог. Особенно интенсивно процесс разрушения материалов происходит при частых переходах температуры воздуха через 0°С. Увеличение количества жидких осадков, сопровождаю-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 812

щих оттепели, является дополнительным фактором, усиливающим процесс разрушения. Влияние этих эффектов наглядно проявляется в состоянии автодорог в стране уже в настоящее время. При этом увеличиваются расходы на локальный ремонт поврежденных участков ("ямочный" ремонт).

Возможный рост температуры воздуха в летний сезон приведет к большему числу дней с экстремально высокими температурами воздуха, что отрицательно скажется на состоянии автомобильных дорог. В таких условиях происходит размягчение асфальтового покрытия и быстрое ухудшение эксплуатационных качеств автодорог. Это может оказаться особенно существенным для дорог местного значения, не рассчитанных на большую нагрузку, покрытие которых обладает более низкой температурой плавления.

При экстремально высоких температурах воздуха происходит значительный перегрев рельсов и последующая деформация железнодорожных путей, приводящая к уменьшению скорости передвижения и увеличивающая риск схода с рельсов. В работе (Chapman et al., 2008) отмечается высокая чувствительность числа случаев изгиба рельсов к повышению летней температуры, что дает возможность установить соответствующую регрессионную зависимость. В экстремальное жаркое европейское лето 2003 г. на территории Великобритании число аварийных ситуаций такого рода почти в три раза превысило среднее значение.

Состояние и функционирование транспортной инфраструктуры в большой степени зависит от количества осадков и режима их выпадения.

Возможный рост количества осадков в зимний сезон и увеличение их суточных максимумов (рис. 6.2.6) повлечет за собой необходимость принятия дополнительных мер по организации движения и обеспечения безопасности на дорогах и приведет к увеличению эксплуатационных расходов на зимнее содержание дорог (Самодурова, 2008). Более частые переходы через нулевую отметку, продолжительные снегопады, выпадение жидких осадков в холодное время года также негативно отразятся на безопасности дорожного

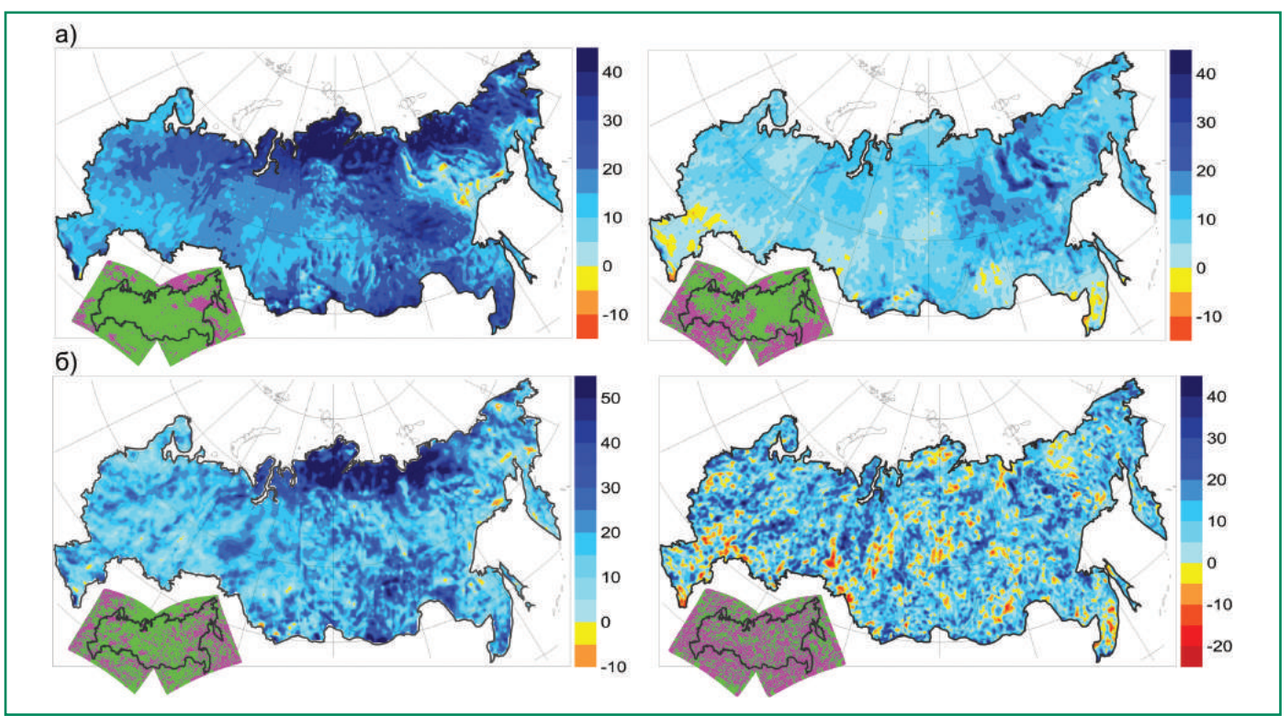


Рис. 6.2.6. Изменение характеристик увлажнения для холодного (слева) и теплого (справа) сезонов к середине XXI в. по сравнению с 1981-2000 гг. и индикаторы неопределенности оценок (пояснение – см. рис. 6.2.4): а) средние сезонные суммы осадков (в процентах от нормы 1981-2000 гг.); б) средние сезонные максимумы суточных сумм осадков (в процентах от нормы 1981-2000 гг.).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 813

движения и потребуют принятия специальных мер по уменьшению скользкости на дорогах (Псаломщикова и др., 2009).

К середине XXI в. на территории России ожидается преимущественно увеличение суммы осадков в теплый сезон (рис. 6.2.6). Важным фактором является сопутствующий этому увеличению рост суточной интенсивности осадков. Лишь в южных районах ЕЧР, Средней Сибири, в Забайкалье и Приморье (Дальний Восток) степень неопределенности оценок, обусловленная влиянием внутренней климатической изменчивости, не позволяет говорить о наличии выраженной тенденции.

Сильные дожди негативно сказываются на скорости транспортных потоков и безопасности дорожного движения. Существующие дренажные системы могут не соответствовать ожидаемому увеличению интенсивности осадков, что может повлечь разрушение грунтовых зон автомобильных и железнодорожных магистралей и других объектов. Рост количества и интенсивности осадков в теплое время года увеличит риски возникновения опасных последствий, связанных с потерей устойчивости склонов, – оползней, лавин. Такие риски особенно возрастают в случаях, когда сухие периоды чередуются с периодами интенсивных ливней. Неоднократные факты разрушения новой автодороги, построенной в Приморье к саммиту АТЭС в 2012 г., привели к большому материальному ущербу и наглядно продемонстрировали важность и экономическую целесообразность учета климатических факторов на этапе проектирования и строительства инженерных сооружений.

Рост интенсивности ливневых осадков представляет особую опасность, так как при этом повышается вероятность речных ливневых наводнений, которые могут вызвать затопление и разрушение всей прибрежной инфраструктуры.. В горных районах в случае выпадения сильных дождей большой интенсивности наблюдается процесс забивания почвенных пор мелкодисперсными частицами почвы, резко увеличивается коэффициент поверхностного стока, и паводки принимают характер катастрофических наводнений, особенно в случае охвата большими осадками значительной площади речного бассейна (Борщ и др., 2012). При этом от момента выпадения осадков до начала интенсивного подъема уровня воды в реке может проходить менее 1–3 ч. При отсутствии превентивных адаптационных мероприятий такие наводнения могут иметь тяжелые последствия. Известный пример – Крымск, июль 2012 г.

Особое внимание в отечественной и зарубежной литературе уделяется вопросу о влиянии климатических изменений на состояние трубопроводного транспорта (Природные факторы…, 2009; Власова, Ракитина, 2011). Наиболее опасные последствия связаны, несомненно, с деградацией многолетней мерзлоты (см. гл. 6.4). В зоне сезонного промерзания грунтов аварийные разрушения трубопроводов часто происходят в районах со сложными гидрогеологическими условиями, для которых характерен высокий риск возникновения оползневых и селевых процессов (Казаков, Генсиоровский, 2008). Важнейшим фактором, определяющим степень развития этих процессов, является количество и интенсивность осадков. В таких условиях ожидаемое увеличение сезонных сумм осадков и особенно их интенсивности в теплый сезон (рис. 6.2.6) является серьезным дополнительным фактором риска, который необходимо принимать во внимание при эксплуатации существующих и проектировании новых трубопроводов.

6.2.4. Топливно-энергетический комплекс

Топливно-энергетический комплекс России включает в себя объекты добычи первичных энергоресурсов, а также объекты энергетики, осуществляющие генерацию энергии, ее транспортировку и доведение до потребителей.

Как отмечается в докладе (Оценка…, 2011), климатические условия и их изменения – во всем их многообразии – оказывают существенное воздействие на работы по разведке, добыче и транспортировке углеводородного топлива. В наибольшей степени происходящие изменения затрагивают объекты нефтегазодобычи, расположенные в районах с суровыми климатическими условиями.

Влияние температуры воздуха отражается на выборе материалов конструкций, смазочных масел, уплотнительных материалов и при подготовке верхних строений объектов добычи к эксплуатации в зимних условиях. Несмотря на то, что ис-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 814

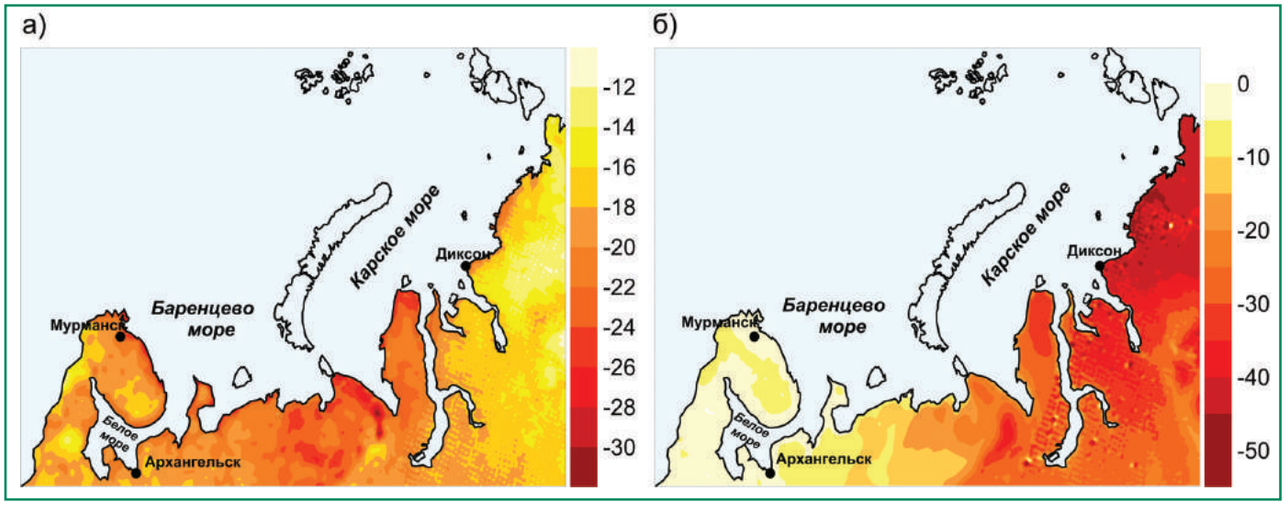


Рис. 6.2.7. Изменение продолжительности периода с температурой ниже 0°С (а) и числа суток с минимальной температурой воздуха ниже –30°С (б) к середине XX1 в. по сравнению с 1981–2000 гг. по результатам расчетов с использованием РКМ ГГО в условиях сценария А2 (Special Report on Emission Scenarios, 2000).

пользуемое оборудование рассчитано на работу в широком диапазоне температур, приближение температуры воздуха к критическим значениям влияет на износ оборудования и уменьшает надежность конструкций.

Происходящее потепление климата сопровождается сокращением продолжительности периода года с отрицательными температурами воздуха и приводит к уменьшению числа дней с экстремально низкими температурами (см. гл. 1.7).

На протяжении XXI в. ожидается сохранение этой тенденции. Сокращение зимнего периода и числа дней с температурой воздуха ниже –30°С (рис. 6.2.7) приведет к уменьшению простоев в работе, положительно отразится на работоспособности оборудования и величине эксплуатационных расходов.

На фоне смягчения температурного режима в зимний период уже в настоящее время происходят изменения климата, являющиеся – с точки зрения функционирования нефтегазового сектора в регионе – неблагоприятными. Эти изменения касаются осадков и режима их выпадения. На большей части территории страны в зимний сезон наблюдается рост экстремально сильных осадков (см. гл. 1.3, 1.7).

На протяжении XXI в. ожидается усиление отмеченных тенденций. Увеличение зимних осадков и их интенсивности (рис. 6.2.6) окажет отрицательное воздействие на сооружения нефтегазодобычи и машинное оборудование.

Изменения климата влияют на производство энергии, ее передачу и потребление, оказывая тем самым существенное воздействие на функционирование всего энергетического комплекса. Поэтому учет климатических изменений должен быть обязательной составляющей прогнозирования балансов в энергетике.

Происходящее сокращение продолжительности периода с отрицательными температурами воздуха и уменьшение частоты экстремально низких температур (см. гл. 1.7) приводит, в том числе, к уменьшению коррозии и повышению работоспособности энергетического оборудования, улучшению условий доставки и хранения топлива (угля) на ТЭС (меньше смерзаемость угля).

Однако в теплое время года воздействие потепления оказывается негативным. Увеличение температуры воздуха снижает эффективность теплового преобразования, что приводит к сокращению производства энергии на электростанциях.

В ЕЧР в настоящее время отмечается еще одна неблагоприятная климатическая тенденция, наиболее выраженная на юге территории. В этом регионе наряду с ростом числа дней с экстремально высокими температурами воздуха одновременно наблюдается увеличение продолжительности “сухих” периодов (Хлебникова и др., 2012а).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 815

К середине XXI в. ожидается усиление отмеченных тенденций (рис. 6.2.8, 6.2.9). Рост температуры воздуха в летнее время, сопровождаемый увеличением дефицита осадков, может привести к уменьшению доступности воды для охлаждения и понижению порогового уровня отключения, что также отразится на совокупной генерируемой мощности. Для территории России влияние отмеченных факторов может оказаться особенно существенным для электростанций южного региона, в частности, для Ростовской АЭС.

Точные оценки уменьшения производства энергии под влиянием потепления зависят от технологических особенностей конкретных энергетических объектов. Вместе с тем, для ориентировочной характеристики ожидаемых потерь мощности на территории России полезно учитывать результаты, полученные для зарубежных стран Европы и Северной Америки. Согласно результа-

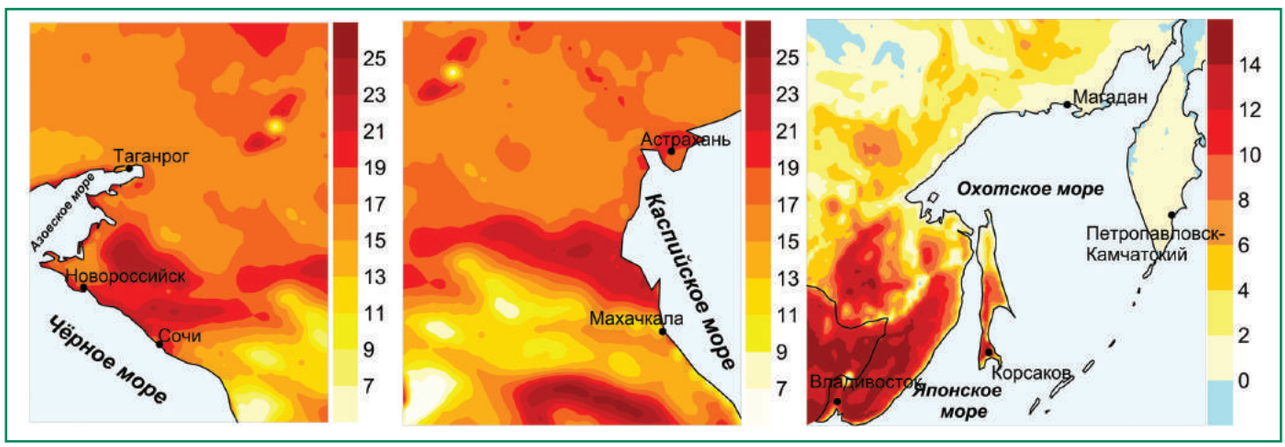


Рис. 6.2.8. Изменение числа дней за год с максимальной температурой воздуха > +25°С к середине XXI в. по сравнению с 1981–2000 гг.

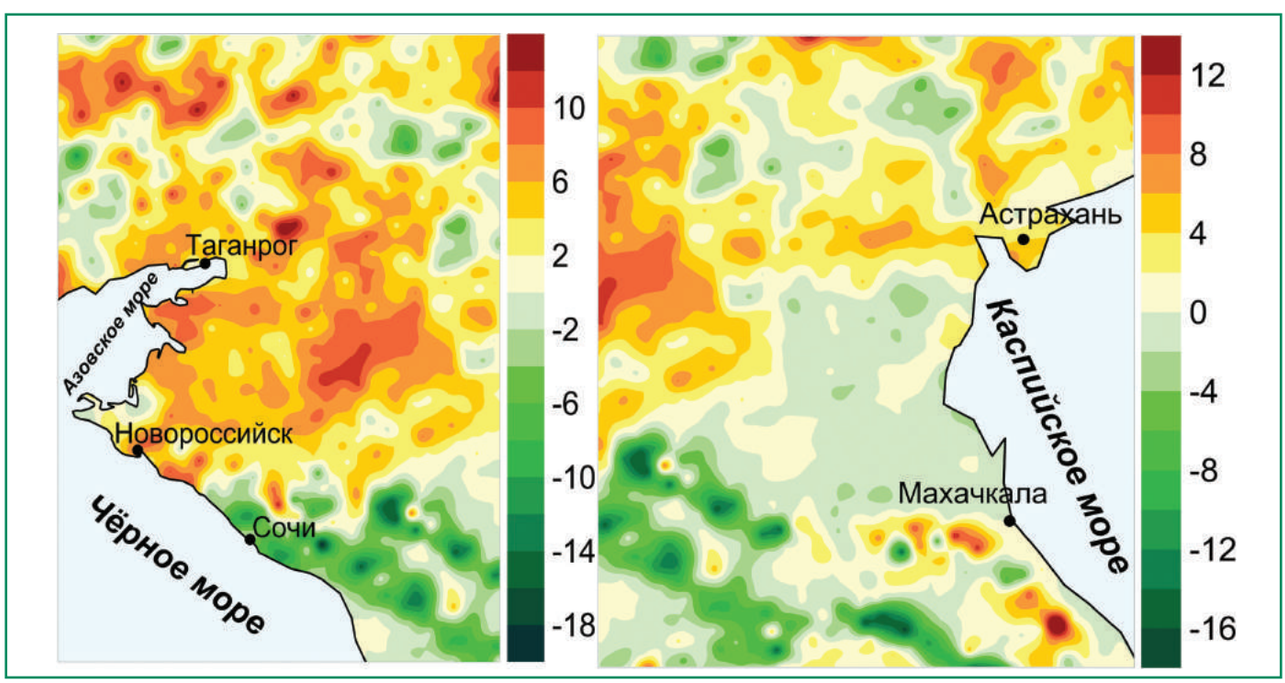


Рис. 6.2.9. Изменение максимальной продолжительности периода с отсутствием эффективных осадков (P < 5 мм/сут) в течение теплого сезона к середине XXI в. по сравнению с 1981–2000 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 816

там исследований (Mideksa, Kallbekken, 2010; Linnerud et al., 2011), потеря генерируемой мощности в условиях потепления оценивается в 1–2% на каждый градус потепления.

Ожидаемое потепление в летний сезон, сопровождаемое увеличением числа суток с экстремально высокими значениями температуры воздуха, негативно повлияет на процесс передачи электроэнергии, приводя к уменьшению исходной передаваемой мощности. При превышении уровня +25°C передаваемая мощность уменьшается на 2.25%/1°C по сравнению со штатным режимом. Дополнительно увеличиваются потери на ЛЭП (на 0.4%/1°C). При превышении уровня +35°C возможно возникновение критических ситуаций, связанное с полным прекращением передачи электроэнергии из-за опасности перегрева линий электропередач (Александров, 2006).

Системы передачи электроэнергии окажутся более уязвимыми вследствие ожидаемого усиления конвективных процессов в атмосфере (см. гл. 3.3), связанного с ростом числа таких опасных явлений как грозы, смерчи, шквалы, которые сопровождаются экстремальными ветровыми нагрузками на ЛЭП и приводят к их разрыву. Рост количества зимних осадков и их суточных максимумов, частые повышения температуры воздуха и увеличение числа случаев выпадения жидких осадков в зимний сезон, создает предпосылки для возникновения аварий на ЛЭП, обусловленных высокими гололедно-ветровыми нагрузками (разрыв проводов и разрушение опор).

В отличие от процесса генерации энергии, чувствительного к дефициту осадков, угрозу для нормальной передачи энергии представляют сильные дожди, которые могут привести к замыканиям в цепи. Вероятность таких явлений также имеет тенденцию к увеличению (см. гл. 1.3 и рис. 6.2.6). Наводнения, лавины и оползни, связанные с выпадением интенсивных осадков, могут привести к повреждениям кабеля, подстанций и другого оборудования.

С методологической точки зрения представляет интерес работа (McColl et al., 2012), в которой на примере Великобритании выполнено исследование ожидаемого воздействия изменений климата на электрические сети. На основе углубленного статистического анализа информации о погодо-зависимых сетевых аварийных ситуациях, сопутствующих метеорологических данных и перспективных оценок климата, полученных с применением региональной климатической модели, дана количественная оценка возможных изменений частоты различных отказов в будущем. При этом рассматривались ситуации, связанные с метелями, грозами, перегревом линий и др. Как отмечается в работе, это исследование могло быть выполнено только при тесном сотрудничестве специалистов-климатологов и экспертов из области энергетики, которые имеют ясное представление о конкретных пороговых значениях различных метеорологических величин, а также о совокупности управленческих действий, которые могут быть приняты в тех или иных критических ситуациях.

Изменение уровня потребления энергии для создания оптимальных условий внутри зданий различного назначения (обогрева или охлаждения помещений) обоснованно считается одним из существенных проявлений изменений климата. Наиболее распространенными климатическими показателями потребления энергии на обогрев и охлаждение помещений (индексами потребления энергии) являются характеристики дефицита тепла (HDD) или дефицита холода (CDD), которые рассчитываются для года в целом или определенного периода года путем суммирования абсолютных отклонений средней суточной температуры воздуха от выбранной базовой температуры. При расчете дефицита тепла рассматриваются только те сутки, когда температура воздуха была ниже базовой, а при расчете дефицита холода – только сутки с превышением базовой температуры.

Вопрос о выборе базовой температуры, а также методики расчета индексов потребления энергии (в частности, масштаба временного осреднения температуры) для последующего использования при оптимизации потребления энергии обсуждается в (Day et al., 2003; Krese et al., 2012) и других работах. В Великобритании при расчете величины HDD в качестве базовой температуры используется величина +15.5°C, а при расчете CDD – значение +22°C. Как отмечается в работе (Isaac, van Vuuren, 2009), оптимальным является выбор в качестве базовой температуры значения, при котором достигается минимум потребления

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 817

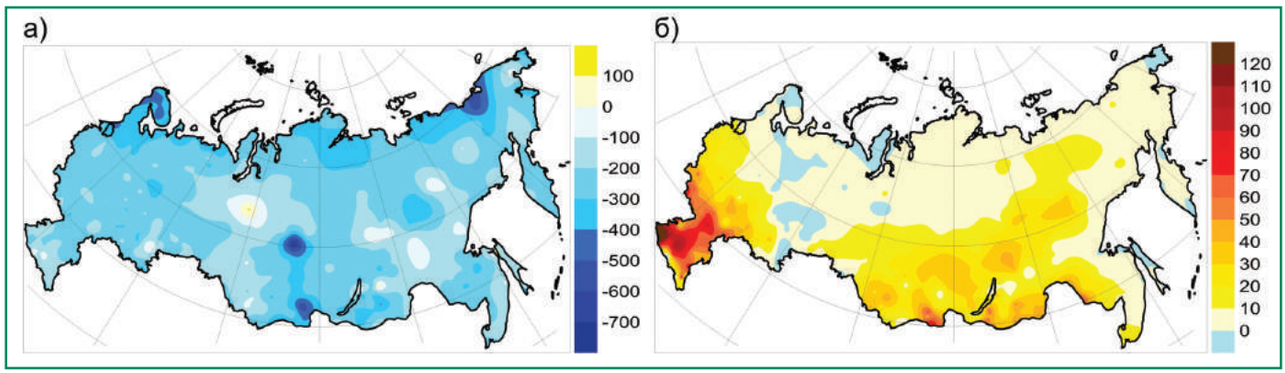


Рис. 6.2.10. Изменение дефицита тепла (а) и дефицита холода (б) по данным наблюдений за 1991–2010 гг. по сравнению с 1971–1990 гг.

энергии в годовом ходе. В этом случае обеспечивается наилучшая связь между рассчитываемыми характеристиками дефицита тепла и холода и соответствующим потреблением энергии. Такое значение базовой температуры может быть определено эмпирически для каждой местности.

Наиболее распространенным является выбор в качестве базовой температуры значения 18.3°С, рассматриваемого как порог комфортности. В России, являющейся в целом очень холодной страной, основное внимание уделяется оценке дефицита тепла, рассчитываемого с использованием базовой температуры 18.3°С для отопительного периода* (Оценочный доклад…, 2008). Аналогично характеристике дефицита тепла HDD за отопительный период, при использовании базовой температуры +18.3°С для года в целом рассчитывается характеристика дефицита холода CDD.

Анализ данных наблюдений за 1971–2010 гг. показывает, что отрицательная тенденция в изменении дефицита тепла проявляется на всей территории России. Среднее значение дефицита тепла за 1991–2010 гг. оказалось меньше соответствующего значения для интервала 1971–1990 гг. в среднем на 200–400°С · сут. Хорошо выраженной является и тенденция к увеличению дефицита холода (рис. 6.2.10).

Особенно заметным оказался рост дефицита холода на юге ЕЧР. При этом важно подчеркнуть, что изменение абсолютной величины “мягких” экстремумов (наблюдаемых примерно 1 раз в 5 лет), которые предъявляют повышенные требования к системе энергоснабжения, в значительной степени определяется именно трендовой составляющей (рис. 6.2.11).

Перспективные оценки изменений дефицита тепла и дефицита холода на территории России (рис. 6.2.12) отвечают современным возможностям моделирования климата и рекомендованным сценариям антропогенного воздействия (Taylor et al., 2011). Оценки основаны на использовании результатов численных экспериментов суточного разрешения в условиях сценария RCP4.5 для 10 моделей CMIP5, см. (Хлебникова, Салль, 2013). Осредненные по совокупности моделей значения ожидаемых к середине XXI в. изменений индексов потребления энергии (по сравнению с базовым периодом 1981–2000 гг.) варьируют по территории России весьма значительно, однако знак изменений рассматриваемых характеристик не меняется по всей территории. Значимые изменения дефицита холода (по сравнению с базовым периодом 1991–2010 гг.) выявляются и на интервале 2021–2040 гг.

Заметим, что население распределено по территории России крайне неравномерно, и наибольшее сокращение дефицита тепла ожидается именно в малонаселенных районах с суровыми климатическими условиями, где характерное значения дефицита тепла в течение отопительного периода приближается к величине 10000°С · сут. При

*По существу эта величина совпадает с величиной градусо-суток отопительного периода, применяемой в строительном проектировании, где в качестве нормативных параметров используются упрощенные оценки, основанные на средних многолетних значениях продолжительности и средней температуры отопительного периода, а базовая температура выбирается в зависимости от назначения здания (жилое, общественное, детское учреждение и т. д.).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 818

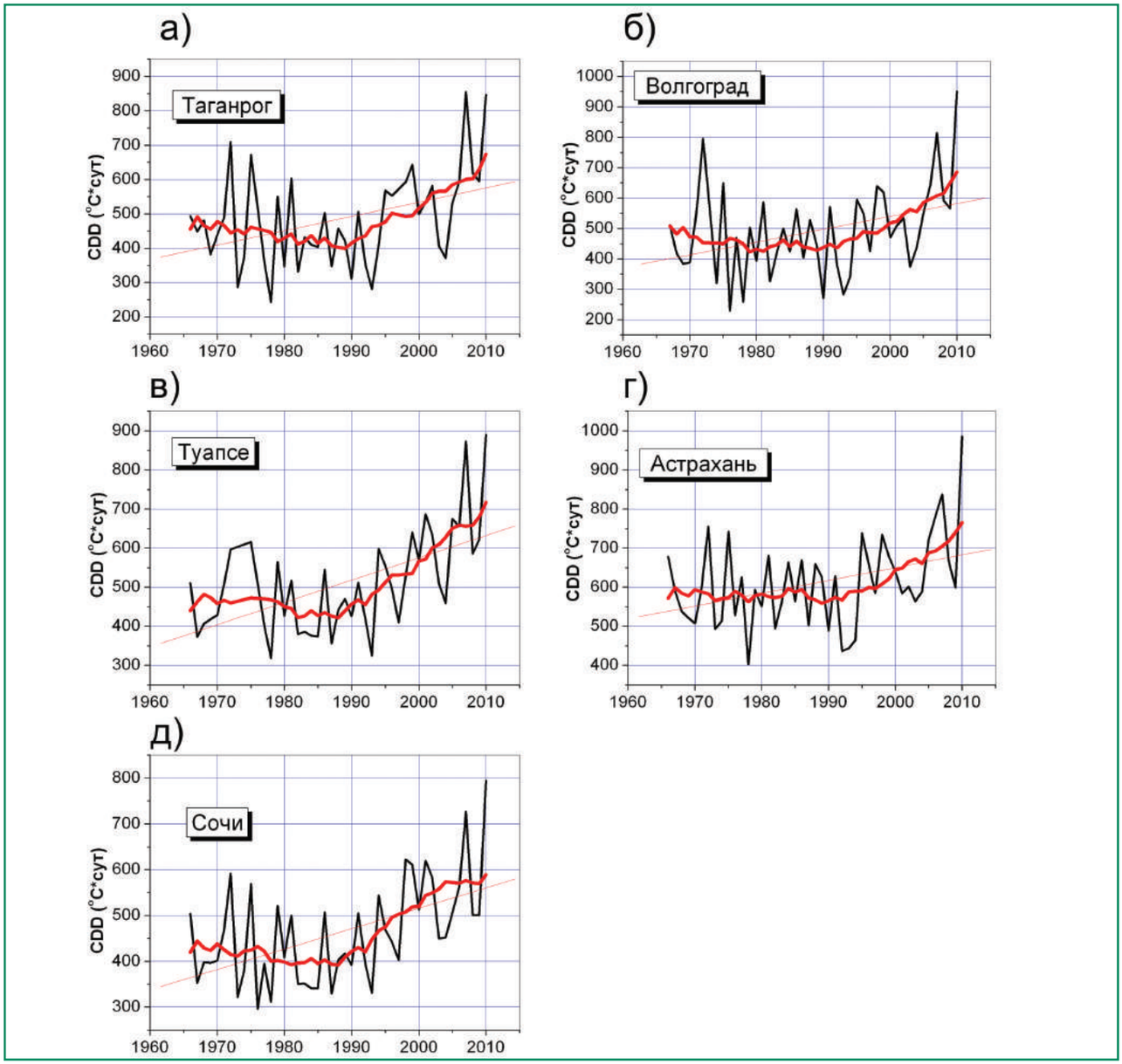


Рис. 6.2.11. Межгодовые изменения дефицита холода на юге ЕЧР. 1966–2010 гг.

этом осредненное по территории России – с учетом плотности населения – значение дефицита тепла для конца XX в. составляет менее 5000°C · сут, см., например, (Isaac, van Vuuren, 2009).

Для получения более полного представления о влиянии климатических факторов на изменение структуры энергопотребления полезны взвешенные (по численности населения) оценки изменения индексов потребления энергии. Относительные изменения величины теплопотребления для крупных регионов России (см. табл. 6.2.1) показывают, что в наибольшей степени эффект зимнего потепления отразится на совокупном теплопотреблении в Северо-Западном ФО. В то же время существенно изменится потребность в кондиционировании помещений на юге страны. На территории Южного ФО (в границах 2009 г.) к середине XXI в. в среднем ожидается увеличение индекса CDD до 700°C · сут при возможном уменьшении индекса HDD до величины 2200–2300°C · сут (рис. 6.2.14).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:13 PM Page 819

Соотношение между величинами HDD и CDD (рис. 6.2.15.) не дает возможности точно судить о соответствующих расходах первичных энергоресурсов и связанной с ними эмиссии парниковых газов, так как это определяется техническими характеристиками различного оборудования. Заметим, что согласно (Willbanks, 2007а, б), значение HDD = 2200°C · сут близко к пороговому: в области превышения этого значения потепление климата связано с уменьшением энергопотребления, а в зоне, где HDD меньше этой величины, дополнительные расходы на кондиционирование, скорее всего, превысят их сокращение на обогрев помещений.

Влияние изменений климатических индексов энергопотребления на ожидаемое реальное потребление рассматривается, как правило, с помощью построения эконометрических многомерных регрессионных моделей, в которые – кроме климатических индексов – включаются многие экономические показатели, характеризующие уровень развития страны. В работе (Pilli-Sihvola et al., 2010) на основе таких моделей и привлечения региональных перспективных оценок климата показано, что странах Северной и Центральной Европы (Финляндии, Германии, Франции) доминирующим фактором, влияющим на потребление и стоимость электрической энергии в середине XXI в., будет уменьшение потребления энергии на отопление, в то время как в Южной Европе потребность в электроэнергии и ее стоимость будут возрастать (например, в Испании на 2.5–4%).

В глобальном контексте вопрос о влиянии изменений климата на энергопотребление в жилом секторе обсуждается в работе (Isaac, van Vuuren, 2009). Для 11 крупных регионов – стран или частей континентов, являющихся крупными потребителями энергии – даны оценки изменения уровня энергопотребления на обогрев и кондиционирование жилых помещений к середине и концу

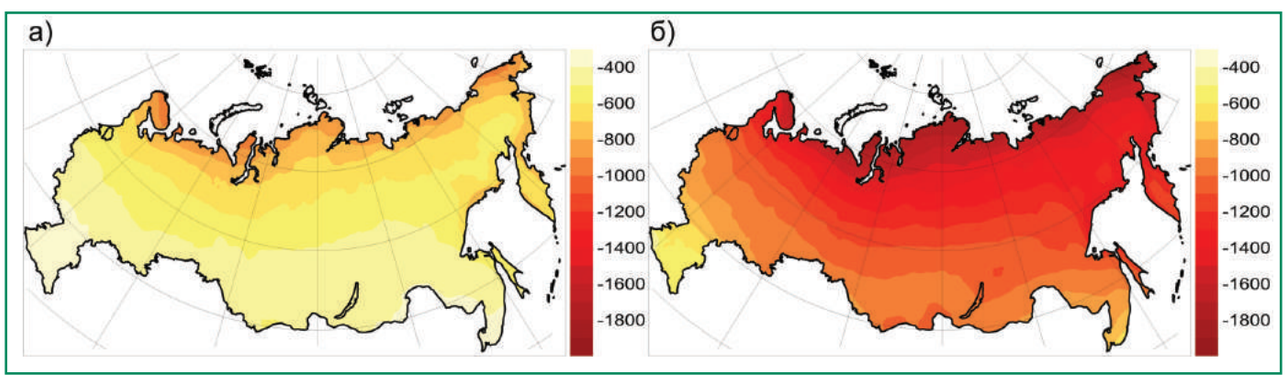


Рис. 6.2.12. Изменения индекса теплопотребления за отопительный период (HDD, °C сут) в ближайшие десятилетия (2021–2040 гг.) (а) и в середине XXI века (2041–2060 гг.) (б).

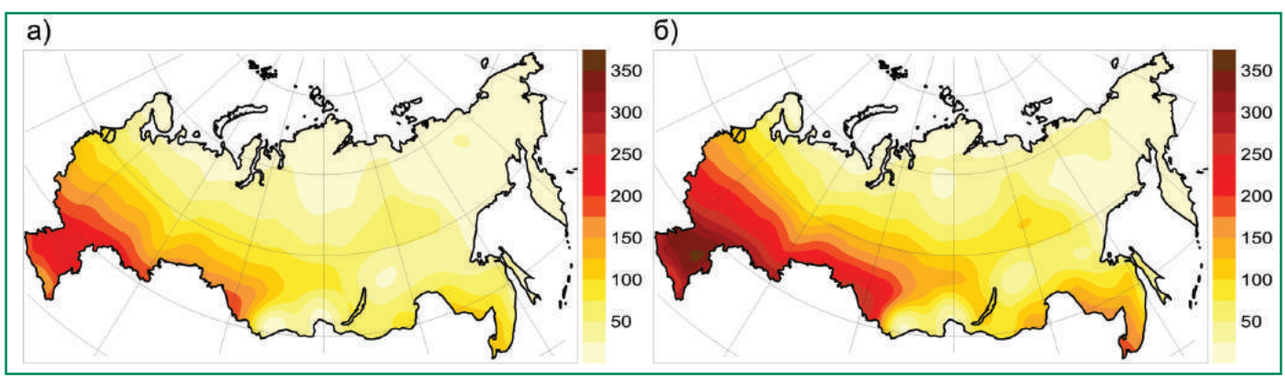


Рис. 6.2.13. Изменения индекса энергопотребления в теплый сезон (CDD, °C сут) в ближайшие десятилетия (2021–2040 гг.) (а) и к середине XXI века (2041–2060 гг.) (б).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 820

Таблица 6.2.1. Мультимодельные вероятностные оценки региональных изменений индексов энергопотребления на отопление (HDD) и охлаждение зданий (CDD) в 2041–2060 гг. по отношению к 1981–2000 гг, рассчитанные с учетом численности населения (Хлебникова, Салль, 2013)

Федеральный Округ	Квартили межмодельного распределения					
	HDD (%)			CDD (°C сут)		
	0.25	Медиана, 0.50	0.75	0.25	Медиана, 0.50	0.75
Северо-Западный	–27	–24	–20	31	100	169
Центральный	–24	–22	–19	130	155	253
Южный	–25	–22	–17	261	318	381
Приволжский	–23	–21	–17	170	192	258
Уральский	–20	–19	–16	124	154	220
Сибирский	–18	–17	–14	130	164	226
Дальневосточный	–17	–16	–14	95	132	171
Россия в целом	**–22**	**–20**	**–18**	**160**	**175**	**264**

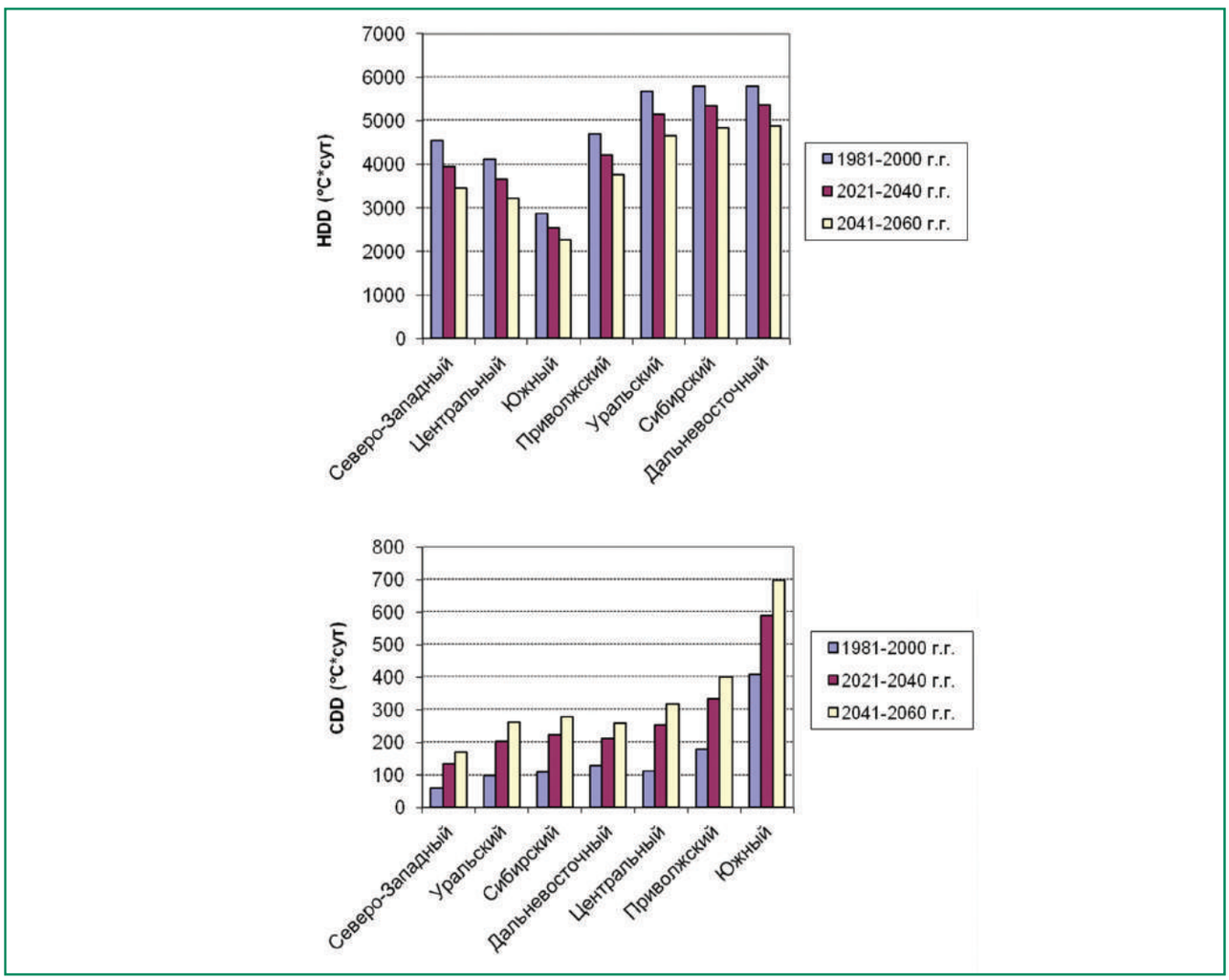


Рис. 6.2.14. Региональные оценки индексов энергопотребления в холодный (HDD, °C сут) и теплый (CDD, °C сут) сезоны, рассчитанные с учетом численности населения, для различных 30-летних интервалов (Хлебникова, Салль, 2013).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 821

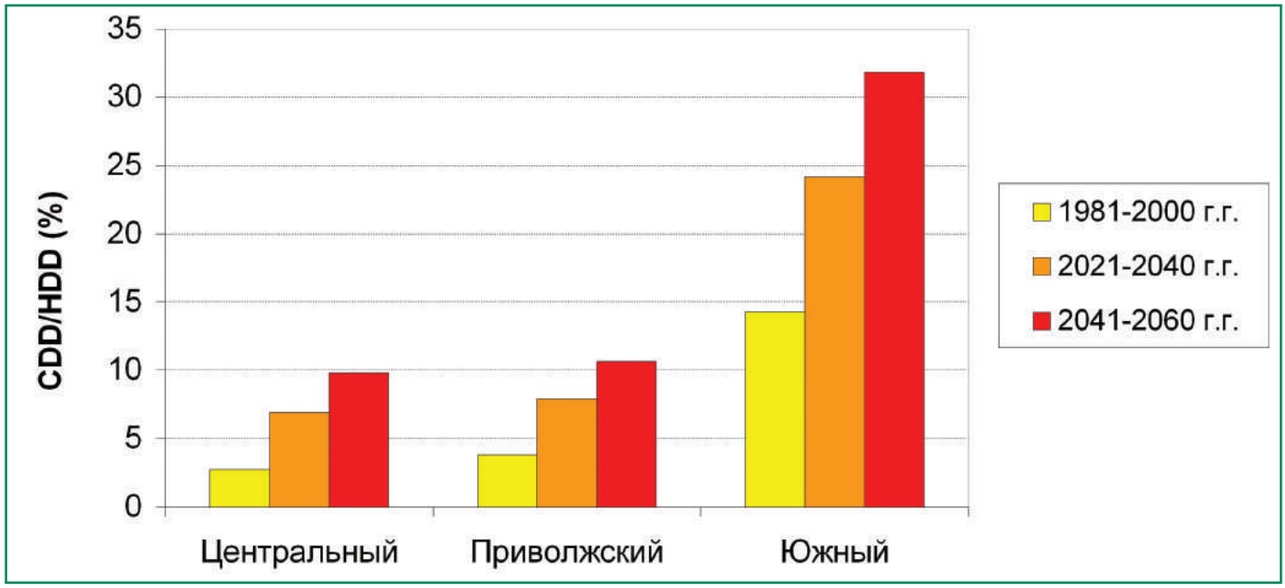


Рис. 6.2.15. Изменение соотношения между климатически обусловленным энергопотреблением на обогрев (HDD) и охлаждение (CDD) зданий в регионах с высокой подверженностью риску перегрева зданий и большой плотностью населения (Хлебникова, Салль, 2013).

XXI в. В число рассматриваемых регионов включена и Россия. Эти результаты основаны на использовании интегрированного подхода к оценке глобальных изменений окружающей среды (van Vuuren et al., 2006). К совокупности влияющих факторов отнесены такие как численность населения, жилая площадь на душу населения, интенсивность энергопотребления (зависящая от доходов), энергоэффективность оборудования и др. В качестве климатических факторов задаются индексы HDD и CDD. К середине XXI в. прогнозируется уменьшение потребления энергии на отопление на 3%, а энергопотребление на кондиционирование по модельным оценкам должно увеличиться более чем в 40 раз (при этом, однако, не учитывалось лимитирующее воздействие доступных электрических мощностей).

6.2.5. Адаптации

Строительство. Одной из первоочередных задач адаптации является повышение эффективности систем отопления, вентиляции, кондиционирования и другого инженерного оборудования зданий. Для реального уменьшения потребляемой зданиями тепловой энергии необходимым является не только установка приборов учета, но и модернизация индивидуальных тепловых пунктов и качественное регулирование параметров теплоносителя в зависимости от метеорологических условий.

В рамках дальнейшего развития норм тепловой защиты целесообразно исходить из повышения уровня инженерного обеспечения зданий с учетом увеличения экстремальных летних температур и роста летнего энергопотребления. Желательно предусмотреть учет особенностей климатических условий и их изменений в различных регионах страны на основе разработки региональных строительных правил.

С целью соблюдения требований по долговечности зданий при строительстве новых объектов необходимо обеспечить использование материалов, имеющих надлежащую стойкость в отношении циклов замораживания и оттаивания, повышенную коррозийную устойчивость различных элементов, а также конструктивные решения, исключающие повышение влагосодержания строительных конструкций за счет атмосферных воздействий.

Актуально развитие методологии оценки и создание базы данных по долговечности материалов ограждений на основе моделирования эксплуатационных воздействий в различных климатиче-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 822

ских условиях. Полученная информация даст основу для оптимизации выбора материалов ограждений, соответствующих сценарным прогнозам климата будущего.

При оценке рисков, связанных с ветровыми и снеговыми нагрузками, целесообразно устанавливать нормативные нагрузки на основе принятия достаточно высокой вероятности их непревышения в течение всего расчетного периода эксплуатации. Для минимизации рисков аварий, связанных с некорректным установлением нормативных значений атмосферных нагрузок, полезно проведение региональных исследований на основе существующих данных наблюдений с целью перехода от схематического районирования территории России к получению детализированной картины пространственных вариаций нагрузок в различных регионах страны.

Нормативные и регламентирующие документы (СНиП и др.), которые являются информационной основой адаптации строительной индустрии к изменениям климата, должны быть гармонизированы с действующими международными нормами. Необходимо регулярное обновление нормативных параметров с учетом данных метеорологических наблюдений за последние годы. Представляется целесообразным расширение перечня рассматриваемых показателей, отражающее особенности происходящих климатических изменений.

Наземный транспорт. Комплекс мер, направленных на адаптацию к изменениям климата наземной транспортной системы, может быть разделен на две группы.

Первая группа включает в себя меры, предотвращающие ускоренное разрушение дорог и транспортной инфраструктуры под воздействием неблагоприятных погодных условий (участившиеся переходы температуры воздуха через нулевую отметку в сочетании с увлажненностью поверхности, высокие температуры дорожного покрытия летом и др.). Для предотвращения негативных последствий в настоящее время при строительстве новых объектов целесообразно использование материалов, имеющих надлежащую стойкость по отношению к высоким температурам воздуха и рассчитанных на большее число циклов замораживания и оттаивания.

Вторая группа мероприятий направлена на обеспечение безопасности дорожного движения в условиях неблагоприятных погодно-климатических условий (обильные снегопады, гололедица и др.). С этой целью целесообразна организация системы мониторинга, прогнозирования и раннего оповещения об ожидаемых неблагоприятных погодных условиях, а также принятие специальных мер по уменьшению скользкости на дорогах. Следует также обратить внимание на необходимость принятия адаптационных мер по обеспечению комфортных условий для пассажиров общественного транспорта, включая железнодорожный и автомобильный транспорт, а также метрополитен, в условиях повышенных летних температур – в том числе внедрение систем кондиционирования воздуха.

Топливно-энергетический комплекс. К мерам адаптации, прежде всего, следует отнести диверсификацию и децентрализацию энергетики с максимально полным использованием возможностей источников энергии, альтернативных ископаемому топливу. В свете растущего спроса на электроэнергию, в том числе и в контексте воздействия изменений климата, для обеспечения устойчивого функционирования энергетики оптимальным является сочетание крупных и локальных источников мощности.

Для адаптации традиционного сегмента электроэнергетики – ТЭС, АЭС – необходима разработка и внедрение технологических решений, повышающих их устойчивость в условиях неблагоприятных погодно-климатических воздействий. Актуальным является создание эффективных систем охлаждения на электростанциях, способных функционировать в условиях экстремально высоких температур.

Оптимальное сочетание крупных и локальных источников мощности предполагает опережающее развитие сетевой инфраструктуры. В свете этого важной мерой адаптации является включение в Правила установки электрооборудования (ПУЭ) научно-обоснованных стандартов по атмосферным нагрузкам, разработанных на базе региональных исследований гололедных и других видов нагрузок.

Учитывая состояние энергообеспечения в России, в основе которого лежит раздельное про-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 823

изводство электрической и тепловой энергии, и постоянный рост потребления электроэнергии, для полноценного извлечения выгод, связанных с потеплением, требуется широкое внедрение современных технологий производства энергии в сочетании с комплексной модернизацией системы теплоснабжения и тепловых сетей.

6.2.6. Заключение

Сравнительный анализ оценок наблюдаемых и ожидаемых изменений климата и его воздействия на объекты строительства, наземный транспорт и топливно-энергетический комплекс позволил выявить определенные тенденции, которые в той или иной степени наблюдаются уже в настоящее время, а в перспективе – согласно расчетным оценкам – будут усиливаться.

Многие изменения проявляются достаточно отчетливо и свидетельствуют о необходимости принятия адаптационных мер, направленных на минимизацию крупных потерь и/или обеспечивающих создание условий для извлечения потенциальных выгод.

Строительство. К числу наиболее заметных последствий происходящего потепления климата для объектов строительства – зданий и технических сооружений – относится изменение характеристик отопительного периода, которое создает предпосылки для сокращения расходов на отопление зданий при сохранении теплозащитных свойств ограждающих конструкций. Анализ данных метеорологических наблюдений за два предшествующих двадцатилетия показал, что тенденция уменьшения продолжительности отопительного периода (до 5 сут/10 лет на севере ЕЧР) и повышения его средней температуры является хорошо выраженной практически на всей территории России.

В меньшей степени изменение продолжительности отопительного периода проявляется в районах АЧР с суровыми климатическими условиями. Однако в этих же районах регистрируется наибольшее увеличение средней температуры отопительного периода (до +1.5°С за 20 лет). Уменьшение продолжительности и рост средней температуры отопительного периода способствует повышению тепловой эффективности существующих зданий и приводит к снижению требований к теплозащитным свойствам ограждающих конструкций проектируемых объектов.

Несмотря на выраженный положительный тренд в рядах годовых минимумов температуры воздуха, изменение некоторых параметров (например, температуры наиболее холодной пятидневки заданной обеспеченности), используемых при теплотехнических расчетах, по данным наблюдений проявляется сравнительно слабо. Это связано с тем, что в зимний сезон по-прежнему наблюдаются экстремально низкие температуры воздуха, что препятствует заметному повышению расчетных зимних температур, оцениваемых на практике по всей совокупности наблюдений за многолетний период, и незначительно отражается на проектируемой мощности систем отопления.

К середине XXI в. ожидается дальнейшее сокращение продолжительности и повышение температуры отопительного периода. Это создает условия для сокращения потребления тепловой энергии в существующих зданиях. Однако при этом будет становиться все более актуальной проблема борьбы с перегревом зданий в теплый период года.

Повышение температуры в летний сезон и значительное увеличение повторяемости экстремально высоких температур уже в настоящее время приводит к нарушению соответствующих санитарно-гигиенических показателей в домах старой постройки. В перспективе – при отсутствии адаптации – проблема борьбы с перегревом зданий значительно обострится. Ожидаемый рост летних температурных экстремумов повысит требования к сопротивлению теплопередаче ограждающих конструкций, а также к инженерному оборудованию зданий.

Обеспечение долговечности ограждающих конструкций зданий является одной из современных проблем, связанных с прямым и косвенным воздействием изменений климата.

В последние десятилетия отмечается тенденция к ускоренному старению и уменьшению долговечности ограждающих конструкций зданий, определяемой сроком их службы без потери эксплуатационных качеств. Наблюдаемое усиление разрушающего воздействия температурно-влажностных деформаций связано с такими особенно-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 824

стями происходящих изменений климата, как рост количества жидких и смешанных осадков в зимний сезон, увеличение числа циклов замораживания и оттаивания, повышенное увлажнение стен зданий с последующим охлаждением. Эти особенности не были учтены при выборе соответствующих материалов ограждающих конструкций. По этой причине находятся в аварийном состоянии многие здания 1960-х годов постройки (например, в Якутске).

Негативное влияние роста числа циклов замораживания и оттаивания наиболее выражено на территории ЕЧР. В сочетании с увеличением количества жидких осадков в холодное время года это приводит к ускоренному старению зданий и сооружений. Согласно модельным оценкам в ближайшие десятилетия эта тенденция сохранится и потребует серьезного увеличения эксплуатационных расходов.

Еще одна причина уменьшения долговечности существующих зданий в значительной мере связана с принятием в 1990-х годах регламентирующих мер по повышению энергоэффективности зданий. Выполнение соответствующих требований привело к использованию многослойных конструкций и широкому применению теплоизоляционных материалов, долговечность которых – при условии их эксплуатации в разнообразных климатических условиях России – не была должным образом изучена. В результате десятки зданий оказались аварийными после 7–9 лет эксплуатации вследствие разрушения фасадных систем. Особенно острая ситуация сложилась при строительстве капитальных объектов в северной строительно-климатической зоне (в Центральной Якутии и прилегающих районах).

Важным аспектом обеспечения надежности, безопасности и долговечности сооружений является учет атмосферных нагрузок. Имеющиеся данные наблюдений не дают оснований говорить о заметном увеличении ветровых нагрузок. Ряды наблюдений за скоростью ветра на метеорологических станциях (однородность которых вызывает, правда, определенные сомнения) обнаруживают даже слабо выраженную отрицательную тенденцию. Однако при сохранении или слабом изменении средних значений скоростей ветра в некоторых регионах возможна трансформация их вероятностных распределений за счет увеличения вклада штормовых скоростей. В этом отношении требуются дополнительные региональные исследования. В связи с ростом экстремально высоких температур и увеличением количества осадков можно ожидать также усиления эффектов, обусловленных совместным воздействием ветровых нагрузок, температурных деформаций и коррозионного разрушения.

Вопрос о нормировании снеговых нагрузок вызывает широкие дискуссии среди специалистов. За последние десятилетия нормативные значения этого вида нагрузок, определяемые по данным о годовых максимумах веса снежного покрова, неоднократно менялись в сторону повышения. В условиях изменений климата, когда наблюдается увеличение интенсивности зимних осадков, особое значение для объектов строительства приобретают кратковременные снеговые нагрузки, возникающие при сильных снегопадах. Ожидаемые изменения, характеризующиеся усилением этой тенденции, являются дополнительным фактором риска для зданий и сооружений с легкими покрытиями.

Наземный транспорт. В последние годы наземная транспортная инфраструктура (автомобильные и железные дороги, мосты, тоннели, портовая инфраструктура, взлетно-посадочные полосы и пр.) в России испытывает преимущественно негативное воздействие происходящих климатических изменений, связанных с повышением температуры воздуха и изменением режима увлажнения.

Общее сокращение продолжительности периода с отрицательными температурами воздуха является фактором, благоприятствующим работе транспорта. Однако на большой части территории России (ЕЧР, южные районы Сибири и Дальнего Востока), повышение температуры воздуха в холодный период года сопровождалось увеличением числа переходов температуры воздуха через 0°С, что способствовало ускоренному разрушению покрытия автомобильных дорог.

Увеличение количества жидких осадков усиливает разрушающее воздействие температурно-влажностных деформаций. Согласно расчетным оценкам на протяжении первой половины XXI в. эта тенденция сохранится, что потребует увели-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 825

чения расходов на содержание существующих автодорог.

Наблюдаемое увеличение числа суток с экстремально высокими температурами в летний сезон является фактором, способствующим быстрому ухудшению эксплуатационных качеств автодорог из-за происходящего размягчения асфальтового покрытия. Этот эффект хорошо проявляется на дорогах местного значения, не рассчитанных на большую нагрузку, покрытие которых обладает низкой температурой плавления.

Экстремально высокие летние температуры, повторяемость которых в последние десятилетия значительно увеличилась на большей части территории страны, способствовали повышению риска аварий железнодорожных составов, вследствие значительного перегрева рельсов и последующей деформации железнодорожных путей. Предотвращение аварий требовало снижения скорости передвижения и приводило к увеличению транспортных издержек.

Ожидаемое усиление тенденции роста количества осадков в зимний сезон и их суточных максимумов потребует принятия специальных мер по уменьшению скользкости на дорогах, приведет к увеличению эксплуатационных расходов на зимнее содержание дорог. Это повлечет за собой необходимость принятия дополнительных мер по организации движения и обеспечения безопасности на дорогах.

Наиболее высокие риски связаны с ростом интенсивности осадков в теплый сезон. Существующие дренажные системы могут не соответствовать ожидаемому увеличению интенсивности осадков, что может привести к разрушению грунтовых зон автомобильных и железнодорожных магистралей и других объектов. Рост количества и интенсивности осадков в теплое время года увеличивает риски, связанные с потерей устойчивости склонов, – возникновение оползней, лавин (пример: неоднократные факты разрушения новой автодороги, построенной в Приморье к саммиту АТЭС в 2012 г.).

Рост интенсивности ливневых осадков представляет особую опасность, так как при этом повышается вероятность речных ливневых наводнений, которые могут вызвать затопление и разрушение прибрежной инфраструктуры. В горных районах паводки принимают характер катастрофических наводнений (пример: Крымск, 2012 г.).

В районах со сложными гидрогеологическими условиями, где проложены магистральные трубопроводы, повышенный риск возникновения оползневых и селевых процессов создает угрозу опасных экологических последствий. Ожидаемое увеличение сезонных сумм осадков, и особенно их интенсивности в теплый сезон, является серьезным дополнительным фактором риска, который необходимо принимать во внимание при эксплуатации существующих и проектировании новых трубопроводов.

Топливно-энергетический комплекс. Происходящее сокращение продолжительности периода с отрицательными температурами воздуха, уменьшение частоты экстремально низких температур приводит к уменьшению коррозии и повышению работоспособности энергетического оборудования, улучшению условий доставки и хранения топлива на тепловых электростанциях.

В теплое время года потепление оказывает негативное воздействие. Увеличение температуры воздуха снижает эффективность теплового преобразования и приводит к сокращению производства энергии на электростанциях. Ориентировочная оценка потери генерируемой мощности в условиях потепления составляет 1–2% на каждый градус потепления.

На территории ЕЧР уже в настоящее время рост температуры воздуха в летний сезон сопровождается увеличением максимальной длины периода без осадков. Усиление этой тенденции может привести к уменьшению доступности воды для охлаждения и понижению порогового уровня отключения, что также отразится на совокупной генерируемой мощности. Влияние отмеченных факторов может оказаться особенно существенным для электростанций юга России, в частности, для Ростовской АЭС.

Ожидаемое потепление в летний сезон, сопровождаемое увеличением числа дней с экстремально высокими значениями температуры воздуха, негативно повлияет также на процесс передачи электроэнергии, приводя к уменьшению исходной передаваемой мощности. При превышении уровня +25°С передаваемая мощность уменьшается на 2.25%/1°С по сравнению со штатным режимом. Дополнительно увеличиваются потери

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 826

на ЛЭП (на 0.4%/1°С). При превышении уровня +35°С возможно возникновение критических ситуаций, связанных с полным прекращением передачи электроэнергии из-за опасности перегрева линий электропередач.

Системы передачи электроэнергии окажутся более уязвимыми вследствие ожидаемого усиления конвективных процессов в атмосфере, сопровождаемого ростом числа таких опасных явлений как грозы, смерчи, шквалы, и экстремальными ветровыми нагрузками на ЛЭП, которые приводят к их разрыву. В перспективе рост суточной интенсивности зимних осадков, частые повышения температуры воздуха и увеличение числа случаев выпадения жидких осадков в зимний сезон, создает предпосылки для возникновения аварий на ЛЭП, обусловленных высокими гололедно-ветровыми нагрузками (разрыв проводов и разрушение опор).

В отличие от процесса генерации энергии, чувствительного к дефициту осадков, угрозу для нормальной передачи энергии представляют сильные дожди, приводящие к замыканиям в цепи. Согласно расчетным оценкам к середине XXI в. вероятность таких явлений увеличится. Наводнения, лавины и оползни, связанные с выпадением интенсивных осадков, могут привести к повреждениям кабеля, подстанций и другого оборудования.

Изменение уровня потребления энергии на обогрев зданий обоснованно считается одним из значимых проявлений изменений климата. Анализ данных наблюдений за 1971–2010 гг. показал, что отрицательная тенденция в изменении индекса теплопотребления (дефицита тепла) проявляется на всей территории России. Среднее значение дефицита тепла за 1991–2010 гг. оказалось меньше соответствующего значения для интервала 1971–1990 гг. в среднем на 200–400°С сут.

Согласно расчетным оценкам к середине XXI в. отрицательная тенденция в изменении индекса теплопотребления проявится на всей территории России. Пространственное обобщение оценок, выполненное с учетом неравномерности распределения населения, показывает, что по сравнению с существующим уровнем наибольшее потенциально достижимое относительное сокращение энергопотребления на отопление зданий ожидается в Северо-Западном регионе (ориентировочно на 20%).

В летнее время на протяжении последних 20 лет зафиксирован значительный рост климатически обусловленной потребности в электроэнергии на юге страны (около 150°С сут/10лет). В настоящее время рост реального потребления электроэнергии в летнее время сдерживается недостаточно высокими доходами населения, однако ситуация постепенно меняется. К середине XXI в. ожидается увеличение индекса энергопотребления в теплый сезон в среднем до 700°С сут. Это приведет к заметному изменению внутригодовой структуры энергопотребления, которое необходимо учитывать при развитии региональных энергетических систем.

6.2.7. Литература

Аверьянов В. К. , Байкова С. А., Горшков А. С. и др., 2012. Региональная концепция обеспечения энергетической эффективности жилых и общественных зданий, Жилищное строительство, № 3, с. 2–4.

Александров Г. Н., 2006. Режимы работы воздушных линий электропередач. Центр подготовки кадров энергетики. СПб. 139 с.

Александровский С. В., 2004. Долговечность наружных ограждающих конструкций. М., НИИСФ РААСН, 332 с.

Анапольская Л. Е., Гандин Л. С., 1973. Метеорологические факторы теплового режима зданий, Л., Гидрометеоиздат, 239 с.

Борщ С. В., Асарин А. Е., Болгов М. В., Полунин А. Я., 2012. Наводнения. В кн." Методы оценки последствий изменений климата для физических и биологических систем" С. М. Семенов (ред.). Росгидромет, с. 87–125.

Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н., Разуваев В. Н., 2013. Изменения режима ветра на территории России в последние десятилетия, Труды ГГО, вып. 568, с. 156–172.

Васильев Ю. Э., Чистяков И. В., 2011. Сток ливневых вод с территорий населенных пунктов, Жилищное строительство, 2011, № 9, с. 50–51.

Ватин Н. И., Немова Д. В., Рымкевич П. П., Горшков А. С., 2012. Влияние уровня тепловой защиты ограждающих конструкций на величину потерь тепловой энергии в здании, Инженерно-строительный журнал, № 8., с. 4–14.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 827

Власова Л. В., 2009. Природные факторы при аварийности газопроводов. Геоэкология, Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. № 3. с. 264–270.

Власова Л. В., Ракитина Г. С., 2010. Результаты статистической обработки информации в целях идентификации природных рисков для газотранспортной системы России и роль климатической информации при управлении рисками в условиях глобального изменения климата, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 174, http://meteo.ru/publish_tr/trudy174/st19.htm

Гагарин В. Г., Иванов Д. С., Малявина Е. Г., 2013. Разработка климатической информации в форме специализированного "типового года", Вестник ВолгГАСУ, серия "Строительство и архитектура", вып. 31 (50), ч. 1: "Города России. Проблемы проектирования и реализации", с. 343–349.

Гагарин, Козлов, 2011. Требования к теплозащите и энергетической эффективности в проекте актуализированного СНиП "Тепловая защита зданий", Жилищное строительство, № 8, с. 2–6.

Гринфельд Г. И., 2012. Диалектика нормативных требований к сопротивлению теплопередаче ограждающих конструкций, Жилищное строительство, № 1, с. 22–24.

Дацюк Т. А., 2009. Инженерные аспекты энергосбережения зданий, Academia, Архитектура и строительство, № 5. с. 326–328.

Ельчищева Т. Ф., Ельчищев М. М., 2012. Влияние режима заморозков на долговечность наружных ограждающих конструкций в Центрально-Черноземном регионе, Жилищное строительство, № 6, с. 32–34.

Заварина М. В., 1976. Строительная климатология. Гидрометеоиздат, 312 с.

Казаков Н. А., Генсиоровский Ю. В., 2008. Экзогенные геодинамические и русловые процессы в низкогорье о. Сахалин как факторы риска для нефтегазопроводов "Сахалин-2", Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология, № 6, с. 483–496.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в XXI веке: результаты расчетов с помощью ансамбля глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды ГГО, вып. 569, с. 75–97.

Кнатько М. В., Ефименко М. Н., Горшков А. С., 2008. К вопросу о долговечности и энергоэффективности современных ограждающих стеновых конструкций жилых, административных и производственных зданий, Инженерно-строительный журнал, № 2, с. 50–53.

Кокодеева Н. Е., Талалай В. В., Аржанухина С. П., Янковский Л. В., 2012. Стандарты долговечного строительства, Жилищное строительство, № 1, с. 14–18.

Котин В. Я., 2012. Каким быть СНиПу по тепловой защите зданий. Развитие и совершенствование норм тепловой защиты зданий, Жилищное строительство, № 3, с. 5–8.

Куприянов В. Н., Иванцов А. И., 2011. К вопросу о долговечности многослойных ограждающих конструкций, Известия КГАСУ, № 3 (17), с. 63–70.

Куприянов В. Н., Иванцов А. И., 2012. Обеспечение долговечности ограждающих конструкций на стадии их проектирования, Жилищное строительство, № 6, с. 35–36.

Лобов О. И., Ананьев А. И., 2008. Долговечность облицовочных слоев наружных стен многоэтажных зданий с повышенным уровнем теплоизоляции, Строительные материалы. № 4, с. 56–59.

Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу. 2011. Катцов В. М., Порфирьев Б. Н., (ред.), М., Росгидромет, 251 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. т. 1, 2, М., Росгидромет.

Псаломщикова Л. М., Салль И. А., Стадник В. В., Трофимова О. В., 2009. Использование метеорологической информации в целях содержании автомобильных дорог в зимний период, Труды ГГО, 2009, вып. 565.

Руководство по специализированному климатологическому обслуживанию экономики. 2008. СПб., Росгидромет, 336 с.

Самарин О. Д., 2009. Влияние изменения параметров наружного климата на окупаемость

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 828

энергосберегающих мероприятий, Известия вузов. Строительство, № 6. с. 43–48.

Самарин О. Д., 2012. Предложения по совершенствованию актуализированной редакции СНиП 23-02, Жилищное строительство, № 6, с. 13–15.

Самодурова Т. В., 2008. Физико-статистические модели для прогноза образования зимней скользкости на дорожных покрытиях, Научный вестник Воронежского государственного архитектурно-строительного ун-та, № 1, с. 126–129.

Тамразян А. Г., 2012. Анализ риска как инструмент принятия решений строительства подземных сооружений, Жилищное строительство, № 2, с. 6–7.

Технические рекомендации по установлению долговечности (срока службы) строительных материалов и изделий (ТР 165-05), 2005. Москва, ГУП “НИИМОССТРОЙ”, 10 с.

Уваров П. П., 2012. Актуальные проблемы тепловой защиты зданий на Севере, Жилищное строительство, № 1, с. 25–27.

Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2012. Климатические воздействия на инфраструктуру прибрежных территорий России в первой половине 21 в., Труды ГГО, вып. 567, с. 83–126.

Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2013. Климатические факторы энергопотребления в России: тенденции, вариабельность, неопределенность оценок, Труды ГГО, вып. 569, с. 7–19.

Хлебникова Е. И., Павлова Т. В., Сперанская Н. А., 2012а. Засухи. В кн.”Методы оценки последствий изменений климата для физических и биологических систем” С. М. Семенов (ред.), Росгидромет, с. 126–164.

Хлебникова Е. И., Салль И. А., Школьник И. М., 2012б. Региональные климатические изменения как факторы влияния на объекты строительства и инфраструктуры, Метеорология и гидрология, 2012, № 12, с. 19–34.

Aerts J. C. J. H., Botzen W. J. W., 2011. Climate change impacts on pricing long-term flood insurance: a comprehensive study for the Netherlands, Glob. Environ. Change, vol. 21, no. 3, pp. 1045–1060.

Barclay M., Sharples S., Kang J., Watkins R., 2012. The natural ventilation performance of buildings under alternative future weather projections, Building Serv. Eng. Res. Technol, Sage Publications, Ltd. vol. 33, pp. 35–50.

Chapman L., 2007. Climate Change and Transport: A Review, Journal of Transport Geography, vol. 15, pp. 354–367.

Chapman L., Thornes J. E., Huang Y., Cai X., Sanderson V. L., White S. P., 2008. Modelling of rail surface temperatures: a preliminary study, Theor. Appl. Climatol, vol. 92, pp. 121–131.

Crawley D. B., 2008. Estimating the impacts of climate change and urbanization on building performance, J. Building Perform Simulation, vol. 1, pp. 91–115.

Day A. R., Knight I., Gunn D., Gaddas R. 2003. Improved methods for evaluating base temperature for use in building energy performance lines, Build. Serv. Eng. Res. Technol, vol. 24, no. 4, pp. 221–228.

de Wilde P., Coley D., 2012 The implications of a changing climate for buildings, Building Environ, vol. 55, pp.1–7.

de Wilde P., Tian W., 2009. Identification of key factors for uncertainty in the prediction of the thermal performance of an office building under climate change, Building Simulation, vol. 2, no. 3, pp. 157–174.

de Wilde P., Tian W., 2001. Towards probabilistic performance indicators for climate change impact studies, Energ Buildings, vol. 43, pp. 3013–3018.

Delfani S., Karami M., Pasdarshahri H., 2010. The effects of climate change on energy consumption of cooling systems in Tehran, Energ Buildings, vol. 42, pp. 1952–7195.

Du H., Underwood C. P., Edge J. S., 2012. Generating design reference years from the UKCP09 projections and their application to future air-conditioning loads, Building Serv. Eng. Res. Technol. Sage Publications, Ltd.; vol. 33. pp. 63–79.

Eames M., Kershaw T., Coley D., 2011. The appropriate spatial resolution of future weather files for building simulation, J. Building Perform Simulation, pp. 1–12.

Gastineau G., Soden B. J., 2009. Model projected changes of extreme wind events in response to global warming, Geophys. Res. Lett., vol. 36, L10810.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:14 PM Page 829

Guan L., 2009. Preparation of future weather data to study the impact of climate change on buildings, Building Environ, vol. 44, pp. 793–800.

Huijbregts Z., Kramer R. P., Martens M. H. J., van Schijndel A. W. M., Schellen H. L., 2012. A proposed method to assess the damage risk of future climate change to museum objects in historic buildings, Building Environ, vol. 55, pp. 43–56.

Isaac, M., vanVuuren D. P., 2009. Modeling global residential sector energy demand for heating and air conditioning in the context of climate change, Energy Policy, vol., no. 2, 37 pp. 507–521

Jack L. B., Kelly D. A., 2012. Property-based rainwater drainage design and the impacts of climate change, Building Serv. Eng. Res. Technol. Sage Publications, Ltd., vol. 33, pp. 19–33.

Jaroszweski D., Chapman L., Petts J., 2010. Assessing the potential impact of climate change on transportation: The need for an interdisciplinary approach, Journal of Transport Geography, vol. 18, pp. 331–335.

Jenkins D. P., Patidar S., Banfill P. F. G., Gibson G. J., 2011. Probabilistic climate projections with dynamic building simulation: predicting overheating in dwellings, Energ. Buildings, vol. 43, pp. 1723–1731.

Kershaw T., Eames M., Coley D., 2011. Assessing the risk of climate change for buildings: a comparison between multi-year and probabilistic reference year simulations, Building Environ, vol. 46, pp. 1303–1308.

Koetse M. J., Rietveld, P., 2009. The impact of climate change and weather on transport: An overview of empirical findings, Transportation Research, Part D 14, pp. 205–221.

Krese G., Prek M., Butala V., 2012. Analysis of Building Electric Energy Consumption Data Using an Improved Cooling Degree Day Method, Journal of Mechanical Engineering, vol. 58, no. 2, pp. 107–114.

Lazo J. K., Lawson M., Larsen P. H., Waldman, D. M., 2011. US economic sensitivity to weather variability, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 92, pp. 709–720.

Linnerud K., Mideksa T. K., Eskeland G. S., 2011. The Impact of Climate Change on Nuclear Power Supply, The Energy Journal, vol. 32, Issue 1, pp. 149–168.

Liso K. R., 2006. Integrated approach to risk management of future climate change impacts, Building Research & Information: Routledge, pp. 1–10.

Lomas K. J, Ji Y., 2009. Resilience of naturally ventilated buildings to climate change: advanced natural ventilation and hospital wards, Energ. Buildings, vol. 41, pp. 629–653.

McColl L., Palin E. J., Thornton H. E., Sexton D. M. N., Betts R., Mylne K., 2012. Assessing the potential impact of climate change on the UK's electricity network, Climatic Change, May, pp. 821–835, DOI 10.1007/s10584-012-0469-6012.

Meehl G. A., Covey C., McAvaney B., Latif M., Stouffer R. J., 2005. Overview of the coupled model intercomparison project, Bull. Am. Meteorol. Soc., vol. 86, pp. 89–93.

Mideksa T., Kallbekken S., 2010. The impact of climate change on the electricity market, A review. Energy Policy, vol. 38, no. 7, pp. 3579–3585.

Mylona A., 2012. The use of UKCP09 to produce weather files for building simulation, Building Serv. Eng. Res. Technol. Sage Publications, Ltd., vol. 33, pp. 51–62.

Nik V, Sasic Kalagasidis A, Kjellstrom E., 2012. Statistical methods for assessing and analysing the building performance in respect to the future climate, Building Environ, vol. 53, pp. 107–118.

Pilli-Sihvola K., Aatola P., Ollikainen M., Tuomenvirta H., 2010. Climate change and electricity consumption – Witnessing increasing or decreasing use and costs? Energy Policy, vol. 38, no. 5, pp. 2409–2419.

Special Report on Emission Scenarios 2000. N. Nakicenovich et al. (eds.), A special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 599 pp.

Steenbergen R. D. J. M., Koster T., Geurts C. P. W., 2012. The effect of climate change and natural variability on wind loading values for buildings, Building Environ, vol. 55, pp. 178–186.

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A., 2011. A Summary of the CMIP5 Experiment Design (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI); available at http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 830

Tian W, de Wilde P., 2011. Thermal building simulation using the UKCP09 probabilistic climate projections, J Building Perform Simulation, vol. 4, pp. 105–124.

van Vuuren D. P., van Ruijven B., Hoogwijk M. M., Isaac M., de Vries H. J. M., 2006. TIMER 2: model description and application. In: Bouwman, A. F., Kram, T., Klein Goldewijk, K. (eds.), Integrated Modelling of Global Environmental Change. An Overview of IMAGE 2.4. Netherlands Environmental Assessment Agency (MNP), Bilthoven, The Netherlands, pp. 39–59.

Wilbanks T., Romero-Lankao P., Bao M., Berkhout F., Cairncross S., Ceron J.-P., Kapshe M., Muir-Wood R., Zapata-Marti R., 2007a. Industry, Settlement and Society. In: Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., Linden, P. J. v. d., Hanson C. E. (eds.), 2007a. Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovern mental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 357–390.

Wilbanks T. J., Bhatt V., Bilello D. E., 2007b. Final review draft: effects of climate change on energy production and use in the United States, Synthesis and assessment product 4.5. US Climate Change Science Program.

Глава 6.3. ВОЗОБНОВЛЯЕМЫЕ ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ

В. В. Стадник

В. В. Елистратов

6.3.1. Введение

Возобновляемыми источниками энергии (ВИЭ) считаются те, доступность которых не меняется или же быстро возобновляется при их использовании, изъятии человеком. Речь идет о малой гидроэнергетике (без учета крупных гидроэлектростанций – ГЭС), солнечной, геотермальной, ветровой, волновой, приливной энергии, а также о тепловой энергии, выделяющейся при горении биомассы. В противоположность ВИЭ энергия, запасенная в ископаемом топливе – угле, нефти, газе – возобновляется медленно, за геологические времена. Такие источники энергии к возобновляемым – с точки зрения современного потребителя – не относятся.

Интерес к ВИЭ стал увеличиваться во второй половине XX века по двум причинам:

– интенсивное потребление угля, нефти и газа, зависимость современного мирового хозяйства от этих энергоносителей и заметный процесс исчерпания их запасов в перспективе столетий;

– существенное смягчение антропогенного воздействия на климатическую систему при переходе на ВИЭ вследствие того, что их использование не связано с эмиссией парниковых газов в атмосферу (ведь даже при сжигании дров в атмосферу выделяется ровно столько углерода, сколько было поглощено и связано в биомассе в процессе роста дерева).

Первый “Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации” (2008) не дал отдельно освещения проблемы ВИЭ. В этой главе этот пробел будет восполнен.

6.3.2. Общая характеристика

В 2011 г. Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) был подготовлен “Специальный доклад по возобновляемым источникам энергии и смягчению воздействий на изменение климата” (СДВИЭ), в англоязычной оригинальной версии SRREN – “IPCC Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation” (2011). Он приобрел особую важность, поскольку правительства многих стран рассматривают вопрос о роли возобновляемых источников энергии в контексте своих усилий по смягчению воздействий на изменения климата путем уменьшения выброса парниковых газов при использовании ископаемого топлива.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 831

На начало XXI века доля возобновляемой энергетики без крупных гидроэлектростанций в мировом потреблении составляла около 10–11%. К 2020 г. ожидается удвоение мирового рынка экологически чистых технологий и увеличение вклада "зеленой" экономики в мировой ВВП до 6–7%. В частности, к 2019 г. только в трех секторах энергетики, использующей в качестве источников биотопливо, ветер и солнце, прогнозируется увеличение производства до 343 млрд долл., количества занятых – до 3.3 млн человек, что, соответственно, почти в 2.4 и 4 раза больше, чем в 2009 г. (Hoogwijk, 2009).

В России за период с 2000 по 2003 г. выработка электрической энергии всеми видами электростанций, работающих на возобновляемых источниках энергии, увеличилась с 4.2 млрд кВт · ч до 5.4 млрд кВт · ч, что составляет 0.6% от общей выработки электроэнергии (Безруких, Стребков, 2005). В 2012 году доля ВИЭ в общей выработке электроэнергии составила 1.1% (Безруких, 2012; Елистратов, 2013).

По данным Госкомстата в России на 2007 год общая доля ВИЭ всех видов в суммарной выработке тепловой энергии составила около 5%, а электрической (без крупных ГЭС) около 0.9% (Статистический сборник, 2007).

Согласно государственной программе Российской Федерации "Энергоэффективность и развитие энергетики", откорректированной и утвержденной распоряжением Правительства РФ от 3 апреля 2013 г. № 512-р, доля ВИЭ в выработке электрической энергии к 2020 г. должна составить 2.5%.

Практически в любом российском регионе уже сегодня можно использовать тот или иной вид возобновляемых источников энергии. Так, наиболее перспективными для развития гелиоэнергетики являются южные районы Европейской части России (ЕЧР), а также юг Сибири и Дальнего Востока. Побережья Северного Ледовитого океана и дальневосточных морей обладают высоким потенциалом ветровой энергии. Что касается малой гидроэнергетики и производства биотоплива, то природные условия для развития этих отраслей существуют почти на всей территории страны (табл. 6.3.1).

Несмотря на наличие в России больших ресурсов различных видов ВИЭ, масштабного использования возобновляемых источников энергии пока нет. Однако в настоящее время придается определенный импульс их развитию.

В ближайшие десятилетия использование возобновляемых источников энергии согласно "Энергетической стратегии России на 2030 г." (2009) будет развиваться в Южном Федеральном Округе, на севере Сибирского Федерального Округа, в Прибайкалье и других районах децентрализованного энергообеспечения. В Дальневосточном Федеральном Округе преодоление дефицита тепло- и электроэнергии будет происходить как за счет дальнейшего развития традиционной гидроэнергетики, так и за счет стимулирования развития возобновляемых источников энергии.

К стратегическим целям России по расширению использования ВИЭ и местных видов топлива следует отнести:

– обеспечение устойчивого тепло- и электроснабжения населения и производства в зонах децентрализованного энергоснабжения, в первую очередь, в районах Крайнего Севера и на приравненных к ним территориях;

– создание в этих регионах независимых энергопроизводителей, что позволит повысить надеж-

Таблица 6.3.1. Ресурсы возобновляемых источников энергии России, ТВт · ч/год (Бальзаминов, Елистратов, 2008)

Вид источника энергии	Теоретический потенциал	Технический потенциал	Экономический потенциал
Вода (малая гидроэнергетика*)	2930	1017	529
Солнце (гелиоэнергетика)	18700000	18720	102
Ветер (ветроэнергетика)	212000	16280	81
Биомасса	81400	431	285
Недра Земли (геотермальная энергетика)	180	20	936
Итого по ВИЭ	**18996510**	**36468**	**1933**

**Без крупных гидроэлектростанций.*

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 832

ность энергоснабжения, предотвратить ущерб от аварийных и ограничительных отключений, который сейчас оценивается миллиардами долларов США в год;

– снижение вредных выбросов от традиционных энергетических установок в отдельных городах и населенных пунктах со сложной экологической обстановкой, а также в местах массового отдыха населения;

– создание дополнительных рабочих мест на всех стадиях реализации проектов по возобновляемой энергетике.

Развитию возобновляемой энергетики в России пока препятствует целый комплекс барьеров психологического, экономического, законодательного, информационного и технического характера. При этом приоритет принадлежит психологическому аспекту, связанному, в первую очередь, с привычкой к централизованным поставкам топлива, тепла и электричества, а также с традиционными представлениями об обеспеченности России большими запасами всех видов органического топлива на обозримый период.

Доступность ВИЭ во многом зависит от климата, глобальное изменение которого будет воздействовать на их ресурсную базу, но точная природа и масштаб таких последствий пока не оценены. Вопросу чувствительности ВИЭ к изменению климата посвящено много исследований, но они находятся на начальном этапе. Во многих работах отмечается, что климатообусловленное изменение ресурсного потенциала солнечной, ветровой и биоэнергии будет носить преимущественно региональный характер, а на объем и географическое распределение геотермальных и океанических энергетических ресурсов изменение климата не окажет значительного воздействия (Елистратов, и др., (ред.), 2010; Чернокульский, 2012; Pryor, Schoof, 2010; Breslow, Sailor, 2002; Martinez et al., 2007; Burnett, Harrison, 2009; Crook, 2011).

6.3.3. Солнечная энергия

6.3.3.1. Оценки ресурсов солнечной энергии

Солнце является основным источником энергии на Земле. Поток солнечной энергии, проходящей в виде излучения в единицу времени через площадку в 1 м^2, перпендикулярную прямой, проведенной через центры Земли и Солнца, на входе в атмосферу Земли составляет 1367 Вт/м^2 – "солнечная постоянная". Поток солнечной энергии, поступающий на верхнюю границу атмосферы, составляет в среднем 341 Вт/м^2, на земную поверхность 184 Вт/м^2 (Trenberth et al., 2009). Это излучение, в основном, в диапазоне длин волн 0.3–2.5 мкм, называется коротковолновым; этот диапазон включает видимую часть спектра.

Полное количество солнечной энергии, поступающей на поверхность Земли, составляет $(7.5–10) \cdot 10^{17}$ кВт · ч/год и превышает энергию всех мировых запасов нефти, газа, угля и урана (Виссарионов и др., 2008).

Основными характеристиками солнечных энергетических ресурсов в заданном пункте или районе являются продолжительность солнечного сияния и количество суммарной солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность.

Продолжительность солнечного сияния (суммарное число часов, когда светит солнце) определяется широтой места, долготой дня и количеством облаков.

На территории России в целом за год наибольшее – более 2400–2600 – число часов солнечного сияния характерно для Забайкалья, Амурской области и юга Приморского края, а наименьшее – 1200 часов и менее – для северных прибрежных районов Камчатки и Курильских островов (рис. 6.3.1) (Кобышева и др., (ред.), 2001). Территории, где годовая продолжительность солнечного сияния ≥ 2000 часов, считаются благоприятными для практического использования солнечной энергии (Стребков, 1993).

Суммарная солнечная радиация представляет собой сумму потока прямого солнечного излучения S, поступающего непосредственно от Солнца, и потока рассеянного солнечного излучения, приходящего от толщи атмосферы. Последний возникает вследствие молекулярного и аэрозольного рассеяния солнечного излучения и его диффузного отражения от облаков D.

Под валовым потенциалом солнечной энергии в заданной точке земной поверхности обычно понимается среднемноголетняя величина солнечной радиации, поступающей на горизонтальную по-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 833

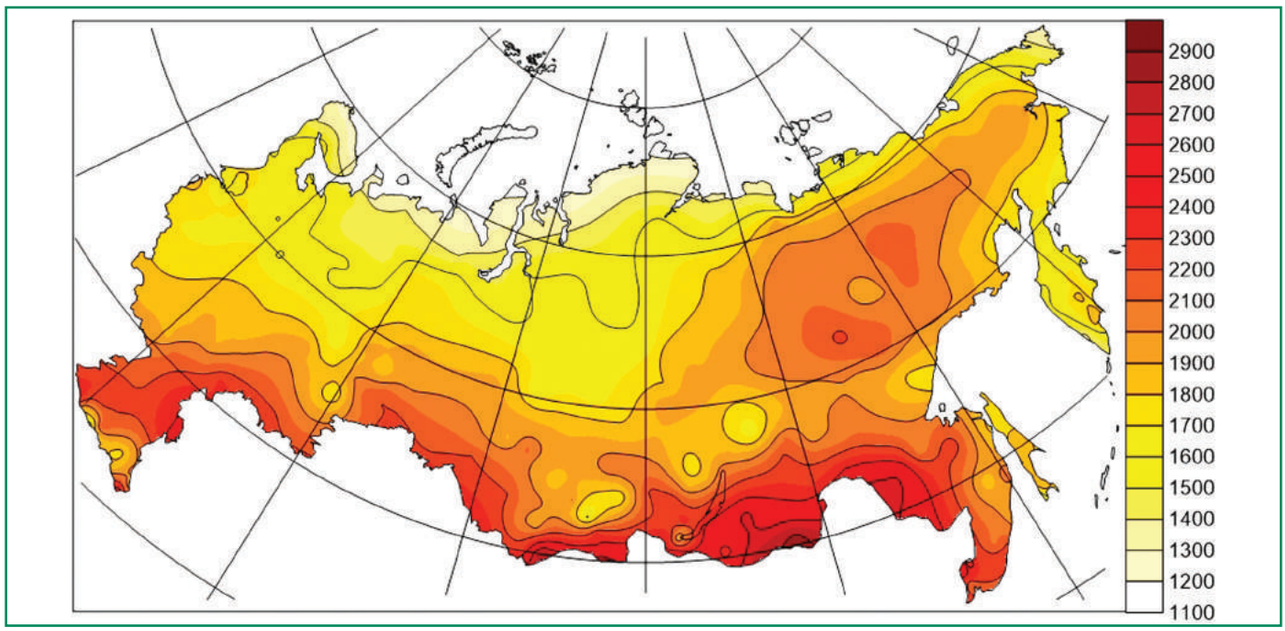


Рис. 6.3.1. Продолжительность солнечного сияния за год (часы).

верхность площадью один квадратный метр за период, равный одному календарному году.

При безоблачном небе прямая и суммарная солнечная радиация увеличивается с севера на юг. Из-за различий в прозрачности атмосферы приход солнечной радиации в целом на Азиатской части России (АЧР) больше, чем на ЕЧР (Пивоварова, 1977; Пивоварова, Стадник, 1988).

Облачность снижает реальный месячный и годовой приход суммарной радиации. Самые большие отклонения суммарной радиации при реальной облачности от возможной характерны для северо-запада ЕЧР, где сильно влияние влажных атлантических воздушных масс, и Дальнего Востока. Летом в дальневосточном регионе в условиях муссонной циркуляции фактический приход суммарного потока солнечной радиации на 40–60% меньше возможного при безоблачном небе.

При оценке гелиоэнергетических ресурсов для проектирования солнечных энергетических установок, в том числе с концентраторами солнечного излучения, важно знать долю прямой и рассеянной радиации в суммарном приходе (в устройствах с концентраторами усиливается лишь прямая составляющая солнечной радиации, сконцентрировать рассеянную составляющую практически невозможно).

При действительных условиях облачности в России вклад прямой радиации в суммарный приход достигает максимума в летние месяцы и составляет в среднем 50–60%, за исключением районов Приморского края, где наибольший вклад прямой радиации в суммарную приходится на осенние и зимние месяцы (60–65%). Доля рассеянной радиации самая большая на побережье северных морей (60–70%). В умеренных широтах и на юге Дальнего Востока рассеянная радиация составляет около половины суммарной.

Обеспеченность солнечными ресурсами территории России иллюстрирует рис. 6.3.2, на котором приведена современная карта годовых сумм суммарной радиации. Она построена по данным актинометрической сети за период с 1981 по 2000 год (Стадник и др., 2013, в печати). Как видно из представленной карты, практически вся южная часть России обладает достаточно высокими солнечными ресурсами, которые могут быть использованы для выработки электрической и тепловой энергии.

Годовой приход суммарной солнечной радиации возрастает в целом с севера на юг в соответствии с астрономическим фактором – ростом высоты Солнца. Однако влияние циркуляционного фактора, проявляющееся через облачность, и прозрачности атмосферы нарушают строгое широтное распределение. В результате этого коли-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 834

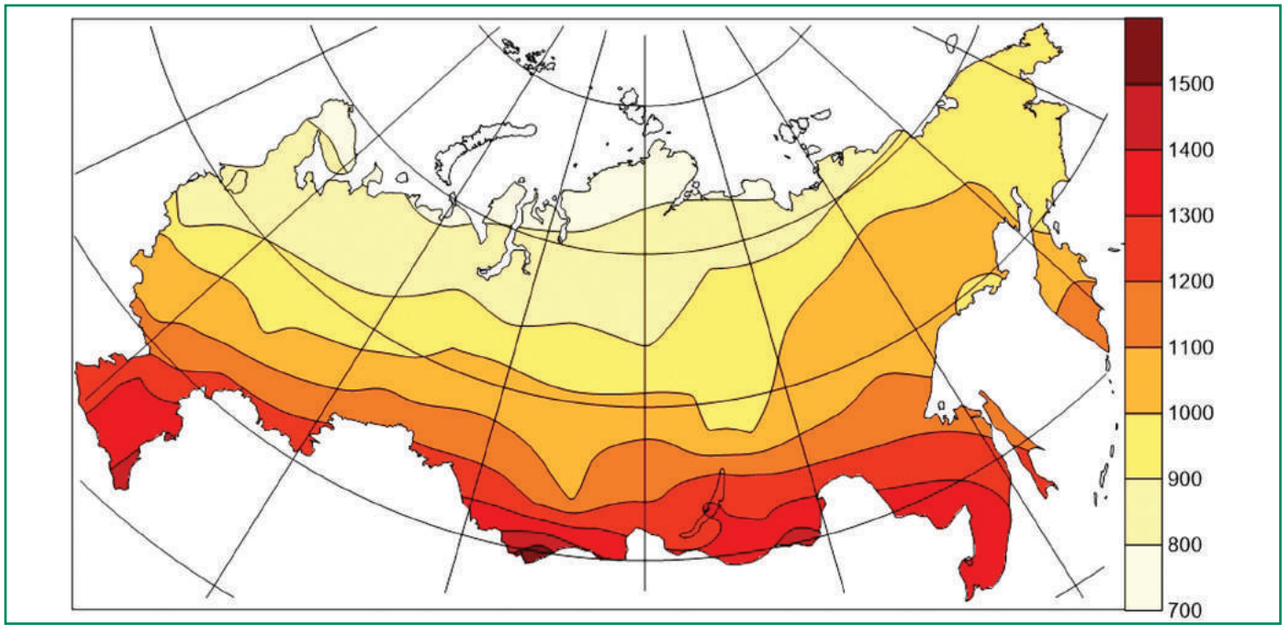


Рис. 6.3.2. Годовая сумма суммарной солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность (кВт · ч/м2).

чество приходящей к земной поверхности радиации в южной половине ЕЧР и на северо-востоке АЧР практически одинаково. Такой характер распределения приходящей радиации еще более резко выражен в весенне-летний период, особенно в апреле и мае, когда месячные суммы суммарной радиации в северных районах Якутии так же высоки, как на Северном Кавказе и в Астраханской области – более 165 кВт · ч/м^2 (600 МДж/м^2).

Наибольшая изменчивость годового прихода суммарной радиации характерна для северных и северо-западных районов ЕЧР, а наименьшая – для южной половины АЧР (коэффициент вариации годовых сумм соответственно 12 и 4–6%).

Подробный анализ климатических изменений солнечной радиации и определяющих эти изменения характеристик облачности и прозрачности атмосферы по данным актинометрической сети России на временном интервале 1961–2010 гг. приводятся в главе 1.4 настоящего доклада.

6.3.3.2. Технологические особенности использования солнечной энергии

Существует три основных направления использования солнечной энергии: преобразование в тепло на установках для отопления и горячего водоснабжения с помощью солнечных коллекторов, прямое преобразование в электрическую (фотоэлектричество) и преобразование солнечной энергии в электрическую по термодинамическому циклу (*солнечные термодинамические электрические станции*). При термодинамическом способе происходит последовательное преобразование солнечной энергии в теплоту, а затем и в электроэнергию. Наиболее наукоемким и технологичным направлением солнечной энергетики в конце XX века признано фотоэлектрическое преобразование солнечной энергии. В производстве солнечных фотоэлектрических модулей в мире и снижении их удельной стоимости отмечается колоссальный прогресс (Geyer, Quaschning, 2000).

В настоящее время в мире установлено свыше 250 тысяч фотоэлектрических систем различной мощности, обеспечивающих энергией более 1.5 мил жителей планеты. Пиковая мощность таких систем достигла 1400 МВт, а выработка энергии – около 2.3 млрд кВт · ч. Лидерами в производстве фотоэлектрических модулей являются Япония, США, Германия, Индия.

Объем производства фотоэлектрических модулей в России пока очень мал – ниже 1 МВт в год (Тарнижевский и др., 2001).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 835

Согласно выполненному в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) районированию территории России по потенциалу солнечных ресурсов (Пивоварова, Стадник, 1988; Борисенко, Стадник, 1997) наиболее благоприятными условиями для использования фотоэлектрических модулей обладают южные районы Хабаровского края, Амурская область, Приморский край, Забайкалье и юг Алтайского края. В этих районах с 1 м^2 приемной поверхности фотоэлектрической установки, оптимально ориентируемой к солнечным лучам и имеющей КПД 15%, можно получить около 200 кВт · ч/м^2 электроэнергии за год (Стадник, Разгоняев, 2008) (рис. 6.3.3).

Высокая стоимость производства солнечных фотоэлектрических модулей и низкий КПД являются главным препятствием на пути их использования в России для электроснабжения в быту и промышленности. Их широкое внедрение рассматривается пока лишь в долгосрочной перспективе.

Тем не менее, в России уже имеются отдельные реализованные проекты по вводу в эксплуатацию солнечных электростанций (СЭС). В 2010 г. введена первая в стране солнечная электростанция (100 кВт) в Белгородской области (стоимость 1 кВт · ч составляет 9 руб.). В 2011 г. в Якутии в Кобяйском районе установлена СЭС мощностью 10 кВт, в 2012 г. на “полюсе холода” – в Оймяконском районе – была запущена вторая СЭС.

В настоящее время и в близкой перспективе в России наиболее реальным направлением использования солнечной энергии является теплоснабжение. Солнечные водонагревательные установки на базе солнечных коллекторов имеют небольшие сроки окупаемости и хорошие экологические показатели (Тарнижевский, 1996).

Существующие методики позволили оценить возможную удельную выработку тепловой энергии в разных регионах страны с использованием отечественных солнечных коллекторов (Бекман и др., 1982) (рис. 6.3.4).

В Южном и Северо-Кавказском Федеральных Округах, обладающих высоким солнечным потенциалом, удельная выработка тепловой энергии солнечным коллектором с жидким теплоносителем за безморозный период достигает 800–850 кВт · ч/м^2. В более северных густонаселенных промышленных областях России (до 60° с.ш.), где весьма актуальным является вопрос об энергосбережении, удельная выработка тепловой энергии составляет 550–700 кВт · ч/м^2. Это позволяет применять солнечные коллекторы при коттеджном строительстве для разработок новых современных проектов “гелиоархитектуры”, а также в качестве приставок для котельных и тепловых электростанций (ТЭЦ).

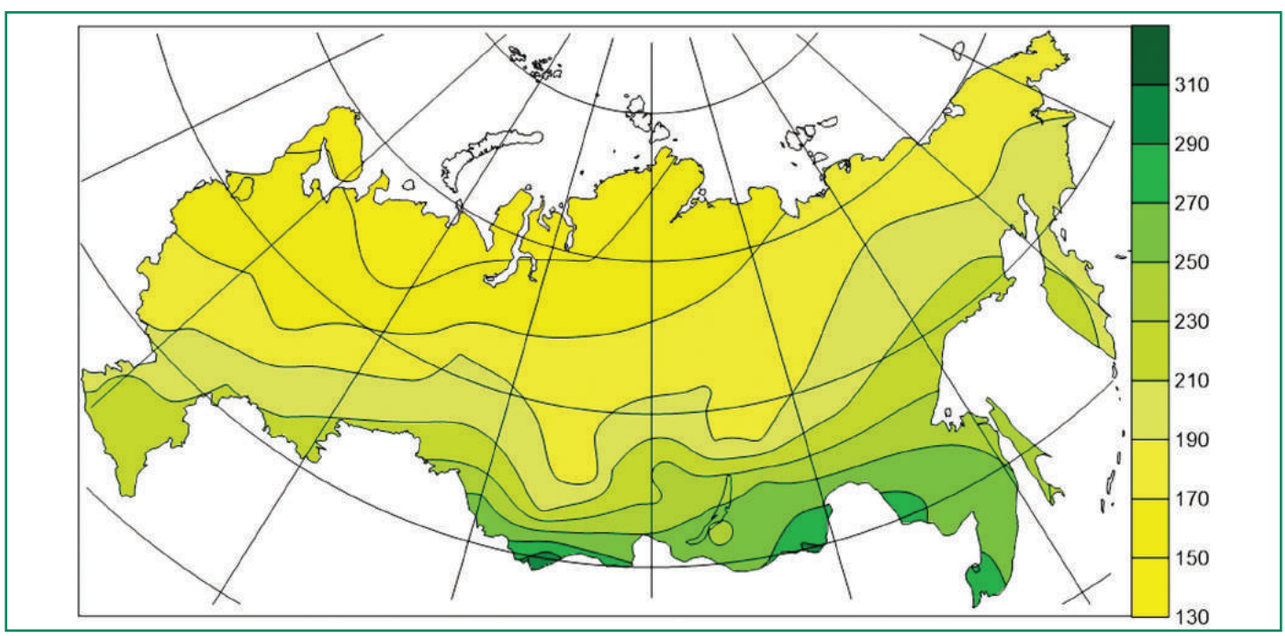


Рис. 6.3.3. Удельная годовая выработка электрической энергии фотогенератором при КПД 15% (кВт · ч/м^2).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 836

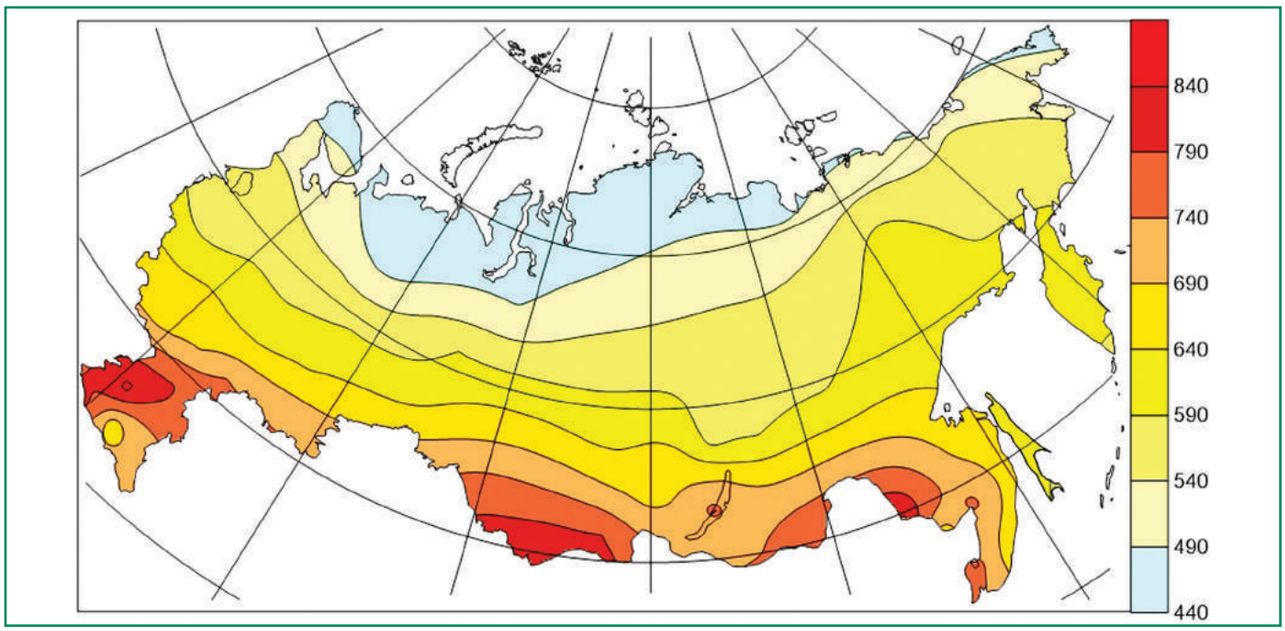


Рис. 6.3.4. Удельная годовая выработка тепловой энергии плоским солнечным коллектором (кВт · ч/м²).

Показателем развития солнечной тепловой энергетики является суммарная площадь солнечных коллекторов. На 2000 г. в мире эксплуатировалось 70 млн м² солнечных коллекторов. В России солнечные коллекторы пока не получили столь широкого применения. В настоящее время работает около 15 тыс. м² гелиоустановок, что на порядок меньше, чем было в СССР в 1990 г. (150 тыс. м²). Российские солнечные коллекторы сосредоточены, в основном, в Краснодарском крае и Бурятии.

В Краснодарском крае в летнее время 200 МВт установленной мощности местных электростанций используется на электронагрев. Эту мощность могут обеспечить и гелиоустановки. Для этого потребуется построить 100 тыс. м² солнечных коллекторов. В последние годы в Краснодарском крае было введено в эксплуатацию более 100 гелиоустановок с общей площадью солнечных коллекторов, превышающей 6000 м². Половина из них применяется для горячего водоснабжения санаториев и пансионатов. В Бурятии действует 70 установок площадью 3000 м² (Бутузов, Шетов, 2008).

Как показали расчеты (Елистратов и др. (ред.), 2010), коэффициент замещения нагрузки горячего водоснабжения за счет энергии солнца (доля солнечной энергии в покрытии нагрузки горячего водоснабжения) в южных широтах России составляет более 75% , а в средних – 55–60%.

Недостаточное использование гелиоустановок обусловлено в значительной мере экономическими причинами. Стоимость установок находится в пределах 30–90 тыс. руб. Срок окупаемости солнечных коллекторов небольшой – около 5–7 лет, реальный срок их службы 25–30 лет. При существующих и постоянно растущих ценах на органическое топливо перспективы использования энергии солнца в России связываются именно с выработкой тепловой энергии на базе плоских солнечных коллекторов.

6.3.3.3. Влияние изменений климата на гелиоэнергетические ресурсы

Для эффективного планирования развития солнечной энергетики в России необходимо иметь оценки не только естественной изменчивости потока солнечной радиации как источника энергии на Земле (Пивоварова, Стадник, 1988), но и оценить солнечные ресурсы в XXI веке в связи с глобальными климатическими изменениями.

Согласно (IPCC, 2011), в настоящее время нет убедительных оценок, указывающих на существенное влияние глобального потепления на региональные солнечные ресурсы Земли.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 837

Как, например, отмечено в работе (Burnett, Harrison, 2009), в Великобритании к 2050 г. суммарный годовой приход солнечной радиации возрастет в среднем на 2.6% (диапазон изменения по территории будет в пределах от –1.1 % до + 6.5%) по отношению к базовому периоду 1961–1990 гг. В отдельные месяцы прогнозируемое изменение солнечной радиации будет характеризоваться большей неопределенностью – оценки находятся в более широких пределах, но не более ±25% от значения базового периода.

Аналогичные выводы были получены для Мексики. Оценки, выполненные с помощью тринадцати моделей общей циркуляции, показали, что изменение месячного потенциала солнечной энергии к 2050 г. по отношению к базовому периоду 1971–2000 гг. также не выйдет за пределы ± 20% (Martinez et al., 2007).

Рассмотрим теперь возможные изменения суммарных ресурсов солнечной энергии, оцененные как средние для ансамбля 31 модели CMIP5 (здесь и далее эта группа моделей обозначается AN_31). Расчеты проводились в условиях сценария RCP 4.5 антропогенного воздействия на климатическую систему для трех периодов времени: 2011–2030 гг., 2041–2060 гг. и 2080–2099 гг. В ка-

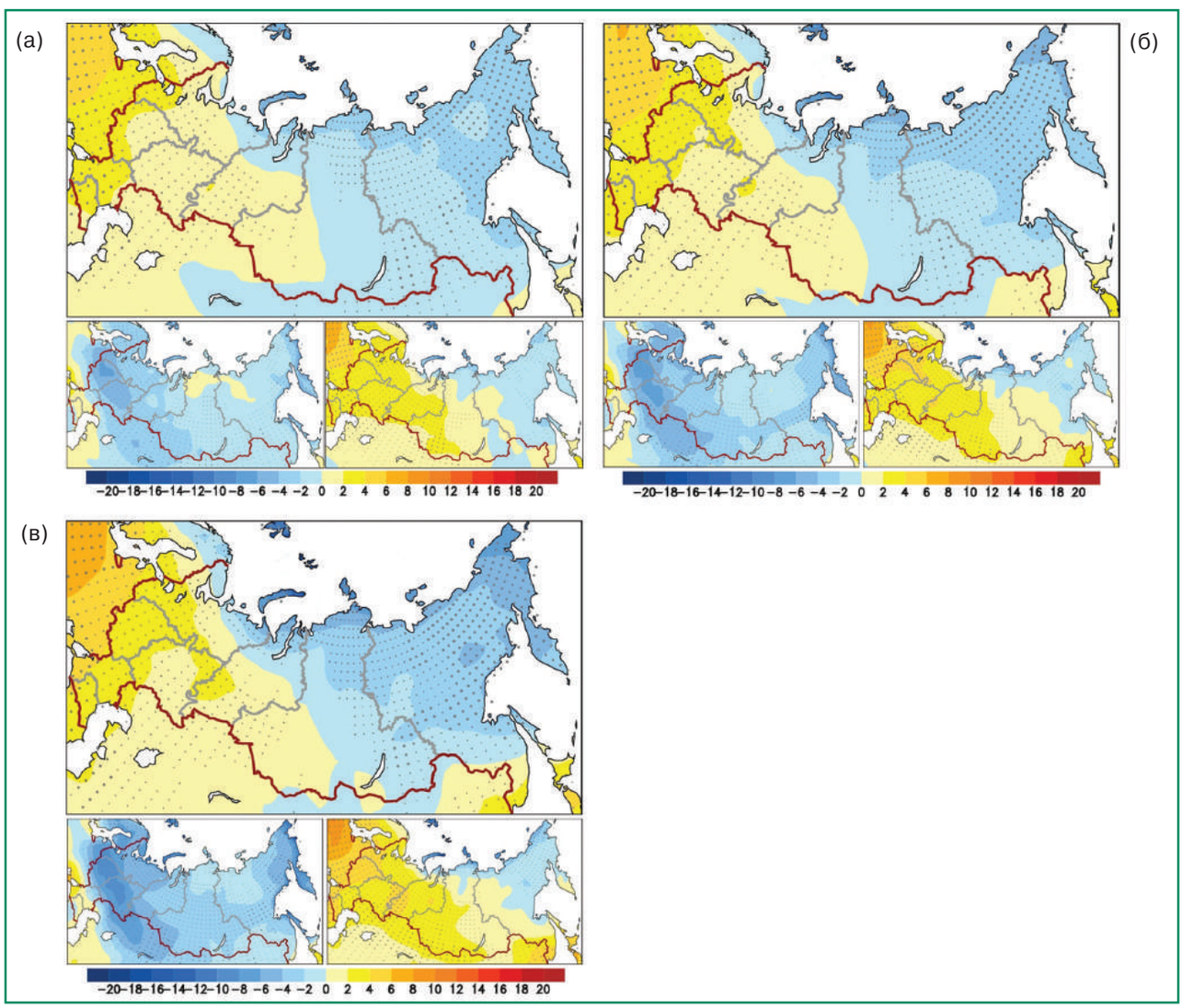


Рис. 6.3.5. Изменения (%) годового и сезонных (слева – зима, справа – лето) потоков суммарной солнечной радиации, рассчитанные по ансамблю AH_31 в условиях сценария RCP 4.5 для 2011–2030 гг. (а), 2041–2060 гг. (б) и 2081–2099 гг. (в) по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 838

честве базового периода был принят 1981–2000 гг. (Мелешко, Говоркова, 2013).

В начале XXI века (2011–2030 гг.) ожидается рост годового прихода суммарной солнечной радиации (до 2%) на ЕЧР, за исключением крайних северо-восточных районов, а также южной части Уральского и Сибирского Федеральных Округов (рис. 6.3.5).

В южной части Северо-Западного Федерального Округа, в Центральном, Южном и Северо-Кавказском Федеральных Округах ожидается рост ресурсов солнечной энергии до 4%. Практически на всей АЧР ожидается их снижение, причем интенсивность снижения будет возрастать в восточном направлении от 2 до 4%, а на островах северных морей и на Чукотке годовой приход суммарной радиации уменьшится до 6%. Уменьшение суммарного прихода солнечной радиации в восточной части страны будет происходить практически в течение всего года, а в западной части только в зимние месяцы (декабрь, январь, февраль), но на общем годовом приходе суммарной радиации в этом регионе это не скажется.

Аналогичная картина в годовом приходе солнечной радиации будет наблюдаться и в середине века (2041–2060 гг.), однако летом рост потока солнечной радиации будет более интенсивным, чем в первые десятилетия XXI века. Летний очаг положительной аномалии (2–4%) распространится практически на всю Россию, за исключением северных и северо-восточных районов АЧР, где аномалия будет слабо отрицательной (не ниже –2%). На ЕЧР, в южных районах Северо-Западного Федерального Округа и севере Центрального Федерального Округа ожидаемый рост составит 6%. В зимние месяцы приход радиации будет понижен по сравнению с базовым периодом на большей части страны на 4%, а в центральных областях ЕЧР ожидаемая отрицательная аномалия будет более глубокой (до –6%).

Не произойдет существенных изменений в годовом приходе солнечной радиации и к концу XXI века (2081–2099 гг.). По-прежнему практически вся территория ЕЧР, южная половина Уральского и Сибирского Федеральных Округов будут в зоне довольно слабой положительной аномалии (2–4%), а восточные регионы – в зоне отрицательной. В Дальневосточном Федеральном Округе ожидается более глубокая аномалия (до –4...–6%).

Проиллюстрируем влияние происходящих климатических изменений в приходе суммарной солнечной радиации на примере изменения удельной выработки тепловой энергии солнечными коллекторами, которая напрямую зависит не только от количества солнечной радиации, поступающей на его приемную поверхность, но и температуры окружающего воздуха (Бекман и др., 1982; Тарнижевский, 1996).

На приведенном выше рис. 6.3.4 удельная выработка тепловой энергии солнечным коллектором рассчитана для базового периода 1981–2000 гг. Ожидаемое изменение поступления солнечной радиации на земную поверхности может повлиять на эффективность работы солнечных коллекторов (рис. 6.3.6).

Во всех трех упомянутых периодах времени изменение эффективности выработки энергии тепловыми коллекторами будет происходить, главным образом, в соответствии с изменением потока поступающей на приемную поверхность солнечной радиации, о котором говорилось выше. В первые десятилетия XXI века возможно небольшое увеличение удельной выработки тепловой энергии на ЕЧР и в Западной Сибири (от 20 до 40 кВт · ч/м^2), а на побережье Охотского моря и на Чукотке применение солнечных коллекторов станет нерентабельным – удельная выработка может снизиться на 10 кВт · ч с квадратного метра установки. Прогнозируемый рост температуры воздуха не сможет перекрыть эффекта уменьшения потока солнечной радиации.

К середине XXI столетия и, особенно, к его концу, согласно модельному прогнозу, рост температуры будет более интенсивный, что положительно скажется на работе солнечных коллекторов даже в Дальневосточном Федеральном Округе, где приход солнечной радиации уменьшится. В западных и южных районах ЕЧР производительность работы солнечного коллектора увеличится более чем на 50–60 кВт · ч с каждого квадратного метра установки.

Приведенные оценки выполнены с использованием сегодняшних технических параметров коллекторов. Они могут измениться при достижении прогресса в технологиях создания приемных поверхностей солнечных установок.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 839

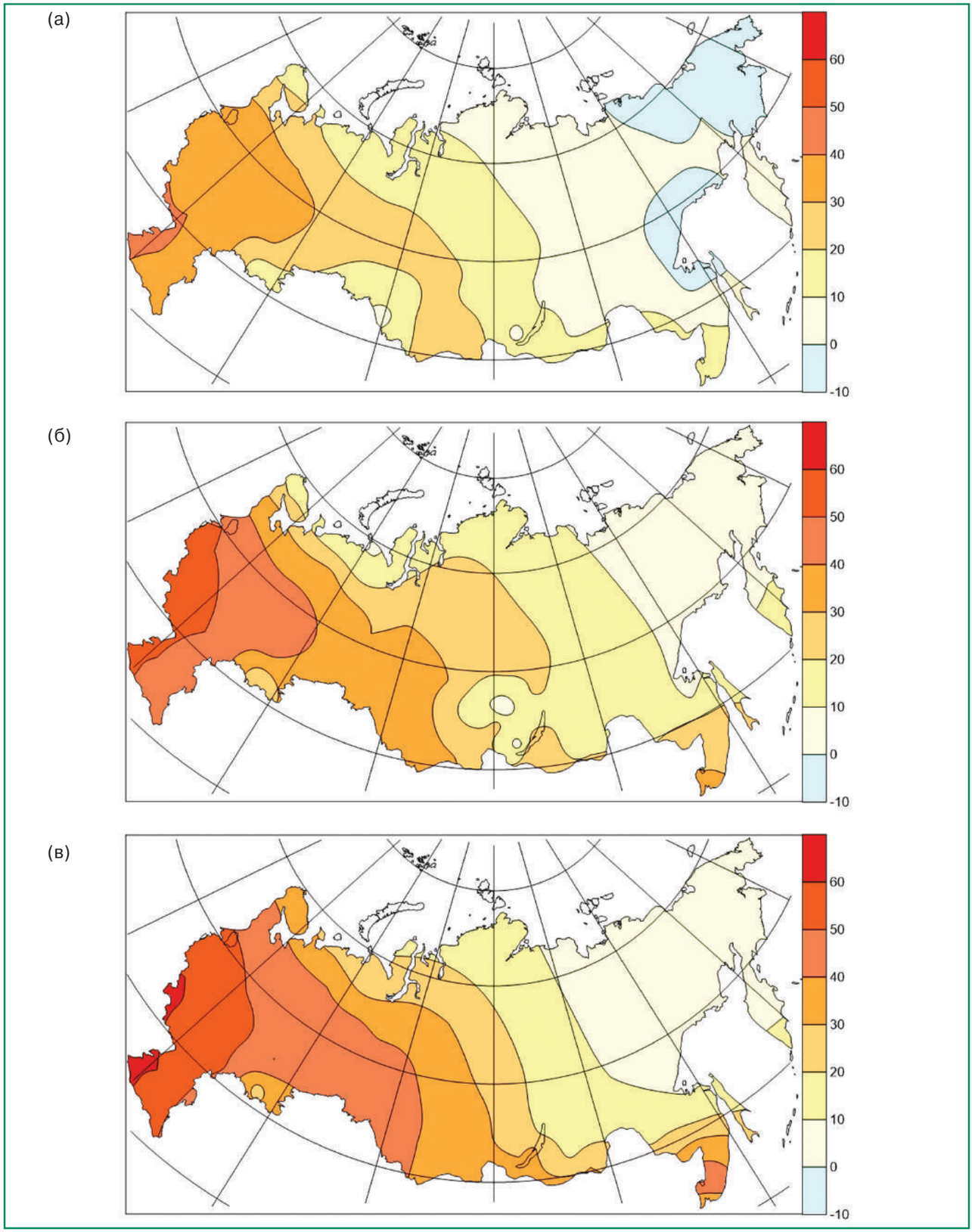


Рис. 6.3.6. Изменения (кВт · ч/м^2) удельной выработки тепловой энергии солнечным коллектором для периодов 2011–2030 гг. (а), 2041–2060 гг. (б) и 2080–2099 гг. (в) по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 840

6.3.4. Ветровая энергия

Ветер является одним из мощных источников энергии, которая может быть утилизирована в значительных масштабах. Ветровая энергия наиболее дешевая из возобновляемых видов энергии. В местах с хорошими ветровыми условиями ветроэнергетика успешно конкурирует с традиционными топливными и атомными электростанциями.

Согласно оценкам, полученным исходя из средних многолетних значений скорости ветра, мировой технический потенциал ветровой энергии на суше и в прибрежных акваториях составляет $10 \cdot 10^{20}$ Дж/год (Доклад Консультативного…, 2003).

Большая доля в мировом ветропотенциале приходится на морские ветроэнергетические ресурсы, активно осваиваемые за рубежом. Для оффшорных ветровых электростанций – ВЭС (станции морского базирования) может быть использовано до 150 тыс. км^2 шельфовых акваторий с глубиной до 35 м. Их суммарный ветровой потенциал достаточен для покрытия электропотребления, например, всей Европы (Snyder, Kaiser, 2009).

Согласно программе “Wind Force 12” (European wind association and Greenpeace) производство электроэнергии за счет энергии ветра в 2020 г. должно достичь 13% от общего производства электроэнергии в мире.

В 2009 г. на ВЭС в мире было выработано около 340 ТВт ч электроэнергии, что составило около 2% общей суммы произведенной электроэнергии. В отдельных странах это соотношение значительно больше. Например, в Дании около 20% электроэнергии вырабатывается ВЭС, в Португалии – 15%, Испании – 14%, Германии – 9%. Россия в развитии ветроэнергетики занимает пока очень низкие позиции.

Оценка технического ветроэнергетического потенциала России (Николаев и др., 2009) основывается на многолетних метеорологических и аэрологических данных и исходит из минимального расстояния между ветроэнергетическими установками, равного $10 \cdot D$ (D – диаметр ветроколеса ВЭУ (Vestas V90), $D_{v90} = 90$ м), и допустимой площади отвода земли под ВЭУ (12% от общей площади территории страны). Эта оценка показала, что технический потенциал ветроэнергетических ресурсов РФ почти в 14 раз превышает сегодняшнюю годовую выработку энергии всеми электростанциями страны – приблизительно 1000 ТВт · ч/год). Суммарная выработка установленных в России ВЭУ составляет около 180–200 ТВт · ч/год, что примерно в 70 раз меньше полученной оценки технического потенциала ветроэнергетических ресурсов.

В таблице 6.3.2, построенной по данным из (Старков, Ландберг и др., 2000), приведены оценки технического потенциала федеральных округов России.

Как видно из таблицы, хорошо обеспечены ветроэнергетическими ресурсами окраинные Федеральные Округа (Северо-Западный, Сибирский, Дальневосточный). Округа с развитой индустрией и большой плотностью населения (Центральный, Южный) обладают относительно меньшим техническим ветропотенциалом, что во многом обусловлено относительно малыми площадями их территорий.

Богатый ветроэнергетический потенциал во многих районах России создает все предпосылки к ускоренному развитию и внедрению ветроэнергетических станций.

Таблица 6.3.2. Технический потенциал ветроэнергетических ресурсов по федеральным округам России

Федеральный Округ	**Технический потенциал, млрд кВт • ч/год**
Центральный	735
Северо-западный	1785
Южный	705
Приволжский	1092
Уральский	1971
Сибирский	3442
Дальневосточный	4611
Итого	**16500**

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 841

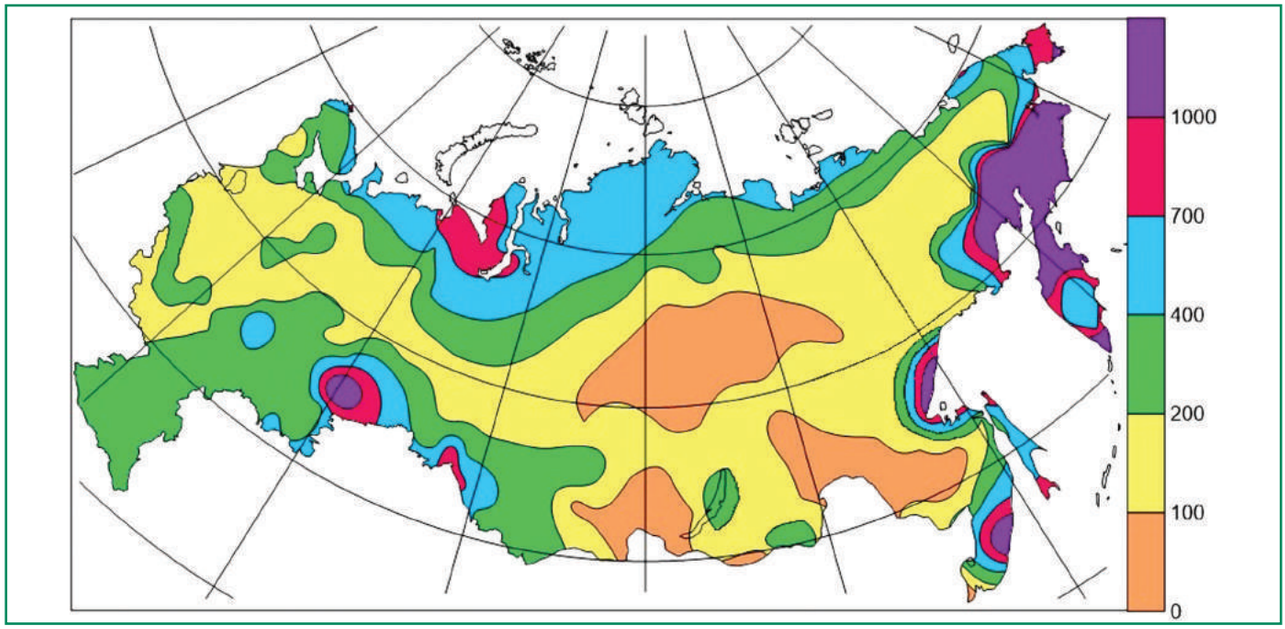


Рис. 6.3.7. Фоновое районирование территории России по значениям удельной мощности ветрового потока (Вт/м^2) на уровне 100 м над земной поверхностью.

Несмотря на то, что успехи в освоении ветроэнергетических установок в России до сих пор невелики, следует отметить положительные тенденции в решении этой проблемы. Ниже (табл. 6.3.3) приведены действующие ветроэнергетические станции и их мощности (Николаев и др., 2008).

Энергия ветра, которая может быть использована системой ветроэнергетических установок (ВЭУ), характеризуется средней годовой удельной мощностью горизонтальной составляющей ветрового потока и имеет размерность Вт/м^2. Мощность ветрового потока пропорциональна кубу скорости ветра (Николаев и др., 2009).

На рис. 6.3.7 представлена карта фонового районирования территории России по удельной мощности ветрового потока на высоте 100 м. В связи с созданием и внедрением, как в настоящее время, так и в перспективе, ВЭУ мегаваттного класса мощности ≈ 2–5 МВт с высотой башен 80–130 и более метров наибольший практический интерес представляет расчет удельной мощности ветрового потока на высоте именно 100 м. Существенным основанием для выбора высоты 100 м является также то, что эта высота является нижней границей планетарного пограничного слоя атмосферы и наличием для нее многолетних данных аэрологических измерений.

Как видно из представленной карты, наибольшим ветроэнергетическим потенциалом обладают районы вдоль берегов Карского, Берингова и

Таблица 6.3.3. Основные действующие ветроэнергетические станции (ВЭС) в России

ВЭС	Мощность	Оборудование
Воркутинская	1.25 МВт	250 кВт • 5
Калмыцкая	2 МВт	1 МВт • 2
Куликовская	5.1 МВт	21 ВЭУ(225 кВт • 20, 600 кВт • 1)
Анадырская	2.5 МВт	250 кВт • 10
Башкирская	2.2 МВт	550 кВт • 4
о. Беринга	0.5 МВт	250 кВт • 2
Ростовская	0.3 МВт	30 кВт • 10

OD-2-1-3n 12/15/14 5:22 PM Page 842

Охотского морей. Значительные ресурсы находятся в районах Среднего и Нижнего Поволжья, в степных районах Западной Сибири.

Эффективность работы ветроэнергетических установок напрямую зависит от скорости ветра, которая обладает выраженной временной изменчивостью. Исследование временной изменчивости скорости ветра за период 1960–2000 гг. показало, что в последние 15–20 лет этого периода произошло усиление ветровой активности в южной половине Восточной Сибири, особенно в Иркутской области и на севере Читинской области, на юго-западе Якутии, а также на обширных участках прибрежных зон Северного Ледовитого океана и Охотского моря. В перечисленных районах скорость ветра возросла в среднем на 15–20% (Белокрылова, 1989; Борисенко и др., 2008). Заметное уменьшение скорости ветра (от 10 до 20%) отмечалось на большей части ЕЧР (исключая ее крайний юг), в южных районах Западной Сибири, на севере Иркутской области, на большей части Республики Саха-Якутия, в Хабаровском и Приморском краях.

Особо следует отметить, что падение средней скорости ветра сочеталось с увеличением повторяемости слабых ветров (так называемых “энергетических” штилей) и уменьшением повторяемости “буревых” скоростей; исключения наблюдались лишь в некоторых прибрежных зонах (побережья Камчатки и Приморского края, о. Сахалин).

Также не отмечалось уменьшение повторяемости сильных ветров (со скоростью ≥ 20 м/с) на побережьях Ладоги и Финского залива. Над северной Европой повторяемость сильных ветров во второй половине XX века даже возросла, особенно в зимний сезон (Pryor et al., 2005).

Повторяемость “энергоактивных” скоростей ветра (≥ 5 м/с), то есть ветров умеренных, при которых происходит выработка основной доли энергии ветровыми установками, в последние 20 лет XX столетия в России мало изменилась по сравнению с предшествующими десятилетиями.

Были выполнены расчетные оценки (рис. 6.3.8) изменения среднегодовой скорости ветра у земной поверхности (h = 10 м), рассчитанные на ближайшие десятилетия (2021–2040 гг.) и середину XXI века (2041–2060 гг.) как средние по ансамблю 25 МОЦАО CMIP5 в % от значения для базового периода 1991–2010 гг. Существенных изменений в приземных скоростях ветра на большей части территории России в ближайшие десятилетия XXI века выявлено не было. По-прежнему ожидается небольшое снижение приземной скорости ветра в континентальной части России, которое составит не более 5%, и только в отдельных областях восточной части Европейской территории России, на Урале и в центре Азиатской территории прогнозируется более значительное снижение, но оно не превысит 10%.

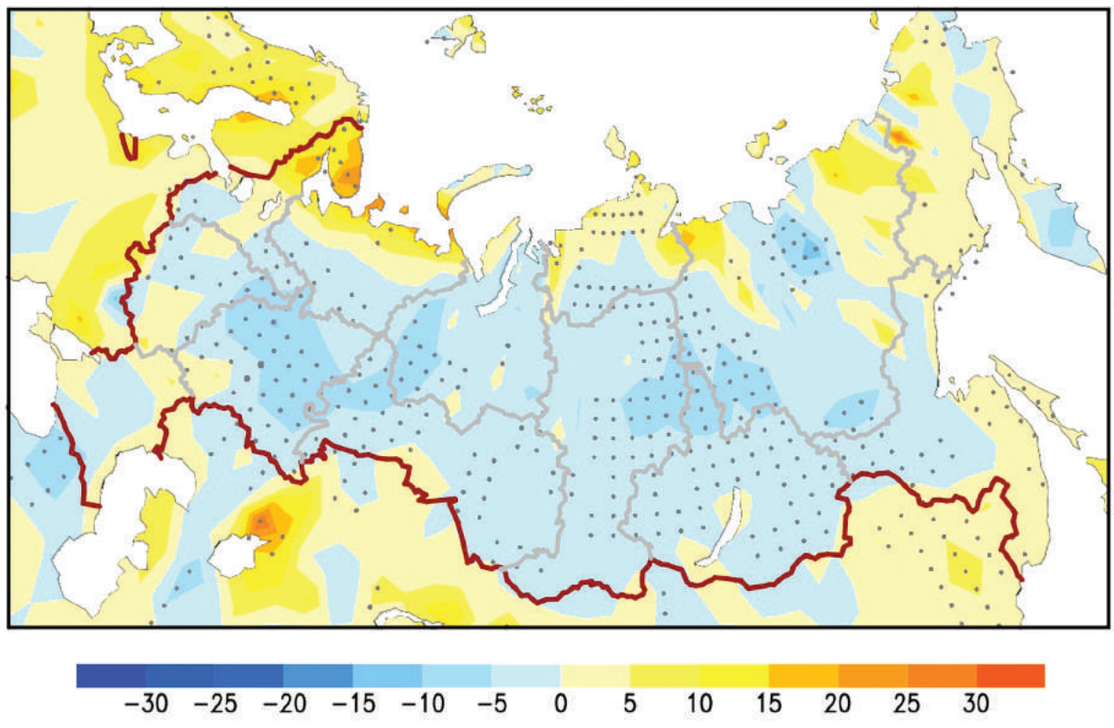
На побережьях северных морей, в Магаданской области, на Чукотке, на побережье Охотского моря скорости ветра возрастут до 5–10%. Наибольший рост среднегодовой скорости ветра ожидается в прибрежных северных районах Европейской части до 10–15%, а на Кольском полуострове до 20%. Аналогичный характер поля приземного ветра сохранится и к середине XXI века (Мелешко и др., 2008; Мелешко, Говоркова, 2013).

Приведенные результаты достаточно хорошо согласуются с зарубежными данными модельных оценок, согласно которым изменение среднегодовой скорости ветра более чем на ± 25% на большей части Европы представляется маловероятным. К концу двадцать первого века прогнозируется небольшое снижение средней скорости ветра по сравнению с контрольным периодом 1961–1990 гг. и возможно увеличение экстремальных скоростей ветра. Согласно модельным прогнозам, в отличие от осадков и температуры, изменение ветра мало по сравнению с естественной изменчивостью, а неопределенность прогнозируемых изменений ветра остается относительно высокой (Palutikof et al., 1987; 1992; Breslow, Sailor, 2002; Pryor et al., 2005; 2006; Walter et al., 2006; Bloom et al., 2008; Sailor et al., 2008; Pryor, Schoof, 2010).

Среди воздействий на окружающую среду выделяют следующие: влияние на птиц и животных, шумовое воздействие, влияние на работу телекоммуникационных устройств, визуальное восприятие в ландшафте, потребность в земле для размещения ВЭУ и эрозия почв (Дмитриев, 2004).

Следует отметить, что никакие аварийные ситуации на ветроэнергетических станциях не могут иметь катастрофических последствий для окружающей среды в отличие от АЭС и крупных ГЭС.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 843



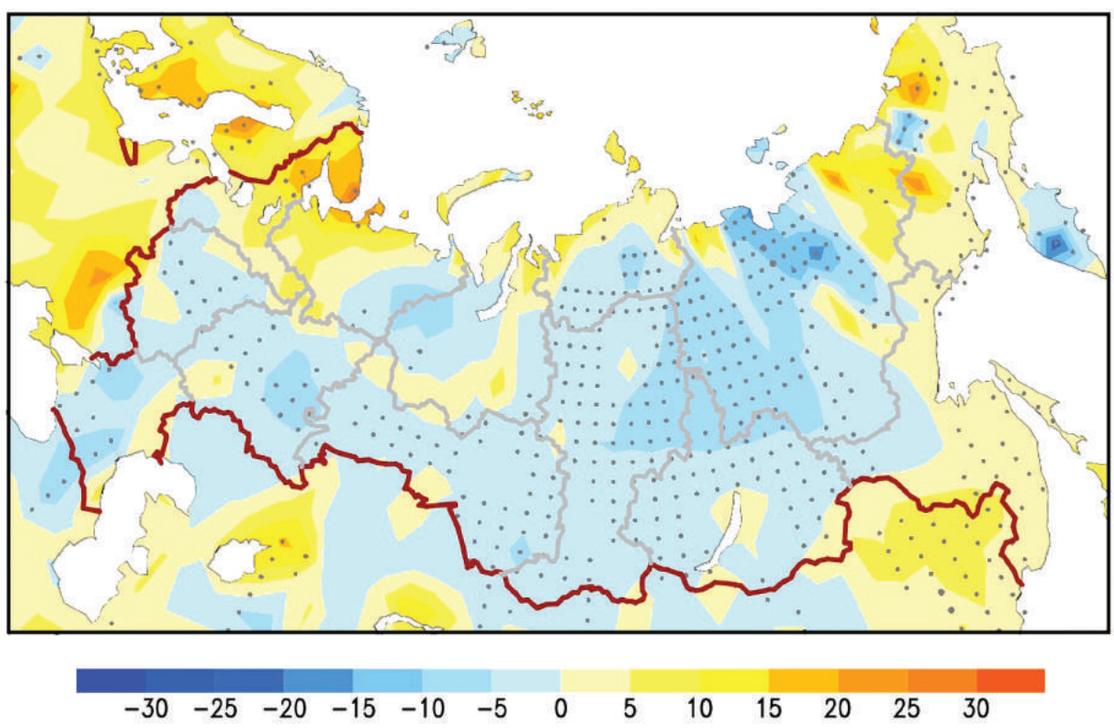


Рис. 6.3.8. Изменения среднегодовой скорости ветра у поверхности земли (*h* = 10 м), рассчитанные на ближайшие десятилетия (2021–2040 гг.) вверху и середину XXI века (2041–2060 гг.) внизу по ансамблю 25 МОЦАО CMIP5, в % по отношению к базовому периоду 1991–2010 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 844

6.3.5. Биоэнергия

Биомасса – мощный потенциальный мировой источник энергии и топлива. Первично она образуется, в основном, в процессе фотосинтеза (очень немного – в процессе хемосинтеза), когда растения, используя воду, элементы минерального питания, диоксид углерода CO_2 и энергию солнечных лучей образуют первичную продукцию биомассы. Она впоследствии распределяется по более высоким трофическим уровням в экосистемах, а отмирающие организмы образуют детрит (мертвое органическое вещество), который в процессе деструкции в конце концов превращается в воду, CO_2 и минеральные вещества. Энергия солнца, запасенная в биомассе в ходе фотосинтеза и последующего перераспределения по трофическим уровням, и есть биоэнергия, которая может быть использована в хозяйственных целях.

Биоэнергия может быть получена из различных видов биологического сырья, в том числе из лесосечных и сельскохозяйственных отходов, а также из отходов животноводства, лесных насаждений с коротким оборотом рубки, “энергетических культур” (специальные виды/сорта растений, выращиваемые с целью последующего получения энергии из биомассы), органического компонента твердых бытовых отходов и других видов органических отходов.

Благодаря целому ряду процессов это сырье может непосредственно использоваться для производства электрической и тепловой энергии, а также для получения газообразного, жидкого или твердого топлива.

Кроме получения различных видов энергии, производство биотоплива предполагает и дополнительные выгоды. Например, уборка отходов лесного хозяйства улучшает условия восстановления древостоев, уменьшает риск лесных пожаров и распространения насекомых-вредителей. В сельском хозяйстве, участвуя в севообороте, “энергетические посевы” могут улучшить качество почвы. Многолетние травы препятствуют эрозии почвы, регулируют влагооборот, способствуют очищению воды от примесей. Немаловажным является возможность использования “энергетических” трав для освоения бросовых земель и пустошей, неподходящих для производства продуктов питания.

Применение топлива, производимого из биомассы, во временном масштабе столетий не ведет к увеличению содержания CO_2 в системе атмосфера-мировой океан. Образующийся при горении биомассы диоксид углерода количественно точно соответствует CO_2, который растения, являющиеся основой топлива, абсорбировали в процессе своего роста (Volk et al., 2004).

В настоящее время общие мировые запасы биомассы на земной поверхности составляют $36 \cdot 10^{21}$ Дж, тогда как ежегодное мировое коммерческое использование всей энергии составляет $3.9 \cdot 10^{20}$ Дж (Елистратов, 2013). Одна тонна биомассы, в среднем, содержит до $2 \cdot 10^{10}$ Дж энергии, что эквивалентно 0.625 т.у.т. – тонн условного топлива.

По разным оценкам к 2050 г., в зависимости от сценариев развития мирового хозяйства, мировой потенциал биотоплива может достичь 1500 ЭДж/год (при оптимистическом сценарии – высокотехнологичное сельское хозяйство, см. (Smeets et al., 2007)), а может стать нулевым (при пессимистическом сценарии – неконтролируемый рост населения, экстенсивное развитие сельского хозяйства, см. (Wolf et al., 2003)). Наиболее реалистичная оценка дана в работах (Hoogwijk et al., 2005; Bain, 2007): при учете использования для производства биотоплива бросовых земель и повышения эффективности сельского хозяйства авторы оценили мировой потенциал биотоплива в 2050 г. в 650 ЭДж/год.

В России биоэнергетика находится на начальной стадии развития – доля биотоплива в российской малой энергетике составляет всего 0.5%. Однако возможности для ее развития в России значительны.

Ежегодно в России по разным отраслям народного хозяйства производится до 300 млн т отходов биомассы (по сухому веществу), из них: 230 млн т в сельскохозяйственном производстве; 130 млн т в животноводстве и птицеводстве; 100 млн т в растениеводстве; – в городах 70 млн т (60 млн т твердых бытовых отходов и 10 млн т осадков сточных вод). Энергетический потенциал указанного количества отходов составляет 190 млн т.у.т.; реально можно получать в год до 45 млн т.у.т. Переработка такого количества отходов только по биогазовым технологиям может

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 845

дать до 80 млрд м³ биогаза, что эквивалентно 56 млрд м³ природного газа.

В настоящее время в России отходы деревообрабатывающей промышленности наряду с другими видами топлива используют около 40 тепловых электростанций, около сотни заводов перерабатывают биомассу и сельскохозяйственные отходы в биогаз. Бытовые и промышленные отходы используются на крупных мусоросжигательных заводах. В городах России ежегодно образуется более 150 млн м³ твердых бытовых отходов (ТБО). В среднем в стране на каждого человека приходится выброс объемом 1 м³ или 200–250 кг отходов, что эквивалентно 50–60 кг угля средней теплотворной способности (Елистратов, 2013).

Первые научные разработки в области биогазовых технологий в России были сделаны более 70 лет назад. Одно из направлений – анаэробная переработка активного ила и осадков городских сточных вод. Этот радикальный метод переработки активного ила и осадков сточных вод был успешно реализован на станциях очистки в ряде городов России.

Второе направление – переработка отходов сельскохозяйственного производства, в первую очередь, животноводства и птицеводства, было начато во Всероссийском научно-исследовательском институте электрификации сельского хозяйства (ВИЭСХ) (Ковалев, Нажевникова, 1990) и продолжено в ЗАО "Экорос" (Панцхава, Пожарнов, 2003).

Биогазовые установки и станции могут функционировать в любых регионах России круглогодично в любое время суток. Необходимо лишь наличие органических отходов или доступной энергетической биомассы. Реализация и внедрение биогазовых технологий в народное хозяйство требует крупных разовых инвестиций, но они окупаются за очень короткий срок.

Наиболее перспективными источниками получения биотоплива являются отходы лесозаготовок и деревопереработки, а также отходы сельскохозяйственного производства. Так, например, объем сельскохозяйственных отходов при обработке урожая пшеницы составляет около 130% от объема полученного зерна; при производстве пиломатериалов отходы составляют 15–25%, фанеры 40–60%, целлюлозы 50–60%. В отдельных районах в качестве биотоплива может быть использован торф.

За валовой ресурс древесной биомассы обычно принимается энергия, сосредоточенная в расчетной лесосеке. Экономический потенциал биотоплива на основе отходов сельскохозяйственного производства составляет около 53.3 млн т.у.т. (434 млрд кВт · ч или 1.57 ЭДж) в год (Безруких и др., 2007).

Возможности агропромышленного комплекса РФ в производстве биотоплива не ограничиваются использованием продукции традиционного лесного хозяйства или отходов сельского хозяйства. В настоящее время уже доказана рентабельность многих энергетических культур (рапс, ива и т. д.), которые можно возделывать на неудобных для традиционных культур землях. Указанные факторы говорят о необходимости комплексного подхода к выбору сырья для получения биотоплива, наиболее соответствующего конкретным природным и экономическим условиям.

Все источники получения биотоплива в той или иной мере испытывают на себе влияние климата, но наиболее чувствительны к климатическим условиям и их изменениям лесное и сельское хозяйство – основные поставщики сырья для биотоплива в России

Процесс превращения биомассы в различные виды биотоплива на биоэнергетических заводах, как и любое производство, также подвержен влиянию климатических условий. Например, относительная влажность влияет на процессы коксования древесного угля, так как продолжительность этих процессов пропорциональна количеству древесной влаги. На производство биогаза оказывают влияние температура и влажность воздуха. Низкие температуры уменьшают производство биогаза, а высокие более благоприятны для производства. Высокая влажность может вызвать коррозию материала, а чрезмерная сухость – растрескивание оборудования. Поэтому для того, чтобы в полной мере реализовать потенциал биоэнергетики в России, планирование и проектирование биоэнергетических заводов должно производиться с учетом как современного климата, так и его ожидаемых изменений.

Будущий технический потенциал биоэнергетики может находиться под влиянием изменения

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 846

климата через воздействие на процесс производства биомассы, например, через изменившиеся почвенные условия, осадки, урожайность сельскохозяйственных культур и другие факторы. Ожидается, что общее влияние на технический потенциал биоэнергии изменения средней глобальной температуры менее чем на 2°С по отношению к доиндустриальному уровню в глобальном масштабе будет относительно небольшим. Тем не менее, можно ожидать существенных региональных различий и больших неопределенностей, которые труднее оценить по сравнению с другими вариантами ВИЭ из-за большого количества задействованных механизмов обратной связи. Влияние происходящих изменений климата в связи с повышением температуры воздуха, увеличением количества осадков и повторяемости экстремальных явлений на ресурсный потенциал биомассы изучены пока недостаточно и, вероятно, оно в разных регионах будет различным.

Производство биоэнергии подвержено не только влиянию изменения климата. Оно характеризуется также сложным взаимодействием с социальными и экологическими системами. Без должного управления землепользованием возросшее производство биомассы может столкнуться с усиленной конкуренцией за водные ресурсы в критических областях, что является весьма нежелательным, и с проблемами в отношении изменения биоразнообразия.

Существенное расширение производства биоэнергии потребует сложного управления землепользованием и водопользованием, значительного усовершенствования технологий преобразования и более глубокого понимания социальных, энергетических и экологических взаимодействий, связанных с производством и использованием биоэнергии (Gale, Kaya, 2003).

6.3.6. Геотермальная энергия

Выше были рассмотрены наиболее известные виды возобновляемых источников энергии, на которых работают энергоустановки, для которых имеется достаточно отлаженное производство оборудования, что определяет их конкурентоспособность. Вместе с тем, имеются и другие виды возобновляемой энергии, возможные для практического использования. К ним относится, в частности, геотермальная энергия (Hiriart, 2007).

Геотермальная энергия – энергия термальных подземных вод или пароводяной смеси – представляет собой естественное тепло планеты. В аспекте хозяйственного использования тепла Земли можно выделить два вида энергии – высокопотенциальную и низкопотенциальную.

Энергетические установки на основе тепла земли (ГеоТЭС) используют высокую температуру воды или пароводяной смеси. В настоящее время функционируют такие электростанции во многих странах мира. Их общая мощность около 10000 МВт.

В России большие запасы подземных термальных вод находятся в Дагестане, Чечне, Ингушетии, в Ставропольском и Краснодарском краях, на Камчатке, Курильских островах и в ряде других районов (Бутузов и др., 2011).

В последние годы в России создано высокоэффективное энергетическое оборудование, введены в эксплуатацию Паужетская (18 МВт) и Верхне-Мутновская (12 МВт) ГеоТЭС, полностью автоматизированная Мутновская ГеоТЭС мощностью 50 МВт. В Краснодарском крае эксплуатируется 12 геотермальных месторождений. Все это способствовало началу интенсивного развития геотермальной энергетики и вывело Россию в число ведущих стран мира в области использования тепла Земли для производства электроэнергии (Елистратов, 2013).

Геотермальную энергию можно использовать не только для выработки электроэнергии, но и для других целей: систем отопления помещений, обогрева теплиц, горячего водоснабжения, полива, сушки древесины и др. Однако использование высокопотенциального тепла Земли ограничено районами с определенными геологическими параметрами.

Геотермальная энергия может играть существенную роль в сокращении выбросов парниковых газов (ПГ) и, следовательно, в смягчении антропогенного воздействия на глобальный климат. На общий потенциал геотермальных ресурсов и эффективность использования геотермальной энергии для изменения климата не будет иметь каких-либо серьезных последствий (IPCC, SRREN, Chapter 4 Geothermal Energy, 2011). Однако на ме-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 847

стном уровне изменение климата, в части распределения осадков, может оказать влияние на уровни воды в неглубоких геотермально нагреваемых водоносных горизонтах. Кроме того, доступность воды для охлаждения зависит от прихода поверхностных вод, и она может быть затронута изменениями в количестве осадков, что вызовет потребность в промышленных конденсатных установках с воздушным охлаждением. Влияние этих эффектов, если они возникнут, может быть компенсировано при внесении корректив в технологию при проектировании ГеоГЭС.

При происходящем в условиях современного потепления климата увеличении повторяемости экстремальных явлений погоды (проливных дождей с сильным ветром, резких изменений температуры и влажности и др.) возможны нарушения в выработке энергии на геотермальных станциях (www.ine.gob.mx/descargas/cclimatico/e2007q.pdf). Качественное описание возможного влияния на генерацию электроэнергии на ГеоГЭС и необходимых адаптационных мероприятий на примере действующих ГеоТЭС в Мексике приводится в работе (Hiriart, 2007).

В последнее время широкое распространение получило использование низкопотенциального тепла Земли на базе тепловых насосов. Они могут использоваться в различных типах зданий и сооружений для отопления, горячего водоснабжения, кондиционирования (охлаждения) воздуха, обогрева дорожек в зимнее время года, для предотвращения обледенения, подогрева полей на открытых стадионах и т. п. В англоязычной технической литературе такие системы обозначаются как “GHP” – “geothermal heat pumps” (геотермальные тепловые насосы).

Тепловые насосы представляют собой компактные экономичные и экологически чистые энергетические установки, принцип действия которых основан на переносе тепловой энергии от источника низкопотенциальной тепловой энергии (с низкой температурой) к потребителю (теплоносителю) с более высокой температурой.

Такие устройства уже более четверти века с успехом используются в быту и промышленности в США и Западной Европе. Причем во многих городах работают сотни крупных сооружений, обладающих значительной мощностью. Сегодня тепловые насосы обеспечивают теплом Стокгольм, используя в качестве низкопотенциального источника тепла Балтийское море с температурой воды всего +8°С. В Швеции тепловые насосы обеспечивают половину общей потребности в тепловой энергии, в США – 37%. В России с 1992 года установлено более 700 тепловых насосов, которые обеспечивают менее 0.1% общей потребности в тепловой энергии (Васильев, Шилкин, 2003).

По прогнозам Мирового энергетического комитета (МИРЭК) (World Energy Committee (WEC)), примерно к 2020 г. большинство развитых стран мира может перейти к теплоснабжению на основе использования тепловых насосов (Елистратов, 2013).

Проектирование, выбор определенного типа теплового насоса, глубины установки грунтовых зондов зависят от температурного режима грунта или водного бассейна. Территория, занятая многолетней мерзлотой, в том числе и “островной”, считалась ранее непригодной для использования тепловых насосов. Однако в настоящее время разрабатываются способы использования низкопотенциального тепла и на многолетней мерзлоте.

К числу климатических характеристик, влияющих на условия эффективного использования тепловых насосов в том или ином районе, следует отнести глубину сезонного промерзания почвы и среднюю годовую температуру воздуха. Кроме того, необходимо знать теплопотери зданий, для которых планируется отопление тепловым насосом, температуру воздуха, соответствующую точке баланса, т. е. температуру, для которой теплопотери дома равны производительности теплового насоса.

Опыт показывает, что тепловой насос может покрывать 70–90% общей годовой потребности в энергии для отопления и горячего водоснабжения. Например, тепловой насос при коэффициенте преобразования 3.5–4.0 потребляет электричества 3.0–2.5 кВт, а выделяет 10 кВт тепловой энергии для обогрева батарей или теплых полов, а также для нагрева воды для бытового потребления. При низких температурах зимой тепловой насос применяется с пиковым источником, которым он укомплектован или в сочетании с имеющимся котельным оборудованием (Васильев, 2006).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 848

Использование тепловых насосов позволяет обеспечить потребности в тепловой энергии без загрязнения окружающей среды вредными выбросами и чрезмерного потребления природных ресурсов. Тепловые насосы не выбрасывают в атмосферу ни углекислый газ, ни иные продукты горения. Системы тепловых насосов сегодня считаются более "чистыми" в экологическом плане, чем самые современные высокоэффективные газовые котлы. Это подтверждает сравнительный анализ воздействия на окружающую среду тепловых насосов и газовых котлов по годовым эксплуатационным показателям сгорания, объемам выбросов в атмосферу CO_2. Так, например, тепловой насос с показателем SEER – 3.0 (коэффициент сезонной производительности) по сравнению с газовым котлом, имеющим коэффициент годовой производительности на уровне 90% (уровень чрезвычайно высокий и труднодостижимый), выбрасывает в атмосферу CO_2 на 40% меньше, чем котел той же мощности за аналогичный промежуток времени (Laue, 1999).

По результатам оценок, полученных с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), на большей части территории России (без учета зоны многолетней мерзлоты) при наблюдаемом росте температуры воздуха использование тепловых насосов в качестве отопительных систем к середине XXI века станет еще более выгодным (Елистратов и др. (ред.), 2010). Однако в зарубежных исследованиях отмечается, что в некоторых энергетических установках изменение температуры окружающей среды может повлиять на отвод тепла и, возможно, будет неблагоприятно воздействовать на производство энергии (Hiriart, 2007).

6.3.7. Адаптации

Возобновляемые источники энергии являются ключевым инструментом в адаптации к изменяющемуся климату планеты. Программы адаптации, направленные на использование возобновляемых источников энергии, должны предусматривать комплекс научно-технических и организационно-управленческих мер.

Для России возобновляемые источники энергии – тема весьма непростая (www.ifc.org/wps/wcm/connect/.../Green+Giant+RUS.pdf?MOD=AJPERE).

С одной стороны, выражена политическая воля увеличивать использование ВИЭ и намечена цель: довести к 2020 году долю производства и потребления электрической энергии, вырабатываемой на основе использования технологий ВИЭ, до 2.5% от общего объема (цифра скорректирована распоряжением Правительства № 512-р от 3 апреля 2013 г. против 4.5%, заявленных ранее (Распоряжение Правительства…, 2009)). С другой стороны, конкретные меры поддержки разрабатываются очень медленно. Сегодня, спустя более двух лет после объявления целевых показателей, все еще отсутствует нормативно-правовая база, способная сделать инвестиции в ВИЭ в России экономически эффективными.

Необходимость использования ВИЭ в России в части защиты окружающей среды, экономики и энергетической безопасности очевидна. Любые задержки в принятии мер поддержки ВИЭ приведут к повышению стоимости достижения целевых показателей и к непрямым затратам, связанным с упущенной выгодой от использования генерации на основе ВИЭ.

Необходима детальная проработка законодательства по развитию и использованию возобновляемых источников энергии, чтобы адаптировать оптовый рынок электроэнергии под участие объектов ВИЭ. Для повышения конкурентоспособности объектов на базе ВИЭ необходимо подтвердить значимость объектов ВИЭ в Генеральной схеме размещения объектов электроэнергетики. В настоящее время генерирующие объекты ВИЭ неконкурентоспособны на оптовом рынке электроэнергии. Правила торговли электрической энергией и мощностью не адаптированы к особым характеристикам функционирования большинства генерирующих объектов ВИЭ. Федеральный закон "Об электроэнергетике" явным образом не определяет механизм поддержки ВИЭ на розничном рынке.

Есть примеры реализации региональной политики в области ВИЭ на розничном рынке, например, в Белгородской области. Одним из механизмов поддержки ВИЭ на региональном уровне может быть установление минимального уровня тарифов на электрическую энергию по типам

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 849

объектов ВИЭ, исходя из методики определения экономически обоснованных капитальных затрат. Такие тарифы могут быть с достаточной степенью точности определены и установлены на долгосрочной период.

6.3.8. Заключение

Все возобновляемые источники энергии в той или иной степени основываются на климатическом потенциале региона, в котором предполагается их использование.

Во многих субъектах Российской Федерации имеются два-три вида ВИЭ, при комплексном использовании которых удаленные не электрифицированные потребители могут быть в значительной степени обеспечены энергоресурсами.

Регионы Крайнего севера (от Кольского полуострова до Камчатки), прибрежные зоны Северного Ледовитого и Тихого океанов, Балтийского и Каспийского морей обладают значительными энергоресурсами ветра. Зоны с благоприятными климатическими условиями для использования солнечной энергии (ежегодный приход солнечной радиации – более 1000 кВт · ч на м^2) составляют больше половины территории России, где проживает около 49 млн сельских жителей и производится около 60% валового объема сельскохозяйственной продукции. Горные районы Сибири, Дальнего Востока, Кавказа обладают значительными гидроэнергетическими ресурсами малых рек (технический потенциал микро- и малых ГЭС мощностью до 200 кВт оценивается в 86.3 млрд кВт · ч/год). Месторождения термальных вод в районах Северного Кавказа, Камчатки, Сибирского плоскогорья и некоторых районов Дальнего Востока оцениваются в 20 млн м^3 в сутки при температуре от 50 до 250°С. Отходы растениеводства и животноводства, которые частично используются в качестве топлива, составляют около 340 млн т в год.

Несмотря на наличие в России больших ресурсов различных видов ВИЭ, масштабного использования возобновляемых источников энергии пока нет, однако в настоящее время придается определенный импульс их развитию. Так, если общая доля ВИЭ всех видов в суммарной выработке тепловой энергии в России в 2007 году составила около 5%, а электрической (без крупных ГЭС) – около 0.9%, то к 2020 г. она должна возрасти до 2.5%.

Солнечная энергия. Основными характеристиками солнечных энергетических ресурсов в заданном районе являются продолжительность солнечного сияния, количество прямой и суммарной солнечной радиации, поступающей на земную поверхность.

Вся южная часть России обладает достаточно высокими солнечными ресурсами, которые могут быть использованы для выработки электрической и тепловой энергии. Особо следует отметить высокий солнечный потенциал Якутии, где в апреле и мае месячные суммы суммарной солнечной радиации в ее северных районах так же высоки, как на северном Кавказе и в Астраханской области – более 165 кВт · ч/м^2 (600 МДж/м^2).

При будущем климате, рассчитанном как средний по ансамблю моделей AR_31 в условиях сценария антропогенного воздействия на климатическую систему RCP 4.5 для трех периодов времени – 2011–2030 гг., 2041–2060 гг. и 2080–2099 гг., изменение годового прихода суммарной солнечной радиации во все три периода по отношению к базовому периоду 1981–2000 гг. будет практически одинаковым. Территория ЕЧР, южная половина Уральского и Сибирского Федеральных Округов будут в зоне довольно слабой положительной аномалии (2–4%), а восточные регионы – в зоне отрицательной. В Дальневосточном Федеральном Округе к концу века ожидается более глубокая отрицательная аномалия (до –4...–6%).

Перспективы использования энергии солнца в России, в основном, связываются с выработкой тепловой энергии на базе плоских солнечных коллекторов.

В областях Южного и Северо-Кавказского Федеральных Округов, обладающих высоким солнечным потенциалом, удельная выработка тепловой энергии солнечным коллектором с жидким теплоносителем за безморозный период составляет 850–900 кВт · ч/м^2. В более северных густонаселенных промышленных областях России (до 60° с.ш.), где весьма актуальным является вопрос об энергосбережении, удельная выработка тепловой энергии составляет 500–700 кВт · ч/м^2, и также имеется возможность применять солнеч-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 850

ные коллекторы в качестве приставок для котельных и ТЭЦ и для разработок новых современных проектов в строительстве.

Коэффициент замещения нагрузки горячего водоснабжения за счет солнечной энергии в средних широтах России составляет 55–60%, а в южных – более 75%.

Происходящие изменения климата могут повлиять на эффективность работы солнечных энергетических установок, в частности, на выработку тепловой энергии солнечными коллекторами, которая напрямую зависит не только от количества солнечной радиации, поступающей на его приемную поверхность, но и температуру окружающего воздуха.

В первые десятилетия XXI века возможно небольшое увеличение удельной выработки тепловой энергии на ЕЧР и в Западной Сибири (от 20 до 40 кВт · ч/м^2), а на побережье Охотского моря и на Чукотке применение солнечных коллекторов станет не рентабельным, поскольку удельная выработка может снизиться на 10 кВт · ч с квадратного метра установки. Прогнозируемый рост температуры воздуха не сможет компенсировать эффект снижения потока солнечной радиации. К середине XXI столетия и, особенно, к его концу, согласно оценке будущего климата, рост температуры будет более интенсивный, что положительно скажется на работе солнечных коллекторов даже в Дальневосточном Федеральном Округе. Особенно благоприятные условия для широкого использования тепловых солнечных установок будут в западных и южных районах ЕЧР, где удельная выработка тепловой энергии увеличится более, чем на 50–60 кВт · ч с каждого квадратного метра установки.

Ветровая энергия. Богатый ветроэнергетический потенциал во многих районах России создает все предпосылки к ускоренному развитию и внедрению ветроэнергетических станций и установок.

Хорошо обеспечены ветроэнергетическими ресурсами окраинные округа – Северо-Западный, Сибирский, Дальневосточный. Особенно большим ветроэнергетическим потенциалом обладают районы вдоль берегов Карского, Берингова и Охотского морей. Федеральные Округа с развитой индустрией и большой плотностью населения (Центральный, Южный) характеризуются меньшим ветропотенциалом, но районы Среднего и Нижнего Поволжья, степные районы Западной Сибири также богаты ветровыми ресурсами. Исследование временной изменчивости скорости ветра за период 1960–2000 гг. показало, что в последние 15–20 лет этого периода уменьшились скорости ветра на большей части территории России, увеличилась повторяемость слабых ветров (так называемых “энергетических” затиший), уменьшилась повторяемость “буревых” скоростей. Исключения наблюдались в прибрежных зонах (побережья Камчатки и Приморского края, о. Сахалин, побережья Ладоги и Финского залива), где мало изменилась повторяемость диапазона “энергоактивных” скоростей ветра (≥ 5 м/с), т. е. умеренных ветров, при которых происходит выработка основной доли энергии.

Были проведены специальные расчеты изменений среднегодовой скорости ветра у поверхности земли (h = 10 м), рассчитанные на ближайшие десятилетия (2021–2040 гг.) и середину XXI века (2041–2060 гг.). Климат рассчитывался как средний по ансамблю из 25 МОЦАО CMIP5, а изменения в среднегодовой скорости ветра – в % от значения базового периода 1991–2010 гг. (Мелешко, Говоркова, 2013). Существенных изменений в приземных скоростях ветра на большей части территории России в ближайшие десятилетия XXI века при этих расчетах обнаружено не было.

В первой половине XXI в. снижение приземной скорости ветра в континентальной части России составит не более 5%, в отдельных областях восточной части ЕЧР, на Урале и в центре АЧР – до 10%. На побережьях северных морей, в Магаданской области, на Чукотке, на побережье Охотского моря скорости ветра возрастут до 5–10%. Наибольший рост ожидается в прибрежных северных районах ЕЧР – до 10–15%, а на Кольском полуострове до 20%. Аналогичный характер поля приземного ветра сохранится и к середине XXI века.

Для России в области ветроэнергетики наиболее перспективным является развитие малой автономной ветроэнергетики (до 100 кВт на базе ВЭУ с номинальной мощностью порядка 1–30 кВт), автономной ветроэнергетики средней мощности (0.1–1 МВт на базе ВЭУ с номиналь-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 851

ной мощностью 100–800 кВт, работающих параллельно с дизельными электростанциями и малыми ГЭС), сетевой ветроэнергетики (2 МВт и выше на базе ВЭУ с мощностью порядка 1 МВт).

Биоэнергия. Биомасса или биоресурсы — мощный потенциальный мировой источник топлива и энергии. В России биоэнергетика находится в начальной стадии развития (доля биотоплива в российской малой энергетике составляет пока всего 0.5%). Однако возможности для ее развития в РФ значительны. Ежегодно в России по разным отраслям народного хозяйства производится до 300 млн т отходов биомассы (по сухому веществу). Энергетический потенциал указанного количества отходов составляет 190 млн т.у.т. Реально можно получать в год до 45 млн т.у.т. Переработка такого количества отходов только по биогазовым технологиям может дать до 80 млрд м^3 биогаза, что эквивалентно 56 млрд м^3 природного газа.

Будущий технический потенциал биоэнергетики может находиться под влиянием изменения климата через воздействие на производство биомассы, например, через изменившиеся почвенные условия, осадки, урожайность сельскохозяйственных культур и другие факторы. Ожидается, что общее влияние изменения средней глобальной температуры менее чем на 2°C на технический потенциал биоэнергии в глобальном масштабе будет относительно небольшим. Влияние происходящих изменений климата на ресурсный потенциал биомассы изучено пока недостаточно и, вероятно, оно в разных регионах будет различным. Производство биоэнергии зависимо не только от изменения климата. Оно характеризуется сложным взаимодействием с социальными и экологическими системами.

Геотермальная энергия. Геотермальная энергия представляет собой естественное тепло планеты. При использовании тепла Земли можно выделить два вида энергии – высокопотенциальную и низкопотенциальную. Большие запасы подземных термальных вод находятся в Дагестане, Чечне, Ингушетии, Северной Осетии, Ставропольском и Краснодарском краях, на Камчатке и ряде других районов России.

В последние годы в России создано высокоэффективное энергетическое оборудование, введены в эксплуатацию Паужетская и Мутновская ГеоТЭС. В Краснодарском крае эксплуатируется 12 геотермальных месторождений.

Геотермальную энергию можно использовать не только для выработки электроэнергии, но и других целей: систем отопления помещений, обогрева теплиц, горячего водоснабжения, полива, сушки древесины и др. Однако использование высокопотенциального тепла Земли ограничено районами с определенными геологическими параметрами.

В последнее время широкое распространение получило использование низкопотенциального тепла земли на базе тепловых насосов. Проектирование, выбор определенного типа теплового насоса, глубины установки грунтовых зондов зависят от температурного режима грунта или водного бассейна. На температурный режим верхних слоев грунта и тепловые процессы, определяющие характеристики грунта как источника низкопотенциальной тепловой энергии, оказывает влияние влага атмосферных осадков, а также грунтовые воды, от которых зависит влажность грунтового массива и миграция влаги в его поровом пространстве.

По результатам оценок, основанных на моделях МОЦАО, на большей части территории России (без учета зоны многолетней мерзлоты) при наблюдаемом росте температуры воздуха использование тепловых насосов в качестве отопительных систем к середине XXI века станет более рентабельным. В зарубежных исследованиях также отмечается, что постепенное повышение температуры окружающей среды, связанное с изменением климата, не окажет существенного влияния на работу тепловых насосов. Однако в некоторых энергетических установках резкие изменения температуры могут повлиять на отвод тепла и, возможно, будут неблагоприятно воздействовать на производство энергии.

Развитие новых энергетических направлений на базе ВИЭ в России, помимо большого энергетического, экономического, экологического эффекта, может оказать позитивное воздействие на возрождение и дальнейшее повышение технологического и индустриального уровня страны.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 852

6.3.9. Литература

Бальзаминов М. И., Елистратов В. В., 2008. Возобновляемые источники энергии: аспекты комплексного использования, Саратов, Изд-во Офорт, 305 с.

Безруких П. П., Стребков Д. С., 2005. Возобновляемая энергетика: Стратегия, ресурсы, технология. М., ГНУ ВИЭСХ, 264 с.

Безруких П. П. (ред.), 2007. Справочник по ресурсам возобновляемых источников энергии России и местным видам топлива (показатели по территориям), М., ИАЦ Энергия, 272 с.

Безруких П. П., 2012. О роли ВИЭ в устойчивом развитии и энергоэффективности, Сборник трудов 9 Международной конференции "Возобновляемая и малая энергетика 2012", М., Комитет ВИЭ РосСНИО, с. 166–180.

Бекман У., Клейн С., Даффи Дж., 1982. Расчет систем солнечного теплоснабжения, М., Энергоиздат., 78 с.

Белокрылова Т. А., 1989. Об изменении скоростей ветра на территории СССР, Труды ВНИИГМИ МЦД, вып. 150, с. 38–47.

Бутузов В. А., Шетов В. Х., 2008. Возобновляемые источники энергии. Региональный опыт Краснодарского края, Энергосбережение, № 6, с. 81–83.

Бутузов В. А., Томаров Г. В., Шетов В. Х., 2011. Модернизация геотермальной системы теплоснабжения, Энергосбережение, № 3, с. 78–81.

Борисенко М. М, Стадник В. В. (ред.), 1997. Атлас ветрового и солнечного климатов России, СПб, 173 с.

Борисенко М. М., Гобарова Е. О., Жильцова Е. Л., 2008. Оценка ветроэнергетических ресурсов на территории России, Труды ГГО, вып. 557, с. 53–66.

Васильев Г. П., Шилкин Н. В., 2003. Использование низкопотенциальной тепловой энергии Земли в теплонасосных системах, АВОК, № 2, с. 52–61.

Васильев Г. П., 2006. Теплоснабжение зданий и сооружений с использованием низкопотенциальной тепловой энергии поверхностных слоев Земли, М., изд. дом "Граница", 176 с.

Виссарионов В. И., Дерюгина Г. В., Кузнецова В. А., Малинин Н. К., 2008. Солнечная энергетика. М., Изд. дом МЭИ, 276 с.

Дмитриев Г. С., 2004. Что несет с собой развитие ветроэнергетики (экологические аспекты), Энергия, № 8, с. 11–19.

Доклад Консультативного совета Германии по глобальным проблемам (WBGU), 2003. ("World in Transition – Towards Sustainable Energy Systems").

Елистратов В. В., Кобышева Н. В., Сидоренко Г. И. (ред.), 2010. Климатические факторы возобновляемых источников энергии, СПб, Наука, 235 с.

Елистратов В. В., 2013. Возобновляемая энергетика, СПб, Наука, 307 с.

Кобышева Н. В. (ред.) и др. , 2001. Климат России, СПб, 655 с.

Ковалев Ф. Ф., Нажевникова А. Н., 1990. Технологические линии утилизации отходов животноводства в биогаз и удобрения, М., Агропромиздат, 241 с.

Мелешко В. П., Говоркова В. А., 2013. Успешность расчета современного регионального климата с помощью ансамбля моделей CMIP3 и CMIP5, Труды ГГО, вып. 568, с. 26–50.

Мелешко В. П., Катцов В. М., Мирвис В. М., Говоркова А. А., Павлова Т. В., 2008. Климат России в XXI веке. Часть 3: Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана CMIP3, Метеорология и гидрология, № 9, с. 5–19.

Николаев В. Г., Ганага С. В., Кудряшов Ю. И., 2008. Национальный кадастр ветроэнергетических ресурсов России и методические основы их определения, М., Изд. "Атмограф", 584 с.

Николаев В. Г., Ганага С. В., Кудряшов Ю. И., Вальтер Р., Виллемс П., Санковский А. Г., 2009. Перспективы развития возобновляемых источников энергии в России. Результаты проекта TACIS Europe Aid/116951/C/SV/RU/, М., Изд. "Атмограф", 456 с.

Оценочный доклад об изменении климата и их последствиях на территории Российской Федерации, 2008. т. 1. Изменения климата, М., Росгидромет, 227 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:23 PM Page 853

Панцхава Е. С., Пожарнов В. А., 2003. Высокорентабельные биогазовые технологии. Перспективы внедрения в России и их роль в экономике сельскохозяйственного производства, Сб. докладов МНТК "Возобновляемая энергетика", СПб, СПбГПУ, с. 122–128.

Пивоварова З. И., 1977. Радиационные характеристики климата СССР, Л., Гидрометеоиздат, 335 с.

Пивоварова З. И., Стадник В. В., 1988. Климатические характеристики солнечной радиации как источника энергии на территории СССР, Л., Гидрометеоиздат, 291 с.

Распоряжение Правительства РФ №1 от 08.01.2009. Об утверждении основных направлений Государственной политики в сфере повышения энергетической эффективности в электроэнергетике на основе использования возобновляемых источников энергии на период до 2020 г.

Стадник В. В., Разгоняев Ю. В., 2008. Оценка суммарного прихода суммарной радиации, поступающей на наклонные поверхности, Труды ГГО, вып. 557, с. 67–84.

Стадник В. В. и др., 2013. О возможности совместного использования сумм солнечной радиации, полученных разными способами, Труды ГГО, вып. 569, с. 148–158.

Старков А. Н., Ландберг Л., Безруких П. П., Борисенко М. М., 2000. Атлас ветров России, М., Можайск–Терра, 560 с.

Стребков Д. С., 1993. О развитии солнечной энергетики в России, Труды международного симпозиума "Автономная энергетика сегодня и завтра", СПб, с. 36–39.

Статистический сборник. Регионы России. Социально-экономические показатели. 2007. М., Федеральная служба государственной политики, 991 с.

Тарнижевский Б. В., 1996. Оценка эффективности применения солнечного теплоснабжения в России, Теплоэнергетика, № 5, с. 15–18.

Тарнижевский Б. В., Шмидт И. А., Додонов Л. Д. и др., 2001. Методика и результаты расчета выработки энергии солнечными фотоэлектрическими установками, Изв. РАН, Энергетика, № 6, с. 27–37.

Чернокульский А. В., 2012. Гелиоэнергетика и изменение климата, Академия Энергетики, т. 5, № 49, с. 36–40.

Энергетическая стратегия России на период до 2030 г., 2009. М., Министерство промышленности и энергетики РФ.

Bain R. L., 2007. World Biofuels Assessment, Worldwide Biomass Potential: Technology Characterizations, National Renewable Energy Laboratory, Golden, CO, USA, 140 pp.

Bloom A., Kotroni V., Lagouvardos K., 2008. Climate change impact of wind energy availability in the Eastern Mediterranean using the regional climate model PRECIS, Natural Hazards and Earth System Sciences, vol. 8, pp. 1249–1257.

Breslow P. B., Sailor D. J., 2002. Vulnerability of wind power resources to climate change in the continental United States, Renewable Energy, vol. 27, pp. 585–598.

Burnett D., Harrison G., 2009. Climate Change and The UK Solar Energy Resource, Institute for Energy Systems The University of Edinburgh.

Crook J. A., 2011. Climate change impacts on future photovoltaic and concentrated solar power energy output, Energy and environmental science, vol. 4, pp. 3101–3109.

Gale J., Kaya Y., 2003. A life cycle analysis of biomass energy system tanking [sic] sustainable forest management into consideration .In: Greenhouse Gas Control Technologies – 6th International Conference, Kyoto, Japan, 1–4 October 2002. Pergamon, Oxford, pp. 1383–1388.

Geyer M., Quaschning V., 2000. Solar thermal power, Renewable Energy World, July–Aug., 2000, pp. 184–191.

Hiriart G., 2007. Impacto del cambio climatico sobre la generaciyn elqctrica con fuente de energia geotermica (Impact of climate change on power generation from geothermal energy source). In:. Escenarios de energias renovables en Mexico bajo cambio climatico, pp. 83–105.

Hoogwijk M. et al., 2005. Potential of biomass energy out to 2100, for four IPCC SRES land-use scenarios, Bimass and Bioenergy, 29 (4), 225–257.

Hoogwijk M., Supersberger N., von Winterfeld U., Samadi S., 2009. Role Potential of Renewable

OD-2-1-3n 12/15/14 6:45 PM Page 854

Energy and Energy Effi ciency for Global Energy Supply. Climate Change, 18. Federal Environment Agency, Dessau-Rosslau, Germany, 336 pp.

IPCC, 2011: Special Report on Renewable Energy Sources and Climate Change Mitigation. Chapter 3. Direct Solar Energy. pp. 341–343.

Martinez A. T. et al., 2007. Scenarios de energias renovable en Mexico bajo cambio climatico, Instinuto de ecologia, A.C.

Palutikof J. P., Guo X., Halliday J.A., 1992. Climate variability and the UK wind resource, Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics, vol. 39, pp. 243–249.

Palutikof J. P., Kelly P. M., Davies T. D., Halliday J. A., 1987. Impacts of spatial and temporal windspeed variability on wind energy output, Journal of Climate and Applied Meteorology, vol. 26, pp. 1124–1133.

Pryor S. C., Barthelmie R. J., Kjellstrom E., 2005. Potential climate change impact on wind energy resources in northern Europe: analyses using a regional climate model, Climate Dynamics, vol. 25, pp. 815–835.

Pryor S. C., Schoof J. T., Barthelmie R. J., 2006. Winds of change? Projections of near-surface winds under climate change scenarios, Geophysical Research Letters, vol. 33, L11702.

Pryor S. C., Schoof J. T., 2010. Importance of the SRES in projections of climate change impacts on near-surface wind regimes, Meteorologische Zeitschrift, vol. 19, pp. 267–274.

Sailor D. J., Smith M., Hart M., 2008. Climate change implications for wind power resources in the Northwest United States, Renewable Energy, vol. 33, pp. 2393–2406.

Smeets E. V. W. et al., 2007. A botton-up assessment and review of dlobal bio-energy potentials to 2050, Progress in Energy and Combustion Science, vol. 33, no. 1, pp. 56–106.

Snyder B., Kaiser M. J., 2009. A comparison of offshore wind power development in Europe and the US: Patterns and drivers of development, Applied Energy, vol. 86, pp. 1845–1856.

Trenberth K. E., Fasullo J. T., Kiehl J., 2009. Earth's global energy budget, Bulletin of american meteorological society, March, pp. 311–323.

Walter A., Keuler K., Jacob D., Knoche R., Block A., Kotlarski S., MullerWestermeier G., Rechid D., Ahrens W., 2006. A high resolution reference dataset of German wind velocity 1951–2001 and comparison with regional climate model results, Meteorologische Zeitschrift, vol. 15, pp. 585–596.

Volk T. A, Tharakan P. J., Abrahamson L. P., White E. H., 2003. Greater Potential for Renewable Biomass Energy, BioSciense, vol. 53, no. 7, pp. 60–621.

"Wind Force 12" Summare Results in 2020, 2005. GWEC.

Wolf J., Bindraban P. S., Luijten J. C., Vleeshouwers L. M., 2003. Exploratory study on the land area required for global food supply and the potential global production of bioenergy, Agricultural systems, vol. 76, pp. 841–861.

Глава 6.4. ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ НА МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЕ

О. А. Анисимов

В. И. Гребенец, Д. А. Стрелецкий

6.4.1. Введение

В России около 65% территории расположено в зоне распространения многолетнемерзлых пород (ММП), которые часто называют многолетней или вечной мерзлотой. Здесь сосредоточено свыше 30% разведанных и более 90% потенциальных запасов углеводородного сырья, находится значительная часть месторождений золота, олова, никеля, меди, каменного угля, торфа, ресурсов леса и пресной воды, а также гидроэнергии (Анисимов и др., 2012). На этой территории расположено около 370 деревень и поселков, более 80% из них находятся в береговой зоне арктических морей. В российской части Арктики имеются города с населением более 100 тыс. человек, крупные речные порты, развитая городская, транспортная и промышленная инфраструктура, в то время как в зарубежной Арктике наиболее распространено компактное проживание людей в небольших поселках и коммунах (Оценочный отчет…, 2010). На рис. 6.4.1 показаны

OD-2-1-3n 12/15/14 6:45 PM Page 855

основные элементы инфраструктуры нефтегазового комплекса в криолитозоне, надежное функционирование которого является важным фактором экономической безопасности страны.

Климатообусловленные изменения многолетнемерзлых грунтов, проявляющиеся в увеличении их температуры, мощности сезонно-талого слоя (СТС) и несущей способности, оказывают негативное воздействие на устойчивость сооружений и могут приводить к их разрушению. Проблема еще более обостряется на урбанизированных территориях криолитозоны, где инженерно-техническое воздействие приводит к изменению условий тепло- и массообмена, физических, тепловых и механических свойств мерзлых грунтов. В городах Севера это вызывает повышение температуры грунтов в зоне их инженерного освоения, активизацию опасных криогенных процессов и развитие массовых деформаций зданий и сооружений (Хрусталев и др., 2011).

В данной главе анализируется современное состояние сооружений в криолитозоне с учетом техногенного и климатического воздействия, выделяются наиболее уязвимые регионы и дается перспективная оценка региональных геокриологических рисков для инфраструктуры в условиях изменения климата.

Используемые в настоящей главе новые данные наблюдений и результаты моделирования будущих климатов на основе глобальных моделей поколения CMIP5 позволяют более полно охарактеризовать современные и прогнозируемые на бу-

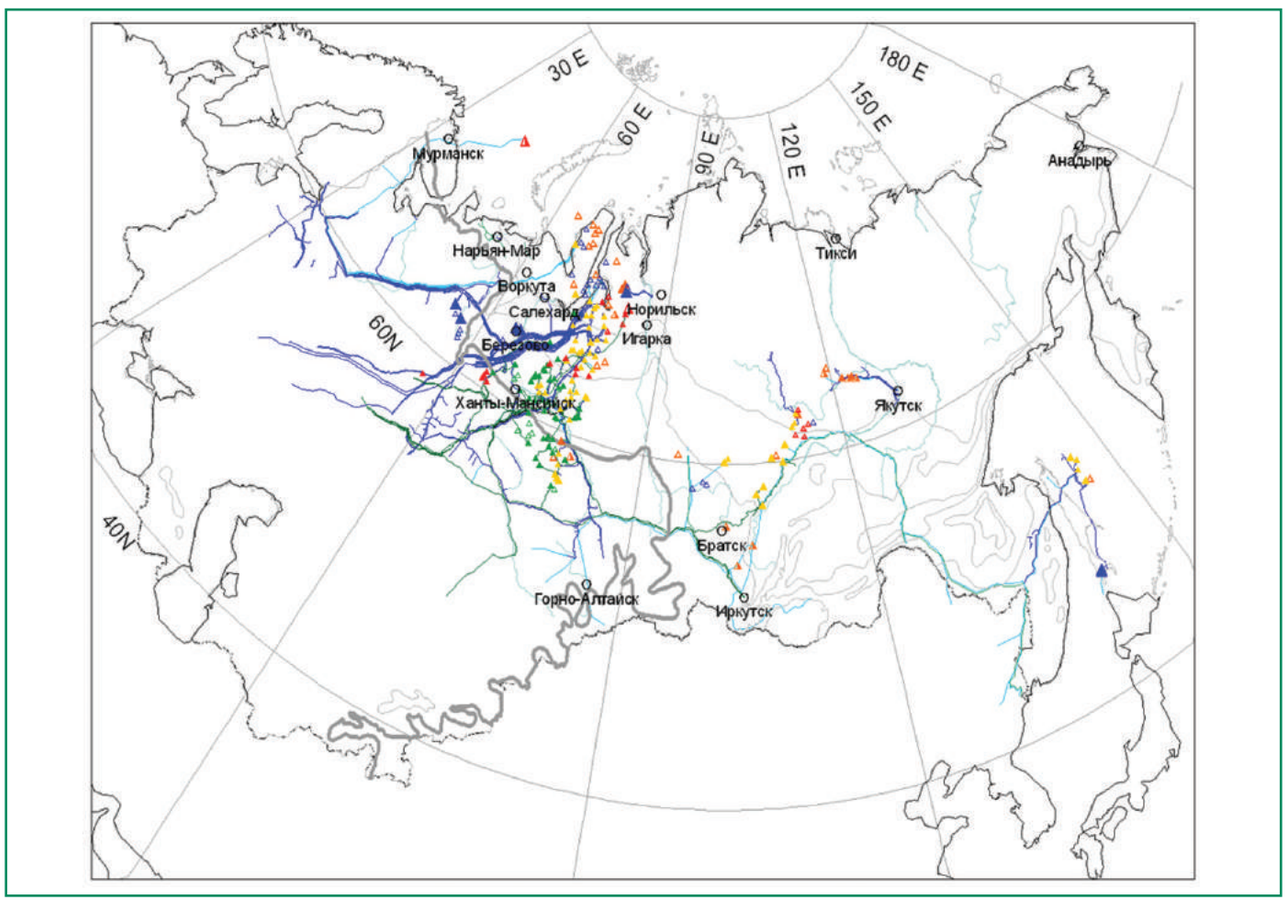


Рис. 6.4.1. Нефтегазовая инфраструктура криолитозоны России. Треугольниками на карте отмечены основные месторождения природного газа (голубой), газоконденсата (желтый), нефти (зеленый), нефтегазовые месторождения (красный); такими же цветами обозначены соответствующие трубопроводы. Границы различных типов многолетней мерзлоты (сплошная, прерывистая, островная) обозначены тонкими контурными линиями; утолщенной серой линией обозначено положение юго-западной границы распространения многолетней мерзлоты на территории России (Оценочный отчет..., 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:45 PM Page 856

дущее риски повреждения инфраструктуры, обусловленные таянием многолетнемерзлых грунтов. Исчерпывающей обзор современных методов прогноза состояния ММП на неурбанизированных территориях дан в разделе монографии "Методы изучения последствий изменений климата для физических и биологических систем" (Анисимов и др., 2012).

6.4.2. Краткий итог оценок, содержащихся в ОД_РФ-1

В первом "Оценочном докладе об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" – ОД_РФ-1 (2008) было уделено большое внимание процессам деградации многолетнемерзлых грунтов и оценке последствий таких изменений, в том числе для зданий и сооружений. Было дано описание методов и моделей, которые используются совместно с перспективными оценками климата для прогнозирования физических параметров состояния многолетнемерзлых грунтов (температуры и глубины сезонного оттаивания). Было показано, что успешность этих методов во многом определяется наличием данных, необходимых для калибровки моделей. В докладе были приведены факты, подтверждающие негативное влияние таяния многолетнемерзлых грунтов на сооружения, расположенные в отдельных городах Крайнего Севере (Норильск, Якутск, Андерма, Воркута, Тикси), а также рассмотрен метод перспективной оценки геокриологических рисков для компонентов инфраструктуры, основанный на расчетном индексе. На основе этого метода при использовании климатической модели GFDL (относящейся к предшествующему поколению моделей по сравнению с современными перспективными оценками CMIP5) криолитозона России была разделена на районы, где к середине XXI века могут возникнуть высокие, средние и низкие риски повреждения инфраструктуры вследствие изменения климата.

С современных позиций представленные в ОД_РФ-1 выводы о влиянии изменения климата на хозяйственные объекты в области распространения ММП отчасти утратили актуальность по трем причинам. Во-первых, в докладе не были отражены результаты многочисленных исследований, согласно которым климат является лишь одним из факторов влияния на инфраструктуру ММП, который сочетается и зачастую усиливает другие факторы, такие как техногенное и прямое антропогенное воздействие. Во-вторых, за прошедшее после публикации ОД_РФ-1 время получены новые данные наблюдений, которые конкретизируют многие общие выводы этого доклада, иллюстрируя их конкретными примерами регионального уровня. И, наконец, изменилась сама парадигма прогностической климатологии. В ней произошел переход от детерминистического к вероятностно-статистическому описанию не только перспективных оценок климата, но и последствий, вызываемых его изменением. На практике это означает отказ от использования перспективной оценки по отдельно взятой модели. В настоящее время императивом является ансамблевый подход, при котором учитываются различные возможные траектории климатической системы и соответствующий им диапазон последствий. Таким образом, необходимой составной частью любого прогностического исследования в настоящее время является оценка неопределенности результатов. Излагаемые ниже материалы соответствуют этим новым методологическим принципам.

6.4.3. Техногенное воздействие на криолитозону

Города на Крайнем Севере – очаги концентрированного техногенного воздействия на ММП. На хозяйственно освоенных территориях развиваются опасные для зданий и сооружений криогенные и гляциальные процессы. Анализ взаимодействия объектов инфраструктуры с ММП дан в обзорной публикации (Instanes et al., 2005). Поскольку многие виды техногенного воздействия вызывают реакцию ММП, близкую отклику на изменение климата, целесообразно рассматривать их как дополнительный фактор дестабилизации многолетнемерзлых грунтов, особенно заметный на урбанизированной территории. Охарактеризуем кратко эти основные виды воздействия, которые в городах испытывают многолетнемерзлые грунты.

Механические воздействия. Разработка грунтов для фундаментов, устройство карьеров и выемок, прокладка шахт и штолен проводят к изме-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:45 PM Page 857

нению прочностных свойств и сплошности мерзлых грунтов. Сооружение отвалов и техногенных подсыпок способствует новообразованию мерзлых пород или их деградации.

Техногенное засоление и подтопление. Сброс на поверхность неочищенных стоков, аварийные утечки из коммуникаций и проникновение загрязнителей в сезонно-талый слой. Заметное (иногда – чрезмерное) изменение геохимического фона характерно для Воркуты, Игарки и многих других городов криолитозоны. Например, для грунтовой влаги в СТС Норильска, где расположены крупнейшие в мире заводы цветной металлургии, характерна почти повсеместная сульфатно-хлоридная агрессия по отношению к бетону фундаментов. При этом максимальное засоление отмечается на территориях, застроенных в наиболее ранние сроки – до 21 мг/л в песках на территории Никелевого завода, построенного в 1940 г. (Гребенец, 1998). Химическое загрязнение грунтов понижает температуры их замерзания, способствует увеличению глубины СТС, протаиванию сильнольдистых горизонтов и развитию термокарста.

Изменение условий теплообмена через поверхность. Практически все промышленные зоны городов Севера лишены растительного покрова и, как правило, имеют асфальтовое покрытие. Асфальт способствует увеличению потока тепла в грунт за счет летнего нагревания и выхолаживанию зимой при уборке снега. Наблюдения показали (Grebents, 2003), что на участках постоянного снегоскладирования температура мерзлых пород на глубине нулевых годовых амплитуд на 2–3°С выше, чем под дорогами, с которых постоянно убирается снег.

Устройство проветриваемых подполий способствует понижению температуры грунтов за счет затенения летом и отсутствия снега зимой. При правильной эксплуатации холодных проветриваемых подполий температура пород может понизиться на 2–4°С (Основы геокриологии, 1999). Однако в их эксплуатации отмечаются многочисленные нарушения: отсутствие твердого водонепроницаемого покрытия и водоотводящих лотков, аварии санитарно-технических сетей, недостаточное количество продухов в проветриваемых подпольях или их снегозанос, заниженность отметок многих подполий и превращение их в водосборники. Около 85% обследованных зданий в г. Дудинка имели серьезные нарушения в эксплуатации холодных подполий (Grebenets, 2008). Это способствует деградации многолетнемерзлых грунтов, выражающейся в образовании локальных таликов или зон отепления.

Техногенные подсыпки без горизонтальных противофильтрационных экранов, в целом, негативно влияют на мерзлоту (Grebenets, 2003). Подсыпки состоят из плохо отсортированных отходов производств, щебня, гальки, песка; сюда попадает строительный мусор и снег. Перекрывая мохово-растительный покров, они препятствуют осуществлению его теплоизолирующей функции, что способствует увеличению теплопотока в грунты. Кроме того, значительные коэффициенты фильтрации материала подсыпок (10–50 м/сут) обеспечивают проникновение через подсыпку поверхностных вод. Например, построенные в 1975–1980 гг. жилые девятиэтажные здания по ул. Лауреатов в г. Норильске, в основаниях которых были устроены мощные (от 2–3 до 8–10 м) техногенные подсыпки, спустя несколько лет имели существенные деформации, связанные с потерей несущей способности грунтов. Это было обусловлено повышенной, по сравнению с расчетной, температурой грунтов ниже подсыпок, диапазон которой составил от +2°С до –2.5°С (Гребенец, 2001).

Тепловое воздействие. Дополнительное поступление тепла в грунт (тепловыделения промышленных предприятий, жилых зданий и коммуникаций, сброс воды от производств и при прорыве труб, отсутствие ливневой канализации и др.) приводит к деградации ММП. Особый вклад в отепление вносят мощные тепловыделяющие коллекторы для инженерных коммуникаций.

В Талнахе, Воркуте, Дудинке и в ряде других крупных городов подземные коллекторы взаимосвязаны и представляют собой мощную решетчатую техногенную систему, заглубленную на 4–6 м в грунт. Натурные наблюдения показали (Grebenets, 2003), что внутри существующих коллекторов фиксируется положительная среднегодовая температура, формируются ореолы оттаивания. Зимой в коллекторах нередко образуются наледи, а летом происходит сток талых и сточных вод. При надземной прокладке коммуникаций (например, в поселках Ямбург и Новозаполярный) удается избежать теплового влияния.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:45 PM Page 858

В инженерной геокриологии принято считать, что изменение климата является лишь одним, причем не основным, фактором, определяющим динамику ММП в городах Заполярья. Состояние, температура, несущая способность грунтов, величина морозного выпучивания опор, сезонное оттаивание, активность криогенных процессов определяются рядом факторов, которые можно объединить в три блока: 1) геокриологический (характеристики и свойства мерзлоты в естественном состоянии до застройки); 2) геотехнический (градостроительные характеристики, тип техногенного воздействия, интенсивность и площадь его контакта с мерзлотой); 3) временной (длительность воздействия, климатические изменения) (Гребенец, 2007). Факторы зачастую воздействуют разнонаправленно, разномасштабно и несинхронно, что приводит к мозаичности изменений в многолетнемерзлых грунтах на урбанизированных территориях.

Характерен пример Норильского региона. При анализе изменения температуры наружного воздуха по данным метеостанций Норильска (период 1933–2005 гг.) и Диксона (1917–2003 гг.) в регионе не установлено заметных трендов к потеплению климата, при этом, температура мерзлых пород на глубине нулевых годовых колебаний варьировала до застройки (1940-е годы) в пределах от –0.1…–0.5 до –6…–7°С., а средняя температура грунтов в пределах Норильска составляла –3°С (Гребенец, Садовский, 1993). Однако в 2005 г. она повысилась до –2.5°С, при этом на 30 % территории сформировались обширные зоны отепления (вплоть до образования мощных техногенных таликов). Интенсивно развиваются термокарстовые процессы (вызывающие провалы асфальтовых покрытий). В связи с увеличением глубин сезонного оттаивания на застроенных территориях усилилось морозное пучение грунтов и выпучивание фундаментов. Поле температуры грунтов в г. Норильске чрезвычайно контрастно, см. рис. 6.4.2 (Гребенец, Ухова, 2008).

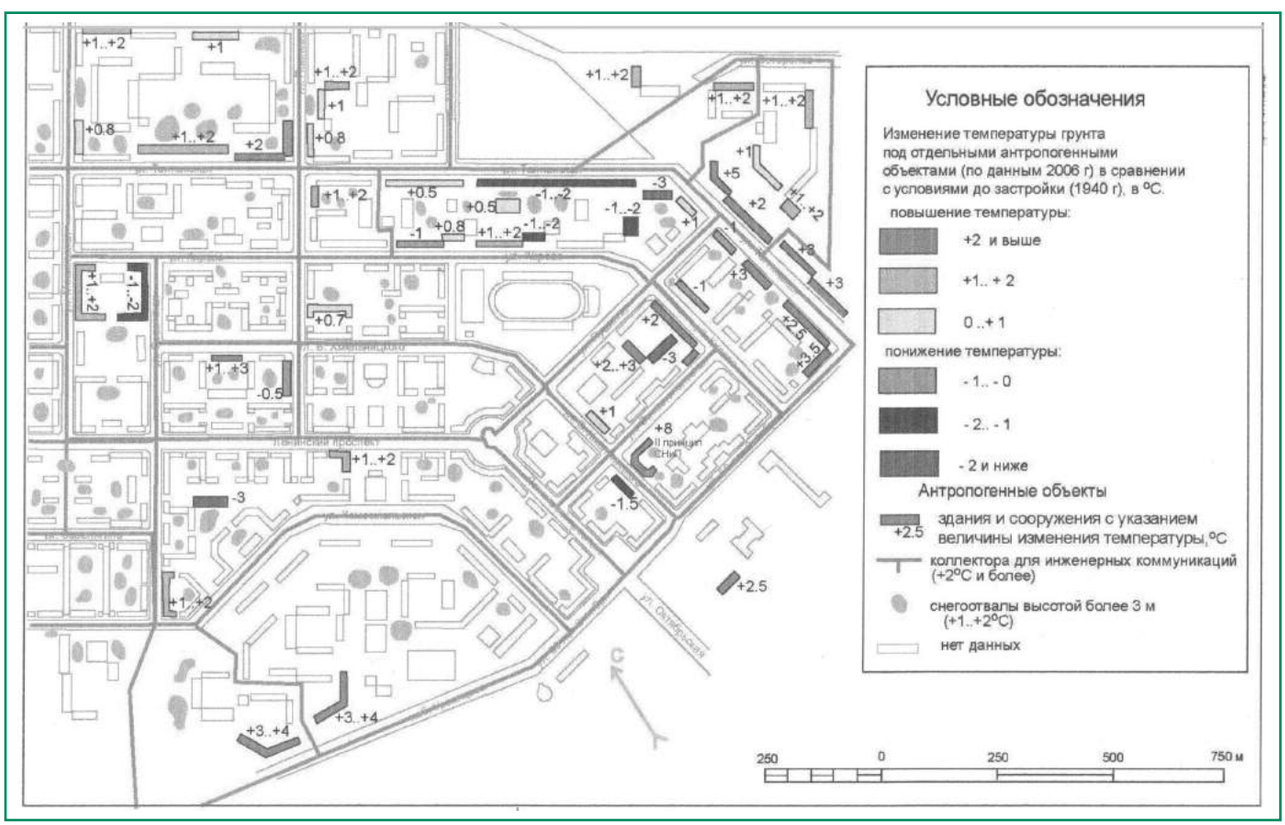


Рис. 6.4.2. Изменение температуры грунтов на глубине 10 м в восточной части г. Норильска по состоянию на 2006 г. в сравнении с 1940 г. (Гребенец, Ухова, 2008).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:45 PM Page 859

Техногенные воздействия являются причиной изменения температуры по глубине. Например, наблюдения в глубокой скважине в центре г. Норильска показали, что в интервале глубин 20–60 м температура многолетнемерзлых пород повысилась за период 1955–1985 гг. на 0.5–1°С. Измерения температуры грунта в скважине глубиной 135 м на окраине Норильска выявили ее увеличение на 2°: от –3.5...–4°С до –1.5…–2°С в интервале глубин 20–90 м за последние 50 лет. Повышению температуры мерзлых пород и их деградации в Норильске – крупнейшем городе Заполярья – способствовали:

1) включение в единый мерзлый, достаточно холодный массив подземной тепловыделяющей решетчатообразная системы коллекторов для инженерных коммуникаций, создавшей обширные (от 3–5 м до 18–21 м по глубине) зоны протаивания и еще большие зоны отепления грунтов (Гребенец, 1991);

2) механизированное перераспределение снежных отложений с ежегодным формированием (на фактически одних и тех же дворовых участках или поверхностях коллекторов) отвалов высотой от 2–3 м до 7–8 м, которые многократно уменьшили приток зимнего холода в грунты;

3) наличие теплых сооружений с “полами по грунту” или объектов с нарушенным режимом эксплуатации подполий.

6.4.4. Современные разрушения инфраструктуры, обусловленные деградацией ММП

Изменение температурного режима и, соответственно, несущей способности грунтов, активизация опасных криогенных процессов привели к нарастанию деформированности объектов (Стрелецкий и др., 2012). Более 75% всех зданий и сооружений в криолитозоне России построено и эксплуатируется по принципу сохранения мерзлого состояния грунтов оснований: фундаменты вморожены в грунты, и за счет этого обеспечивается требуемая несущая способность. Совместное климатическое и техногенное воздействие приводит к массовым деформациям зданий и сооружений.

В настоящее время деформировано почти 60% зданий и сооружений в Игарке, Диксоне, Хатанге, фактически 100% в национальных поселках Таймырского округа, 22% в Тикси, 55% в Дудинке, 50% в Певеке и Амдерме, около 40% в Воркуте (Кроник, 2001; Гребенец, 2007). Число выявленных деформированных объектов в Норильском районе за последние 10 лет значительно превысило их количество за предыдущие 50 лет (Grebenets et al., 2012). К настоящему времени около 300 крупных сооружений в городах Норильского промышленного района имеют существенные деформации, связанные с ухудшением мерзлотно-геологических условий; более 100 объектов находятся в аварийном состоянии, почти 50 девяти- и пятиэтажных жилых дома, возведенных в 1960–1980-е годы, подверглись в последнее время трудоемкой разборке (рис. 6.4.3).

Активными факторами разрушения подземных конструкций являются техногенное подтопление и засоление грунтов сезонно-талого слоя, что связано с выбросами загрязняющих веществ в окружающую среду (рис. 6.4.4). В условиях г. Норильска мощная толща вечномерзлых грунтов исключает дренирование подземных вод и приводит к сохранению и дальнейшему накоплению агрессивных веществ в слое сезонного промерзания–оттаивания не только в глинистых, но и в песчаных грунтах.

В настоящее время под влиянием техногенных факторов в г. Норильске отчетливо прослеживается тенденция к деградации ММП, так как около 25% элементов городской застройки оказывают отепляющее воздействие на грунты.

Особые мерзлотно-экологические проблемы возникают при уплотнении городской застройки или проведении реконструкции объектов на территориях, где в течение предшествующих лет (или десятилетий) на многолетнемерзлые основания воздействовали различные техногенные нагрузки. Например, при подобной реконструкции в Талнахе (север Красноярского края, сейчас – район Норильска) на месте снесенных зданий (25–30 лет эксплуатации) потребовалось на 50–70% увеличивать глубину заложения в мерзлую зону свайных фундаментов для новых домов. Для Нового Уренгоя, Якутска и некоторых микрорайонов Норильска при повторной застройке участков на месте снесенных деформированных домов серьезной проблемой оказалось наличие

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 860

Рис. 6.4.3. Разборка девятиэтажного деформированного жилого дома по ул. Лауреатов в г. Норильске после 21 года эксплуатации, июль 2001 г. (фото В. Гребенец).

Рис. 6.4.4. Выбросы заводами Норильска загрязняющих веществ в окружающую среду; на переднем плане – движущийся техногенный каменный глетчер, угрожающий объектам различного назначения. Июль 2013 г. (Фото Д. А. Стрелецкий).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 861

антропогенных криопэгов, т. е. переохлажденных засоленных подземных вод, сильноагрессивная среда которых вызвала чрезмерно активную коррозию железобетона свай новых зданий.

6.4.5. Воздействие изменения климата на инфраструктуру криолитозоны

6.4.5.1. Транспорт

Потенциально опасная ситуация прослеживается в сфере железнодорожного транспорта. Согласно оценке, приведенной в работе (Кроник, 2001), по состоянию на 1998 г. около 46% насыпи Байкало-Амурской магистрали (БАМ) было подвержено деформациям из-за неравномерного оттаивания ММП, что на 20% выше, чем в 1990 г. На трассе Сейда–Воркута в середине 1970-х гг. и в 1995 г. проводились исследования осадки дорожного полотна в теплый период. Было выявлено его увеличение с 10–15 см до 50 см за 20 лет, что связано с увеличением среднегодовой температуры ММП за этот период от –6° ... –7° до –3°С (Оценочный отчет…, 2010). Железные дороги в Норильске, на Ямале и в районе Нового Уренгоя также находятся в критическом состоянии из-за сильного увеличения сезонных просадок и связанных с этим деформаций (Стрелецкий и др., 2012).

Увеличение мощности СТС приводит к увеличению морозного пучения, что пагубно влияет на дорожное полотно, а также на малонагруженные опоры надземных газопроводов на севере Западной Сибири. Большинство постоянных дорог проходят в зоне прерывистого распространения ММП, где наиболее сильно выражены процессы пучения и осадки. Зимники играют огромную роль в транспортной системе арктических стран. Потепление климата вызвало сокращение эксплуатационного периода зимников и уменьшение их несущей способности. Согласно прогнозу (Stephenson et al., 2011), к середине XXI века в России на 13% сократится досягаемость удаленных поселков, в настоящее время обслуживаемых зимниками, при этом территория, на которой экономически целесообразно эксплуатировать зимники, уменьшится примерно на 1 млн км^2. На оставшихся зимниках сократится период эксплуатации, главным образом изменения затронут ноябрь и апрель. Притом, что с аналогичными транспортными проблемами сталкиваются все Арктические страны, в России они могут иметь наиболее сильные негативные последствия, поскольку, в отличие от Аляски и Северной Канады, у нас мало развит местный воздушный транспорт.

Высокой уязвимостью обладают объекты трубопроводной транспортной системы. На нефтяных месторождениях Ханты-Мансийского АО происходит в среднем 1900 аварий в год. Причиной аварий являются неравномерная осадка грунта при таянии вечной мерзлоты, или же выдавливание опор и фундаментов при промерзании. Вблизи Уренгоя был отмечен подъем секции трубопровода на 1.5 м в течение одного года. На поддержание работоспособности трубопроводов и ликвидацию их деформаций, связанных с изменениями многолетней мерзлоты, ежегодно тратится до 55 млрд рублей (Оценочный отчет…, 2010).

Естественные неравномерные термокарстовые осадки земной поверхности послужили одной из причин крупнейшей в мире наземной аварии на нефтепроводе Возей–Головные сооружения (республика Коми) в 1994 г. (Оберман, 2007). В результате множественных (до 6) разрывов трубы произошел разлив около 160 тысяч тонн нефтесодержащей жидкости. Мониторинг опытного неэксплуатируемого 45-километрового надземного трубопровода, выполненный институтом ПечорНИПИнефть, показал, что даже сезонные неравномерные термокарстовые осадки земной поверхности вызывают многочисленные аварийные ситуации (Оберман, 2007). Из-за неравномерных просадок грунта, вызванных таянием многолетней мерзлоты, газопровод Василково–Нарьян-Мар вынуждены были реконструировать уже через несколько лет после начала его эксплуатации. Причиной было то, что проектировщики учли только влияние газопровода на мерзлоту, но не учли воздействие на нее изменяющихся климатических условий (Стрелецкий и др., 2012).

Показательны результаты мониторинга состояния полотна Северной железной дороги на рубеже двух столетий. Всего лишь за три года, с 1998 по 2001 г., общая протяженность участков с ежегодными весенними термокарстовыми просадками грунта под полотном железной дороги увеличилась в полтора раза, с 10 км почти до 15 км (Оценочный отчет…, 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 862

6.4.5.2. Здания

Потепление климата прослеживается на большей части Арктики (ACIA, 2004), в том числе в российском ее секторе (Павлов, Малкова, 2005). По оценке (Romanovsky et al., 2010) температура многолетней мерзлоты на глубине нулевых внутригодовых колебаний увеличилась на 0.5–2.0°C за последние 20–30 лет в целом по криолитозоне России. Сложившаяся ситуация стала дополнительной, но весьма важной причиной массовых деформаций и в отдельных случаях обрушений зданий и сооружений во многих населенных пунктах Арктики.

По оценке Я. А. Кроника (Кроник, 2001) около четверти всех деформаций зданий и сооружений в криолитозоне России может быть связано с тем, что изменение климата превысило заложенные при строительстве нормативные пределы, по которым рассчитывался запас устойчивости. Этот вывод был подтвержден модельными расчетами, которые показали, что к концу первого десятилетия XXI века потепление климата по сравнению с нормой 1961–1990 гг. привело к уменьшению несущей способности оснований зданий и сооружений в среднем по криолитозоне России на 17%, а в некоторых районах до 45% (Стрелецкий и др., 2012).

Похожее исследование, проведенное для нескольких регионов российской Арктики, показало значительное уменьшение несущей способности в западной части Чукотского АО, в Республике Саха и в южной части Ямало-Ненецкого АО (Streletskiy et al., 2012a). Уменьшение несущей способности ММП по сравнению с 1970 гг. составило: 5–10% в Норильске, Нерюнгри, Мирном, Якутске и Черском; 10–15% в районе Билибино и Дудинки; 15–20% в Салехарде, Надыме, Певеке и Анадыре. Ноябрьск и Провидения показали более чем 20% уменьшение несущей способности. Коэффициент запаса при строительстве в России, как правило, не превышает 1.6. Для сравнения, на Аляске и Севере Канады он обычно составляет 2–3.

Весьма показательны результаты мониторинга состояния жилого фонда Воркуты. Климатические условия в Воркуте, по сравнению со многими другими городами и населенными пунктами Крайнего Севере, менее суровы. Там встречаются обширные участки, на которых многолетняя мерзлота отсутствует. Это позволяет сравнить состояние жилых построек на многолетней мерзлоте и вне ее примерно в равных прочих условиях.

Результаты обследования большого количества жилых домов вне области распространения многолетней мерзлоты указывают на то, что их состояние и степень износа близки к расчетных показателям, заложенным при проектировании и строительстве. Совершенно иная картина для домов, построенных на многолетней мерзлоте. Фактическая степень их износа в 4–6 раз выше, чем расчетная; многие здания деформированы, находятся в аварийном состоянии и подлежат сносу или же требуется их капитальный ремонт (Оценочный отчет…., 2010). Зачастую здания приходят в негодность после 6–10 лет эксплуатации при нормативном сроке 50 лет. Примечательна приуроченность катастрофических деформаций зданий в Воркуте к 1980-м годам, характеризовавшимся заметным повышением температуры мерзлоты в регионе.

Еще один характерный пример – район г. Якутска, где вертикальная толща многолетней мерзлоты достигает 250–350 м. В естественных условиях глубина сезонно-талого слоя (СТС) составляет в среднем 1.5–1.7 м для суглинков, 1.6–2.0 м для супесей и 2.0–2.5 м для песков. Основными криогенными процессами на территории Якутска являются просадки из-за термокарста, морозобойное растрескивание, морозное пучение, заболачивание и подтопление. Активизация этих процессов неблагоприятно сказывается на функционировании городской инфраструктуры.

В последние десятилетия в Якутске отмечается расширение площадей распространения деструктивных криогенных процессов (рис. 6.4.5). Это выражается в разрушении дорожных покрытий и коммуникаций, деформациях насыпей, фундаментов зданий и технических сооружений, увеличении зон заболачивания. Именно обводнение грунтов является одним из наиболее неблагоприятных факторов, влияющих на потерю устойчивости оснований и несущих конструкций. Обводнение происходит зачастую не только пресными, но и минерализированными подземными водами (криопэгами). В результате этого, в середине 1990-х годов

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 863

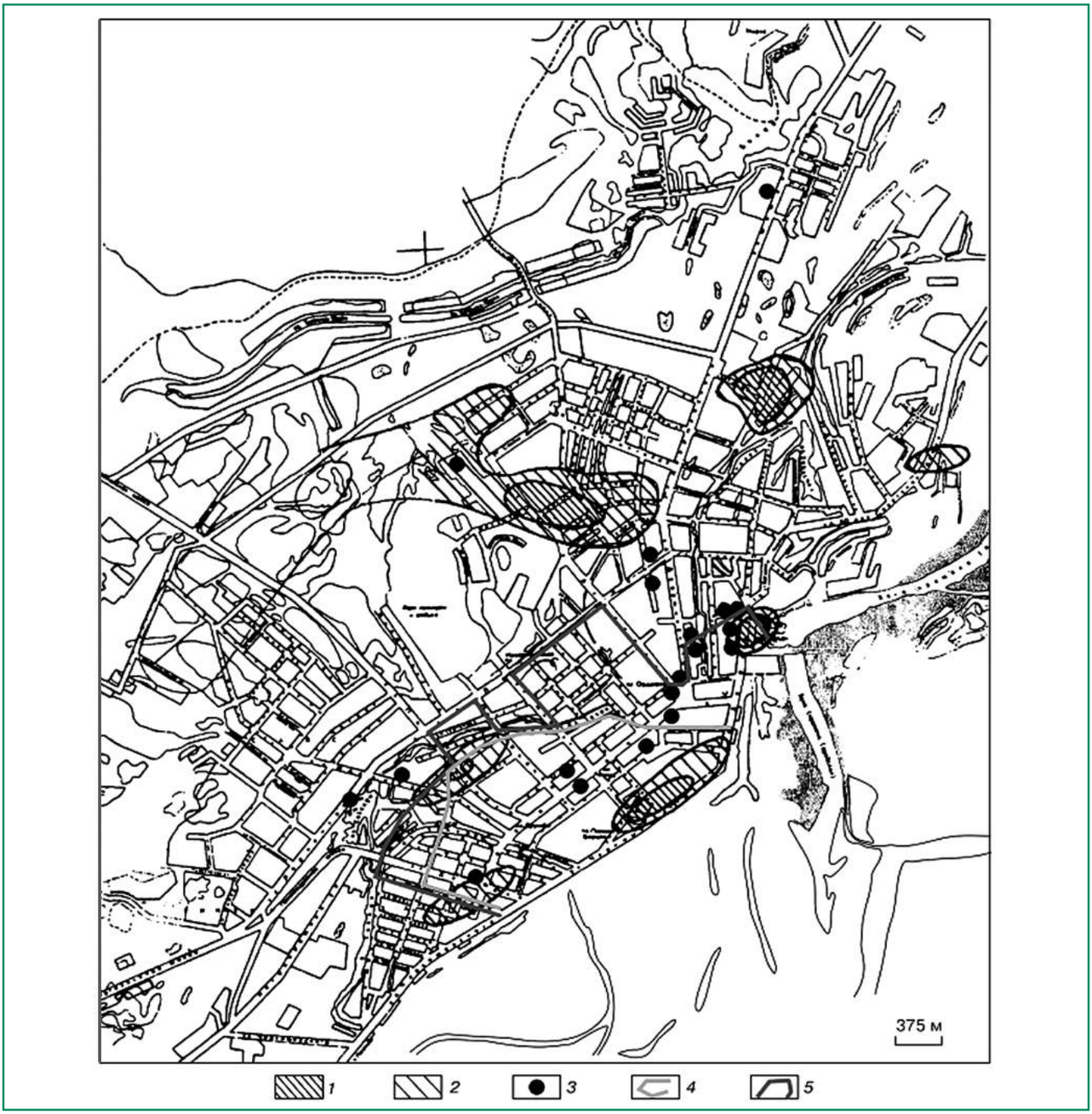


Рис. 6.4.5. Карта современной застройки Якутска на 2003 г. с нанесенными областями распространения засоленных грунтов (1, 2), зданиями, находящимися в аварийном состоянии (3), и границами исторической городской застройки 1821 г. (4) и 1908 г. (5) (Алексеева и др., 2007).

аэропорт Якутска пришел в аварийное состояние, поскольку значительная часть окружающей его территории, в том числе в непосредственной близости от взлетно-посадочной полосы, оказалась в зоне подтопления (Алексеева и др., 2007).

По данным Департамента жилищно-коммунального хозяйства администрации Якутска, число каменных строений составляет около 3000, в том числе 968 жилых домов. Состояние жилого фонда признано катастрофическим (Оценочный отчет…, 2010). Начиная с 1970 г. в городе произошло более 20 случаев крупных обрушений каменных зданий постройки 1950–1960 гг. Так, в 1999 г. произошло обрушение угловой части здания на одной из цент-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 864

Рис. 6.4.6. Обрушение угла здания в центральной части г. Якутска (площадь Орджоникидзе), 1999 г. (Фото М. Н. Григорьева).

Рис. 6.4.7. Обрушившаяся в результате ослабления фундамента секция здания в поселке Черский. (Фото В. Е. Романовского).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 865

Рис. 6.4.8. Спутниковой снимок г. Норильска, на котором отчетливо видны окружающие город накопители отходов. (Фото Google).

ральных площадей города (рис. 6.4.6). Подобные обрушения частей зданий происходили и в последующие годы. Так, в 2009 г. аналогичным образом обрушилась угловая часть здания, принадлежащего Управлению Геологоразведочных работ.

Причиной обрушения зданий в большинстве случаев является ослабление несущей способности многолетней мерзлоты. Однако преждевременным было бы делать вывод, что виной тому – потепление климата, хотя несомненно, что и оно сыграло определенную роль, усилив имевшие место деструктивные процессы. Анализ, проведенный органами городского управления с привлечением научных институтов, показал, что проблемы устойчивости инженерных сооружений на территории Якутска связаны главным образом с их неудовлетворительным проектированием, строительством и эксплуатацией, и лишь в малой степени обусловлены потеплением климата (Алексеева и др., 2007). Множество неклиматических факторов, среди которых можно указать на ошибки проектирования фундаментов, засоление и минерализацию грунтов из-за утечек сточных вод, отсутствие сети ливневой канализации, сами по себе вызывают деградацию мерзлых оснований, фундаментов зданий и сооружений, а потепление климата лишь усиливает эти процессы.

В Оценочном отчете… (2010) было показано, что антропогенное воздействие на многолетнюю мерзлоту способно само по себе вызвать деструктивные процессы и привести к повреждению расположенных на ней сооружений, при этом изменение климата усиливает их влияние. Иллюстрацией может служить обрушение секции жилого дома в июне 2001 г. в поселке Черский, расположенном в верхнем течение р. Колымы (рис. 6.4.7). Из-за периодических утечек воды из систем водо- и теплоснабжения и сточных вод началось развитие термокарста под фундаментом здания. Повышение температуры воздуха, произошедшее в конце 1990-х годов, способствовало ускорению этого процесса, что и привело в результате к обрушению части здания. Весьма вероятно, что при отсутствии протечек воды из инженерных сетей этого не случилось бы, т. е. в данном случае ключевую роль сыграло однонаправленное совместное воздействие всех, в том числе и неклиматических, факторов.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 866

6.4.5.3. Экологическая безопасность

Важным аспектом проблемы устойчивости сооружений на многолетней мерзлоте является экологическая безопасность. Годами в арктическом регионе росло загрязнение окружающей среды стойкими органическими соединениями и другими вредными веществами, которые накапливались в толще мерзлых пород (Оценочный отчет…, 2010). С ростом температуры они могут попасть из льда и многолетней мерзлоты в среду обитания человека. При потеплении климата и деградации мерзлоты возрастает опасность поступления токсичных веществ из мест захоронения химических и радиоактивных отходов. Это относится к местам расположения хранилищ радиоактивных отходов на Новой Земле, к накопителям отходов Норильского комбината, содержащих сульфаты, хлориды меди, никеля и другие токсичные вещества (см. рис. 6.4.8). Большую опасность представляют скотомогильники, расположенные на многолетней мерзлоте, в связи с возможностью распространения возбудителей опасных заболеваний (более подробно об этом см. главу 6.1 настоящего доклада).

6.4.5. Районирование территории по степени геокриологической опасности

Разные сочетания изменений климатических параметров по сезонам способствуют изменению ряда региональных геокриологических характеристик мерзлых толщ, приводят к активизации или затуханию криогенных процессов (Анисимов и др., 2012). Для таких криогенных процессов, как сезонное протаивание, термокарст, термоденудация, термоабразия, солифлюкция, курумообразование, первостепенное значение имеет летняя группа климатических характеристик. Соответственно, именно их изменчивость в первую очередь влияет на состояние многолетней мерзлоты. Напротив, развитие таких процессов, как сезонное промерзание, криогенное растрескивание, сезонное и многолетнее пучение, наледообразование, определяется зимней группой климатических характеристик.

Нередко особенности изменения морфометрических параметров криогенных явлений можно объяснить, только анализируя весь комплекс климатических характеристик и их внутригодовые вариации. Так, например, интенсивность сезонного пучения (отношение величины поднятия поверхности к глубине деятельного слоя; выражается в долях единицы) и суммарная величина пучения (наибольшая величина поднятия поверхности на момент завершения промерзания в данной точке) определяются не только ходом зимней температуры воздуха, но и количеством накопленной за лето влаги в деятельном слое (т. е. в конечном счете количеством осадков), а также самой глубиной деятельного слоя. Годовая амплитуда температуры воздуха оказывает существенное влияние на характер морозобойного растрескивания (размер полигонов, глубину трещин, толщину жил льда и пр.).

Анализ изменений температуры воздуха и осадков в теплый и холодный периоды года по данным с середины 1960-х годов позволил составить карту потенциальных геокриологических опасностей (Павлов, 2008), возникающих при современном потеплении климата (рис. 6.4.9). На карте выделены территории с сильной, умеренной и слабой степенью активизации криогенных геологических процессов в летний и зимний периоды.

Видно, что территории с сильной активизацией криогенных процессов одновременно как в теплый, так и в холодный периоды занимают малую долю. В ряде регионов сочетается сильная активизация процессов в теплый период и умеренная активизация в зимний (Таймыр), а также сильная активизация в зимний период и умеренная в теплый (Западная Сибирь, юг Якутии и Приамурье). Кроме того, отмечается пересечение территорий с умеренной активизацией процессов, как в теплый, так и в холодный периоды года (Западная Сибирь, Дальний Восток, Забайкалье).

Долговременное стабильное состояние криогенных процессов отмечается на большей части территории Европейского Севера, Яно-Индигирской низменности, на Северо-Востоке и на Чукотке. В отношении развития криогенных процессов наиболее неблагоприятное сочетание изменений климатических условий наблюдается в Западной Сибири, на северо-западе Таймыра, в Юж-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 867

ной Якутии и Приамурье. Эти неблагоприятные области выделены на карте красными овалами.

В целом, в пределах криолитозоны России в настоящее время на – площади сохраняются стабильные климатические условия и слабое проявление геокриологических опасностей. Для 10% территории характерно наиболее неблагоприятное сочетание климатических факторов и, следовательно, сильное проявление геокриологических опасностей. На остальной площади (65%) отмечается умеренная степень геокриологической опасности (Павлов, 2008).

6.4.6. Геокриологическая опасность на побережьях Арктических морей Восточной Сибири

Среди многочисленных последствий потепления климата в районах распространения многолетней мерзлоты особое место занимает разрушение берегов арктических морей и островов. Берега некоторых типов наиболее подвержены различного рода разрушительным процессам. Это те из них, которые содержат большие включения льда, так называемые ледовые комплексы (см. раздел 4.3.6 в главе 4.3).

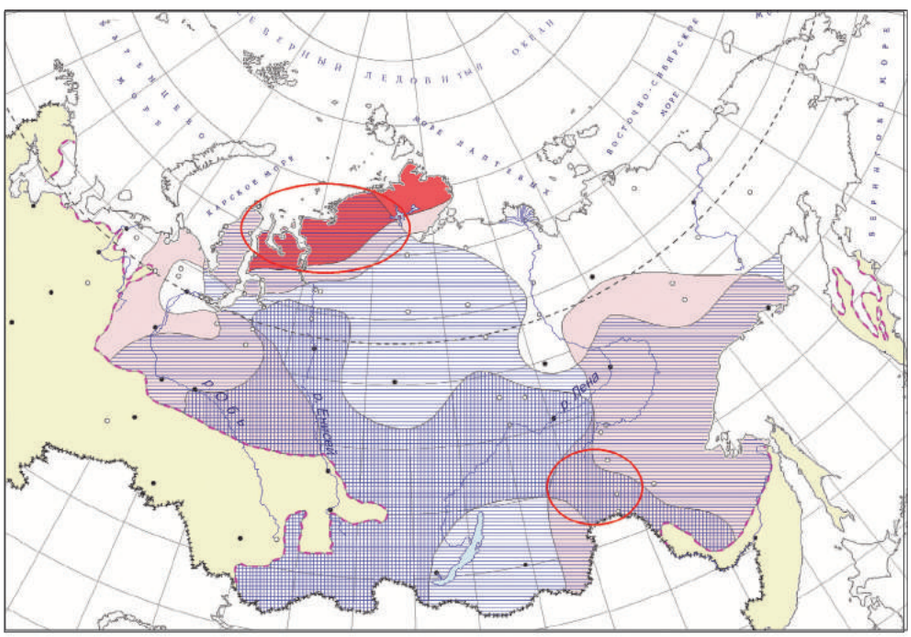


Рис. 6.4.9. Карта потенциальных геокриологических опасностей, обусловленных современным изменением климата (Павлов, 2008).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:46 PM Page 868

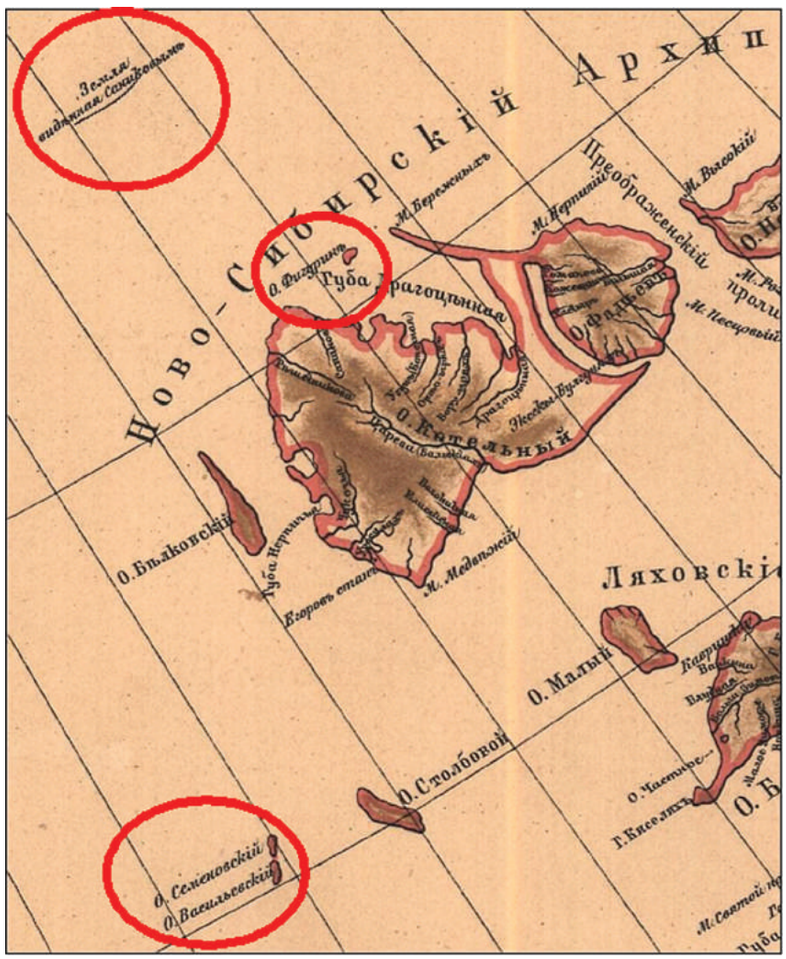


Рис. 6.4.10. Фрагмент “Карты Якутской Области”, составленной в 1890 г. на основе карт Генерального Штаба, изданных в 1884 г. и дополненных Г. Майдель. На карте отмечены малые арктические острова в море Лаптевых, полностью разрушившиеся и исчезнувшие в XX веке (Оценочный отчет..., 2010).

Влияние разрушительных процессов уже испытывают на себе населенные пункты, коммуникационные линии, средства навигационного обеспечения морского транспорта и другие объекты. Отмечены разрушения домов, кладбищ, геодезических знаков, навигационных и других береговых объектов.

Особую экологическую опасность в этой связи представляет утеря радиоизотопных термоэлектрических генераторов – источников питания маяков. Несмотря на то, что предпринимаются значительные усилия по обеспечению их нормативной эксплуатации, своевременной замене и надлежащей утилизации выработавших срок службы устройств, имеются случаи их утери, как при транспортировке (падение с тросов крепления при транспортировке вертолетами), так и из-за оттаивания и разрушения грунтов, на которых они установлены, с последующим их сползанием и смывом в море (Оценочный отчет…, 2010).

Немаловажен и геополитический аспект данной проблемы. Ежегодно за счет эрозии береговой линии только лишь в Восточной Сибири Россия теряет более 10 км^2 прибрежной суши, а по всему побережью Арктики – до 50 км^2. Сокращается площадь многих арктических островов, некоторые малые острова, как, например, легендарная “Земля Санникова”, исчезли, буквально растворившись в океане, в течение прошедшего столетия (рис. 6.4.10). Фотографии на рисунке 6.4.11 иллюстрируют современные процессы разрушения берегов арктических морей и то, как это влияет на прибрежную инфраструктуру.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:47 PM Page 869

(а)

(б)

Рис. 6.4.11. Сверху – быстро разрушающийся льдистый берег вблизи поселка Быков Мыс, расположенного на Быковском полуострове, море Лаптевых (а). Снизу – навигационный знак “Ванькин”, вертикально сползший вниз и впоследствии разрушившийся. Южный берег острова Большой Ляховский, Восточно-Сибирское море (б). (Фото М. Н. Григорьева).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:47 PM Page 870

Наступление моря на сушу провоцирует активизацию негативных процессов даже на большом удалении от берега. Происходит быстрое развитие оврагов и провалов, интенсифицируются оползни, разрушаются склоны. Эти сопутствующие разрушению и отступанию берегов процессы представляют большую опасность для инфраструктуры, поскольку они охватывают значительные площади, распространяясь с высокой скоростью вглубь суши.

До недавнего времени из-за недостатка информации прогнозирование скорости разрушения арктических берегов было затруднено. В настоящее время накоплен достаточный массив данных о многолетних трендах динамики берегов и развиты методы прогноза (Ostroumov et al., 2005; Rachold et al., 2005). Это позволяет предсказать, когда береговые сооружения должны быть перемещены вглубь суши или предложить своевременные меры для их защиты.

6.4.7. Прогноз геокриологических рисков для инфраструктуры

Современный анализ и прогноз геокриологических рисков основан на применении ГИС-технологий, общие принципы этой методики описаны в публикации (Streletskiy et al., 2012b). Для оценки геокриологических опасностей на длительную перспективу – до середины XXI века – и выявления областей, в которых построенные на ММП сооружения будут подвержены наибольшей опасности при изменении климата, был разработан достаточно простой метод, основанный на применении расчетного индекса, при помощи которого были получены оценки рисков для инфраструктуры (Анисимов, Белолуцкая, 2002; Анисимов, Лавров, 2004; Nelson et al., 2001: 2002; Anisimov, Reneva, 2006). На рис. 6.4.12 показаны карты геокриологической опасности, рассчитанные с использованием перспективных оценок по климатическим моделям CGCM2, CSM–1.4, ECHAM4/OPYC3, GFDL–R30c и HadCM3 на середину XXI века (Оценочный отчет…, 2010). Расчеты проводились для сценария эмиссии парниковых газов B2 (Special Report on Emissian Scenarios, 2000). При картировании, весь диапазон значений индекса геокриологической опасности был разбит на три категории, к которым отнесены области с малой (зеленая точечная заливка), средней (светло желтая) и большой (сиреневая) вероятностью развития деструктивных геоморфологических процессов, связанных с деградацией многолетней мерзлоты. Несмотря на видимые различия, определяемые особенностями климатических сценариев, имеются и некоторые общие черты пространственного распределения индекса. Так, на всех картах можно выделить несколько характерных областей.

На трех из пяти карт можно выделить юго-западную область с наибольшими значениями индекса. Она занимает значительную часть области островной многолетней мерзлоты, простираясь полосой вдоль границы криолитозоны от севера ЕЧР через Тюменскую область к Байкалу. В этих районах высокая опасность для инфраструктуры обусловлена интенсивным таянием островов вечной мерзлоты, большинство которых исчезнет к середине XXI столетия. Между тем на юге Сибири и Якутии при всех рассматриваемых будущих климатах, за исключением одного (рассчитанный с помощью модели ECHAM4), дают низкое значение индекса опасности.

Северная область высокого геокриологического риска охватывает большую часть арктического побережья от Карского моря на западе до Чукотского моря на востоке. При этом на трех из пяти карт она проникает далеко вглубь континента в виде больших островов в центральной части Сибири и в Якутии. В этой области многолетняя мерзлота в основном сохранится, и опасность связана главным образом с тем, что мощность СТС и температура мерзлых грунтов значительно возрастут и превысят допустимые пределы, заложенные в расчете конструкций, которые проектировались и были построены в прошедшие несколько десятилетий без учета будущих климатических изменений. Ожидаемое ослабление прочностных свойств многолетней мерзлоты в этой области не является серьезным препятствием для строительства на ранее неосвоенных территориях, поскольку его можно учесть на этапе проектирования.

Несколько иная ситуация будет складываться на Ямале и на самом севере ЕЧР из-за повсе-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:47 PM Page 871

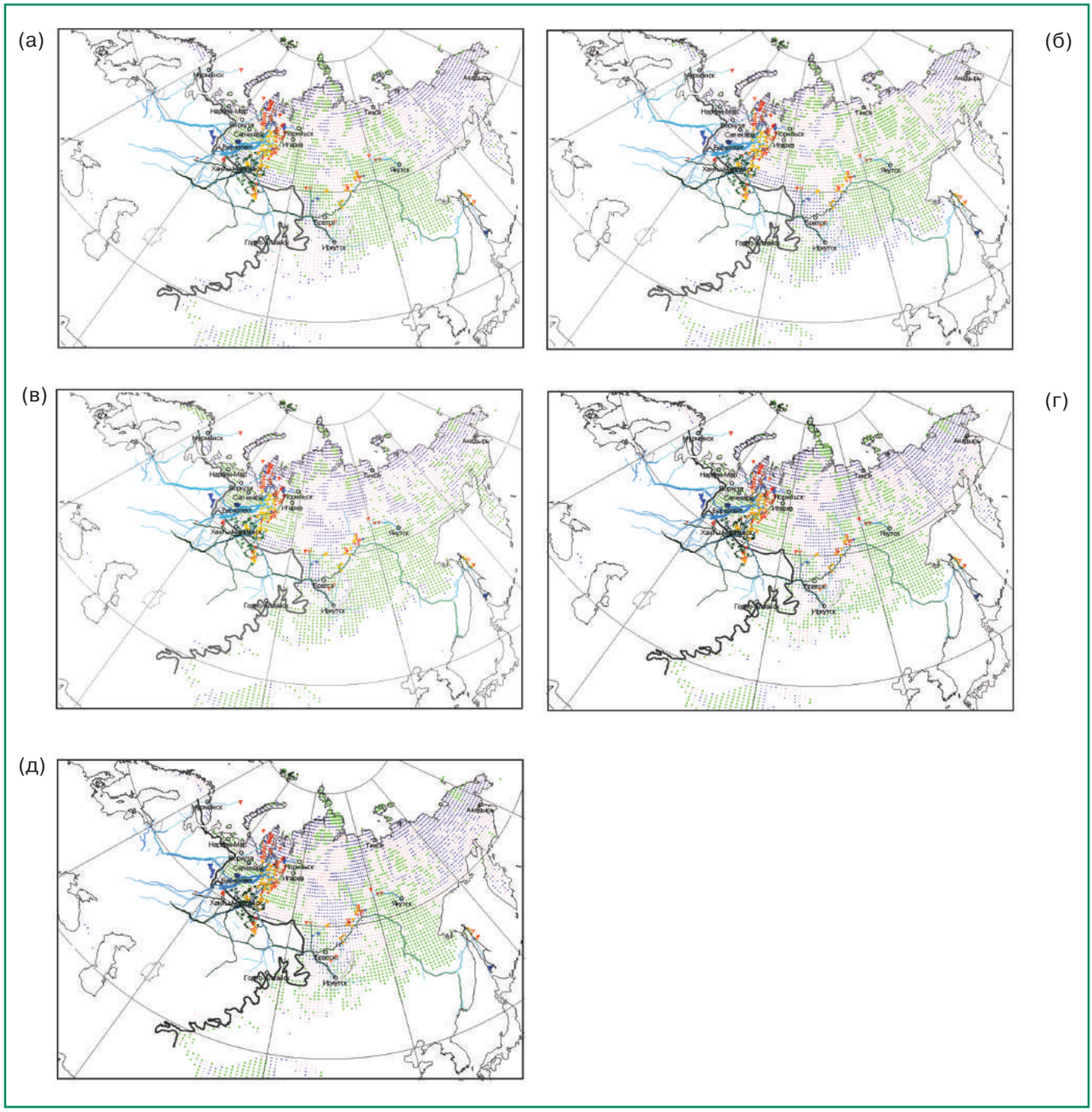


Рис. 6.4.12. Индекс геокриологической опасности для криолитозоны России, рассчитанный для середины XXI века с помощью пяти климатических моделей CGCM2 (а), ECHAM4/OPYC3 (б), GFDL–R30c (в), HadCM3 (г) и CSM–1.4 (д) для сценария эмиссии парниковых газов B2 (Оценочный отчет..., 2010).

местного распространения криопэгов. Здесь в процессе потепления будут спонтанно возникать очаги протаивания, которые могут приводить к возникновению просадок грунта, термокарсту и термоэрозии.

На всех картах рис. 6.4.12 показаны высокие значения индекса геокриологический опасности в восточной части криолитозоны (Чукотка, север Дальнего Востока). Для центральной части криолитозоны результаты расчетов заметно различаются, притом, что все они дают достаточно неоднородную картину, в которой встречаются все три градации индекса.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:47 PM Page 872

6.4.8. Возможности адаптации к ожидаемым изменениям многолетней мерзлоты

При наличии перспективных оценок изменения многолетней мерзлоты и карт, указывающих наиболее уязвимые ее области, можно предложить общие принципы и комплекс мер по адаптации инфраструктуры и населения к будущим условиям.

Эту работу целесообразно провести на основе мерзлотно-климатических признаков, в соответствии с которыми можно выделить:

– северную область криолитозоны, характеризуемую наиболее суровым холодным климатом и высокой пространственной сомкнутостью многолетней мерзлоты;

– центральную область с прерывистым и островным распространением многолетней мерзлоты и с выраженным континентальным климатом;

– южную переферийную область, где встречаются отдельные острова вечной мерзлоты, а также

– отдельно, побережье арктических морей.

В каждой из этих зон можно предложить несколько разные адаптационные меры для точечных сооружений, таких как отдельные строения, и линейных сооружений, имеющих значительную протяженность, например, трубопроводов. Степень подверженности объектов деструктивному воздействию в пределах каждой зоны можно оценить, используя карты геокриологических рисков, показанные на рис. 6.4.12.

Особенности адаптаций линейных и точечных сооружений. Принципиальным отличием линейных сооружений, например, железных дорог, или даже протяженных зданий, является то, что для их нормальной эксплуатации необходимо, чтобы неизбежное воздействие криогенных процессов, таких как термокарстовые просадки при сезонном оттаивании или пучение грунта при промерзании, было достаточно равномерным в расчете на единицу длины сооружения. При этом условии даже высокие интенсивности этих процессов не столь опасны. В противном случае могут возникнуть значительные деформации, см. рис. 6.4.13.

Основной способ адаптации линейных сооружений к прогнозируемым изменениям – термостабилизация вечной мерзлоты с применением различных технических средств и инженерных решений (см. рис. 6.4.14). К таковым можно отнести установку парожидкостных термосифонов. Это достаточно простое устройство работает по принципу теплового насоса, “закачивая холод” из атмосферного воздуха в верхний слой многолетней мерзлоты и понижая ее температуру в холодный период года. Оно не потребляет энергии и представляет собой замкнутую с обоих концов трубу, внутри которой находится хладоагент, часто – сжиженная углекислота. Нижний конец трубы погружен в многолетнюю мерзлоту; на верхнем конце обычно имеется радиатор для улучшения теплообмена с воздухом.

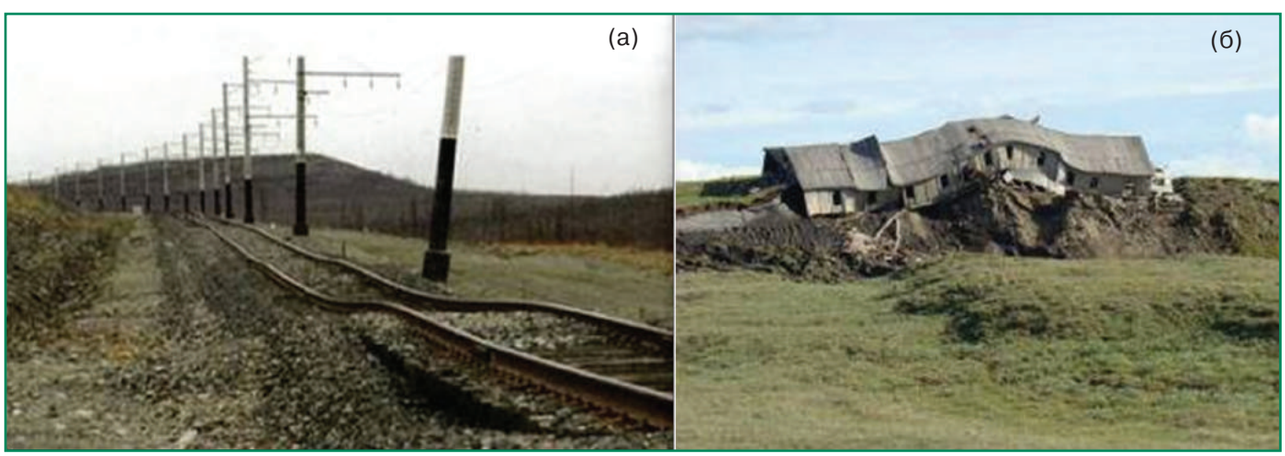


Рис. 6.4.13. Слева – участок Байкало-Амурской магистрали, подверженный деформации из-за неравномерной просадки и пучения грунта (а). Справа – Деформация здания заброшенной воинской части в низовье Енисея, возникшая за счет неравномерного вытаивания подземного льда (б). (Фото Д. С. Дроздова).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:48 PM Page 873

Рис. 6.4.14. Примеры строительства линейных сооружений в условиях высокогорной многолетней мерзлоты на Тибетском плато (Китай), адаптированных к изменению климата. Слева – термостабилизация насыпи железнодорожного полотна и автомобильной дороги при помощи охлаждающих термосифонов (а, в). Справа вверху – установка охлаждающих вентиляционных каналов в дорожной насыпи (б). Справа внизу – автомобильная дорога, построенная на неустойчивом грунте по принципу эстакады с заглубленными опорами (г). (Фото Н. И. Шикломанова).

В холодный период года многолетняя мерзлота имеет достаточно высокую температуру (как правило, несколько градусов ниже 0) для того, чтобы хладоагент, находящийся на дне трубы, испарился. За счет затрат тепла на испарение происходит понижение температуры. Температура воздуха при этом может быть значительно – до десятков градусов – ниже температуры мерзлоты. Пары, поднимаясь вверх, быстро охлаждаются и конденсируются вблизи радиатора, при этом тепло конденсации отдается в атмосферу и там рассеивается. При этом сконденсировавшаяся жидкость стекает вниз трубы, и далее цикл повторяется. Это позволяет понизить среднегодовую температуры многолетней мерзлоты на 1–5°С без каких-либо затрат энергии. При невысокой стоимости термосифона и отсутствии энергозатрат на его эксплуатацию такой способ термостабилизации многолетней мерзлоты весьма эффективен также и с экономической точки зрения. Термосифоны широко использовались в России еще в 1960-е годы и находят применение и сейчас.

Еще более простой способ термостабилизации – устройство вентиляционных каналов в насыпях линейных сооружений, как показано на рис. 6.4.14. Это обеспечивает не столь эффективное, как при установке термосифона, но все же

OD-2-1-3n 12/15/14 6:48 PM Page 874

заметное охлаждение приповерхностного слоя насыпи, а также создает прослойку, изолирующую нижележащие слои от хорошо прогреваемой летом на солнце поверхности. Аналогом для точечных сооружений является обустройство вентилируемых подвалов и подполий, которые также широко применяются при городской застройке на многолетней мерзлоте.

Основным способом адаптации точечных объектов является усиление фундамента посредством установки дополнительных свай, а также термостабилизация с применением термосифонов и вентиляции.

Региональные особенности адаптации сооружений. При разработке мер по адаптации инфраструктуры необходимо принимать во внимание следующие региональные особенности.

В северной области изменения многолетней мерзлоты будут проявляться прежде всего в увеличении ее температуры и глубины сезонного оттаивания. Наибольшую опасность здесь представляет возможное повреждение фундаментов домов и сооружений на многолетней мерзлоте за счет уменьшения ее несущей способности. В этих регионах необходимо акцентировать внимание на организации мониторинга состояния фундаментов зданий с целью своевременного обнаружения их деформаций и принятия мер по стабилизации фундаментов за счет установки дополнительных свай или термосифонов, а в случаях, если это невозможно, по прекращению эксплуатации домов.

В южной области наибольшие проблемы связаны с тем, что здесь участки, занятые многолетней мерзлотой, соседствуют с теми, где она отсутствует. Под воздействием изменения климата границы между этими участками находятся в постоянном движении, что приводит к неравномерным просадкам грунта, часто сопряженным с выносом протаивающего материала и образованием термокарстовых просадочных воронок. Наибольшую опасность это представляет для линейных сооружений (дорог, взлетно-посадочных полос, трубопроводов), пересекающих участки с интенсивным развитием термокарста. В таких регионах необходимо организовать мониторинг состояния грунтов вдоль линейных сооружений, при этом особое внимание уделять участкам перехода от островов многолетнемерзлых грунтов к сезонно-промерзающим грунтам, вблизи границы которых возможны наиболее сильные нарушения рельефа. При необходимости применять инженерные меры, препятствующие термокарстовому размыву грунтов в насыпях.

Центральная область занимает промежуточное положение, и в ней могут происходить все перечисленные процессы, протекая, однако, с меньшей интенсивностью. Спецификой побережья арктических морей является ослабление деструктивных процессов по мере удаление от береговой линии, с одной стороны, и постепенное продвижение ее вглубь суши со скоростью от 1–2 до 25 метров в год, с другой. Из-за физической потери территории и отступания береговой линии адаптация существующей инфраструктуры не всегда возможна. Часто единственным решением является перенос объектов на значительное удаление от берега.

Адаптации населения. В настоящее время отсутствуют программы адаптации населения к будущим изменениям климата, принятые на государственном уровне. Отметим здесь лишь два аспекта этой проблемы.

Первый аспект – “поведенческий”, связанный с изменением видов, способов и приемов труда и отдыха, способов землепользования и т. д. Особую актуальность этот вид адаптации имеет для коренных народов Севера, в жизни которых значительную роль играют традиционные виды деятельности, такие как оленеводство, охота, рыболовство. Опыт и мастерство в этой деятельности, издавна передавшиеся от поколения к поколению, могут прийти в противоречие с меняющимися условиями внешней среды, в том числе и из-за изменений многолетней мерзлоты и других условий окружающей среды (Forbes, Stammler, 2009; Forbes et al., 2009).

Второй аспект связан со здравоохранением. При потеплении климата и деградации многолетней мерзлоты возможно ухудшение санитарно-эпидемиологической обстановки. Меры по адаптации в данном случае должны включать, в том числе, усиление контроля за качеством потребляемой воды и продуктов питания, в первую очередь рыбы и мяса, получаемых из локальных источников. Более подробно этот вопрос рассмотрен в главе 6.1, посвященной здоровью населения.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:48 PM Page 875

6.4.9. Заключение

Представленные в главе материалы позволяют сделать несколько выводов относительно хозяйственных объектов в районах распространения ММП.

1. Многочисленные данные указывают на то, что климат является лишь одним из факторов влияния на инфраструктуру ММП. Объекты в криолитозоне испытывают сильное техногенное и антропогенное воздействие, которое зачастую оказывает большее деструктивное влияние, чем изменения климатических характеристик. Вместе с тем, конечной причиной большинства отказов и аварий является ослабление несущей способности ММП, которое прогнозируется повсеместно в криолитозоне на протяжении XXI века из-за увеличения температуры. Таким образом, современные проблемы с хозяйственными объектами, многие из которых обусловлены засолением мерзлых грунтов или же техногенным увеличением их температуры, можно рассматривать как физическую модель того, что может происходить с объектами при изменении климата в отсутствии иных видов воздействия.

2. Притом, что существуют неопределенности перспективных оценок климата, несомненно, что его изменение оказывает неблагоприятное воздействие на объекты инфраструктуры криолитозоны, что уже привело к повреждениям и разрушению многих из них. Согласно прогнозам, эти процессы будут усиливаться на протяжении XXI века, причем климатические факторы будут играть все более заметную роль по сравнению с техногенными и прямыми антропогенными воздействиями.

3. Для минимизации потерь необходима научно обоснованная стратегия адаптации инфраструктуры к предстоящим изменениям, которую еще предстоит выработать и принять на Федеральном уровне. Такая стратегия должна дифференцированно учитывать риски для инфраструктуры, связанные с уязвимостью объектов в различных регионах криолитозоны, что позволит наиболее эффективно использовать ресурсы, мобилизуемые на адаптационные меры.

4. Инструментом, способствующим принятию обоснованных решений и планированию адаптации, являются прогнозы геокриологических опасностей, основанные на модельных расчетах с применением перспективных оценок климата.

6.4.10. Литература

Алексеева О. И., Балобаев В. Т., Григорьев М. Н., Макаров В. Н., Чжан Р. В., Шац М. М., Шепелев В. В., 2007. О проблемах градостроительства в криолитозоне (на примере Якутска), Криосфера Земли, № 2, с. 76–83.

Анисимов, О. А., Белолуцкая М. А., 2002. Оценка влияния изменения климата и деградации вечной мерзлоты на инфраструктуру в северных регионах России, Метеорология и гидрология, № 6, с. 15–22.

Анисимов О. А., Лавров С. А., 2004. Глобальное потепление и таяние вечной мерзлоты: оценка рисков для производственных обьектов ТЭК, Технологии ТЭК, № 3, с. 78–83.

Анисимов О. А., Анохин Ю. А., Лавров С. А., Малкова Г. В., Павлов А. В., Романовский В. Е., Стрелецкий Д. А., Холодов А. Л., Шикломанов Н. И., 2012. Континентальная многолетняя мерзлота, в кн.: Методы изучения последствий изменений климата для физических и биологических систем. С. М. Семенов (ред.). М.: Росгидромет, с. 301–353.

Гребенец В. И., 1991. Управление тепловым режимом многолетнемерзлых грунтов на застроенных территориях, Новые конструкции фундаментов и методы подготовки оснований. Сб. научн. тр. ВНИИОСП, вып. 95. М.,: ВНИИОСП им. Н. М. Герсеванова Госстроя СССР, с. 68–76.

Гребенец В. И., 1998. Исследование техногенного подтопления и засоления в Норильском промышленном районе, Криосфера земли, т. 2, № 1, с. 44–48.

Гребенец В. И., 2001. Формирование специфических природно-техногенных комплексов в Норильском промышленном районе, Материалы Второй конф. геокриологов России. Инж. Геокриология. М.: изд. МГУ, т. 4, с. 59–65.

Гребенец В. И., 2007. Деформации объектов в криолитозоне при непрогнозируемых изменениях сложных инженерно-геокриологических условий оснований, Инженерная геология, № 3, с. 17–20.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:48 PM Page 876

Гребенец В. И., Садовский А. В., 1993. Потепление климата и тепловой режим оснований северного города, Основания, фундаменты и механика грунтов, № 5, с. 27–30.

Гребенец В. И., Ухова Ю. А., 2008. Снижение геотехнической надежности при ухудшении мерзлотных условий оснований, Основания, фундаменты и механика грунтов, № 5, с. 24–28.

Кроник Я. А., 2001. Аварийность и безопасность природно-техногенных систем в криолитозоне. Материалы 2-й конф. Геокриологов России, МГУ, 6–8 июня 2001 г., М., изд. МГУ, т. 4, с. 138–147.

Методы оценки последствий изменений климата для физических и биологических систем, 2012. М.: Росгидромет, 512 с.

Оберман Н. Г., 2007. Глобальное потепление и изменение криолитозоны Печоро-Уральского региона, Разведка и охрана недр, № 4, с. 63–68.

Основы геокриологии., 1999. Инженерная геокриология, Э. Д. Ершов (ред.), ч. 5. М., изд-во МГУ, 526 с.

Оценочный отчет 2010. "Основные природные и социально-экономические последствия изменения климата в районах распространения многолетнемерзлых пород: прогноз на основе синтеза наблюдений и моделирования", О. А. Анисимов (ред.), М., Greenpeace, 43 с.

Павлов А. В., 2008. Мониторинг криолитозоны, Новосибирск, Гео, 229 с.

Павлов А. В., Малкова Г. В., 2005. Современные изменения климата на севере России. Альбом мелкомасштабных карт. Новосибирск: Акад. изд-во Гео, 54 с.

Стрелецкий Д. А., Шикломанов Н. И., Гребенец В. И., 2012. Изменение несущей способности мерзлых грунтов в связи с потеплением климата на севере Западной Сибири, Криосфера Земли, т. XVI, № 1, с. 22–32

Хрусталев Л. Н., Пармузин С. Ю., Емельянова Л. В., 2011. Надежность северной инфраструктуры в условиях меняющегося климата: монография. М, Университетская книга, 260 с.

ACIA, 2004: Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, 139 p.

Anisimov O. A., Reneva S. A., 2006. Permafrost and changing climate: the Russian perspective, Ambio, no. 4, pp. 169–175.

Forbes B. C., Stammler F., 2009. Arctic climate change discourse: the contrasting politics of research agendas in the West and Russia, Polar Research, vol. 28, no. 1, pp. 28–42.

Forbes B. C., Stammler F., Kumpula T., Meschtyb N., Pajunen A., Kaarlejarvi E., 2009. High resilience in the Yamal-Nenets social-ecological system, West Siberian Arctic, Russia, Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, vol. 106, no. 52, pp. 22041–22048.

Grebenets V. I., 2003. Geocryological-geoecological problems occurring in urbanised territories in Nortcen Russia and methods for improvement of foundations. Proc. of the Eighth Intern. Conference on Permafrost, 21–25 Yuly 2003, Zurich, Switzerland, vol. 1, no. 3, pp. 303–307.

Grebenets V. I., 2008. Technocryogenesis controls on the permafrost and geotechnical factors in ttowns of the permafrost zone, Proc. of the Nincht Intern. Conference on Permafrost, 29 June–3 Yuly 2083, Fairbanks, USA. pp. 541–543.

Grebenets V., Streletskiy D., Shiklomanov N., 2012. Geotechnical safety issues in the cities of Polar Regions. Geography, Environment, Sustainability Journal, vol. 5, no. 3, pp. 104–119.

Instanes A., Anisimov O., Brigham L., Goering D., Khrustalev L. N., Ladanyi B., Larsen J. O., 2005. Infrastructure: buildings, support systems, and industrial facilities. In: Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, Cambridge,UK, and New York, pp. 907–944.

Lantuit H., Overduin P.P., Nicole Couture N., Sebastian W., Are F., Atkinson D., Brown J., et al., 2012. The Arctic Coastal Dynamics Database: A New Classification Scheme and Statistics on Arctic Permafrost Coastlines, Estuaries and Coasts, vol. 35, pp. 383–400.

Nelson F. E., Anisimov O. A., Shiklomanov N. I., 2001. Subsidence risk from thawing permafrost, Nature, vol. 410, pp. 889–890.

Nelson F. E., Anisimov O. A., Shiklomanov N. I., 2002. Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions, Natural Hazards, vol. 26, no. 3, pp. 203–225.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:39 PM Page 877

Ostroumov V., Rachold V., Vasiliev A., Sorokovikov V., 2005. An application of a Markov-chain model of shore erosion for describing the dynamics of sediment flux, Geo-Marine Letters, vol. 25, pp. 196–203.

Rachold V., Are F., Atkinson D., Cherkashov G., Solomon S., 2005. Arctic Coastal Dynamics (ACD): an introduction, Geo-Mar Letters, vol. 25, pp. 63–68.

Romanovsky V. E., Smith S. L., Christiansen H. H., 2010. Permafrost Thermal State in the Polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007–2009: a Synthesis. Permafrost and Periglacial Processes, vol. 21, pp. 106–116.

Special Report on Emission Scenarios, 2000. A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, N. Nakicenovich et al. (eds.), Cambridge University Press, 599 p.

Stephenson S. R., Smith L. C., Agnew J. A., 2011. Divergent long-term trajectories of human access to the Arctic. 1 (3), pp. 156–160.

Streletskiy D. A., Shiklomanov N. I., Hatleberg E., 2012a. Infrastructure and a Changing Climate in the Russian Arctic: A Geographic Impact Assessment., Proceedings of the 10th International Conference on Permafrost, Salekhard, Russia, June 25–29.

Streletskiy D. A., Shiklomanov N. I., Nelson F. E., 2012b. Permafrost, infrastructure and climate change: A GIS-based landscape approach to geotechnical modeling, Arctic, Antarctic and Alpine Research, vol. 44, № 3, pp. 368–380.

6.5. ГИДРОЭНЕРГЕТИКА И ВОДНОЕ ХОЗЯЙСТВО

А. Л. Шалыгин

А. Е. Асарин, Ж. А. Балонишникова,
А. Н. Жиркевич, В. А. Семенов, И. В. Семенова

6.5.1. Введение

Гидрологический цикл является, с одной стороны, одним из основных климатообразующих факторов на Земле, а с другой – очень уязвимым к изменению климата элементом климатической системы нашей планеты. Участие воды в многочисленных прямых и обратных связях в климатической системе, присутствие во всех фазах – газообразной, жидкой и твердой – определяет уникальную климатообразующую роль как собственно ее межсредовых потоков, так и фазовых переходов.

При изменении климата изменение суммы осадков на водосборах рек, режима испарения и фильтрации в грунтах может оказать существенное влияние как на годовой сток рек, так и на его внутригодовое распределение. Это, в свою очередь, влияет на различные аспекты хозяйственного использования воды.

В данной главе рассматриваются важнейшие водохозяйственные аспекты – гидроэнергетика и водообеспеченность, проблемы опасных и неблагоприятных гидрологических явлений и качества вод. К освещению этих вопросов были привлечены в том числе материалы научных публикаций, вышедших после опубликования первого “Оценочного доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации” – ОД_РФ-1 (2008).

6.5.2. Краткое резюме результатов ОД_РФ-1

В ОД_РФ-1 (2008 г.) были кратко изложены основные оценки последствий происходящих и ожидаемых изменений климата для водохозяйственной деятельности.

Последствия наблюдаемых изменений климата выражаются, во-первых, в увеличении годового стока основных рек страны, и, во-вторых, в значительном изменением внутригодового распределения стока в сторону увеличения меженного (главным образом зимнего) стока и уменьшения стока весеннего половодья.

Для построения перспективных оценок (до конца XXI века), на основе различных представлений о будущем климате (были использованы результаты расчетов с помощью глобальных климатический моделей семейства CMIP3 в условиях разных сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему) были выполнены оценки водности крупных рек страны, изменения притока к водохранилищам крупнейших ГЭС, изменения водообеспеченности и характеристик, влияющих на речное судоходство.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:39 PM Page 878

Ожидаемый повышенный приток воды к водохранилищам крупных гидроэлектростанций (ГЭС) России в целом благоприятно скажется на выработке электроэнергии в стране. Значительное увеличение притока воды в зимний период благоприятно для выработки электроэнергии, но потребует пересмотра режима работы отдельных водохранилищ и каскадов для создания оптимальных условий регулирования стока с учетом запросов всех водопользователей и минимизации возможных неблагоприятных экологических и социальных последствий.

Ожидаемое сокращение периода ледостава на реках и водоемах и уменьшение максимальной толщины льда, с одной стороны, способствуют заметному продлению времени речного судоходства, а с другой – сокращает период доставки грузов в труднодоступные районы по зимним автомобильным трассам, проложенным по замерзшим руслам больших рек. Ожидаемое вследствие изменения климата увеличение меженного стока и изменение продолжительности и сроков навигации практически для всех крупных рек России потенциально может благоприятствовать речному судоходству и увеличению объема грузоперевозок по рекам и водоемам.

6.5.3. Гидроэнергетика

Оценка последствий изменения климата для гидроэнергетики Европы была проведена с использованием макромасштабной гидрологической модели (Lehner et al., 2005). Эта оценка, выполненная в условиях сценария эмиссии IS92a (IPCC 2001, 2001) антропогенного воздействия на климатическую систему, показала, что к 2070-м годам потенциал выработки электроэнергии гидроэлектростанциями по сравнению с концом XX века возрастет на 15–30% в Скандинавии и северной части России. В Западной Европе значительную часть электроэнергии дает гидроэнергетика – от 19% (Финляндия) до – почти 100% (Норвегия). Для Португалии, Испании, Украины и Болгарии, где в настоящее время от 10% (Украина, Болгария) до 39% электроэнергии дает гидроэнергетика, ожидается снижение потенциала гидроэнергетики на 20–50%. В целом для Европы, где доля гидроэнергетики в выработке электроэнергии составляет 20%, к 2070-м годам ожидается снижение потенциала гидроэнергетики на 7–12% (IPCC, 2007).

Для проектирования и эксплуатации ГЭС очень важна информация о режиме осадков и запасах воды в снежном покрове на водосборе водохранилища, от которых зависят объем притока воды в водохранилище, а также уровни в верхнем и нижнем бьефах. Так, изменение в месячных суммах осадков на 1% в среднем вызывает 1%–ное изменение в выработке электроэнергии на ГЭС (Энциклопедия климатических ресурсов..., 2005).

Если объем притока воды оказывается значительно больше нормы, то могут потребоваться холостые сбросы воды, представляющие опасность для населенных пунктов, расположенных ниже по течению. Если же объем притока будет меньше нормы, то водохранилище может оказаться незаполненным до нормального подпорного уровня (НПУ). Возникающую при этом недовыработку ГЭС приходится в этих случаях компенсировать энергией от других источников.

Ожидаемое (в рамках ряда сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему) в XXI в. увеличение осадков на территории России, с одной стороны, может привести к учащению затопления объектов, расположенных в нижних бьефах ГЭС, и к затратам, связанным с необходимостью изменения режима работы ГЭС. С другой стороны, ожидаемое изменение притока воды к действующим при ГЭС водохранилищам благоприятно повлияет на выработку электроэнергии. Исключение составят Цимлянская, Новосибирская и Зейская ГЭС, где ожидается уменьшение выработки электроэнергии (Кобышева, 2012). На рис. 6.5.1 показаны возможные изменения выработки электроэнергии на ГЭС к середине XXI в., рассчитанные по результатам моделирования стока на данный период (Климатические факторы…, 2010). Данные о слое стока получены осреднением результатов расчетов для группы (ансамбля) 16 моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) в рамках сценария A2 антропогенного воздействия на климатическую систему (Special Report on Emission Scenarios, 2000).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 879

Как было показано в разделе 4.1 “Водные системы суши” настоящего Доклада, в ближайшие десятилетия нет оснований ожидать каких-либо значительных изменений водных ресурсов основных рек страны в результате антропогенного потепления климата. Наиболее вероятно незначительное (в пределах 5%) увеличение годового стока (Шикломанов и др., 2008; Георгиевский, Шалыгин, 2012; Георгиевский и др., 2013). Согласно (Георгиади, Милюкова, 2012) в первой трети текущего столетия можно ожидать незначительного (до 5%) повышения годового стока в бассейне Волги.

Отметим, что такие изменения находятся в пределах естественной изменчивости годового стока и не могут оказать существенного влияния на суммарную годовую выработку электроэнергии на ГЭС страны.

Вместе с тем в разделе 4.1 “Водные системы суши” настоящего Доклада были также отмечены существенные климатообусловленные изменения во внутригодовом распределении стока рек страны. Они выражаются в значительном увеличении меженного стока, главным образом – зимнего. Так, в Европейской части России (ЕЧР), как правило, водность рек зимой увеличилась – на 50–120%. Отмечаются значимые положительные тренды зимнего стока и существенное увеличение его изменчивости. Увеличение притока воды в меженные периоды благоприятно для выработки гидроэлектроэнергии, но может потребовать пересмотра правил управления водными ресурсами водохранилищ и каскадов для создания оптимальных условий регулирования стока с учетом запросов всех водопользователей и при минимизации возможных негативных экологических и социальных последствий.

Волжско-Камский каскад ГЭС. В отношении влияния на гидроэнергетику страны происходящие изменения климата коснулись, в основном, бассейна Волги. Это влияние обусловлено не только и не столько повышением годового стока за счет увеличения осадков, а повышением температуры воздуха холодного периода года, в результате чего зимний сток рек за период 1978–2010 гг. увеличился на 70–120% по отношению к средним значениям за период 1946–1977 гг. (рис. 6.5.2).

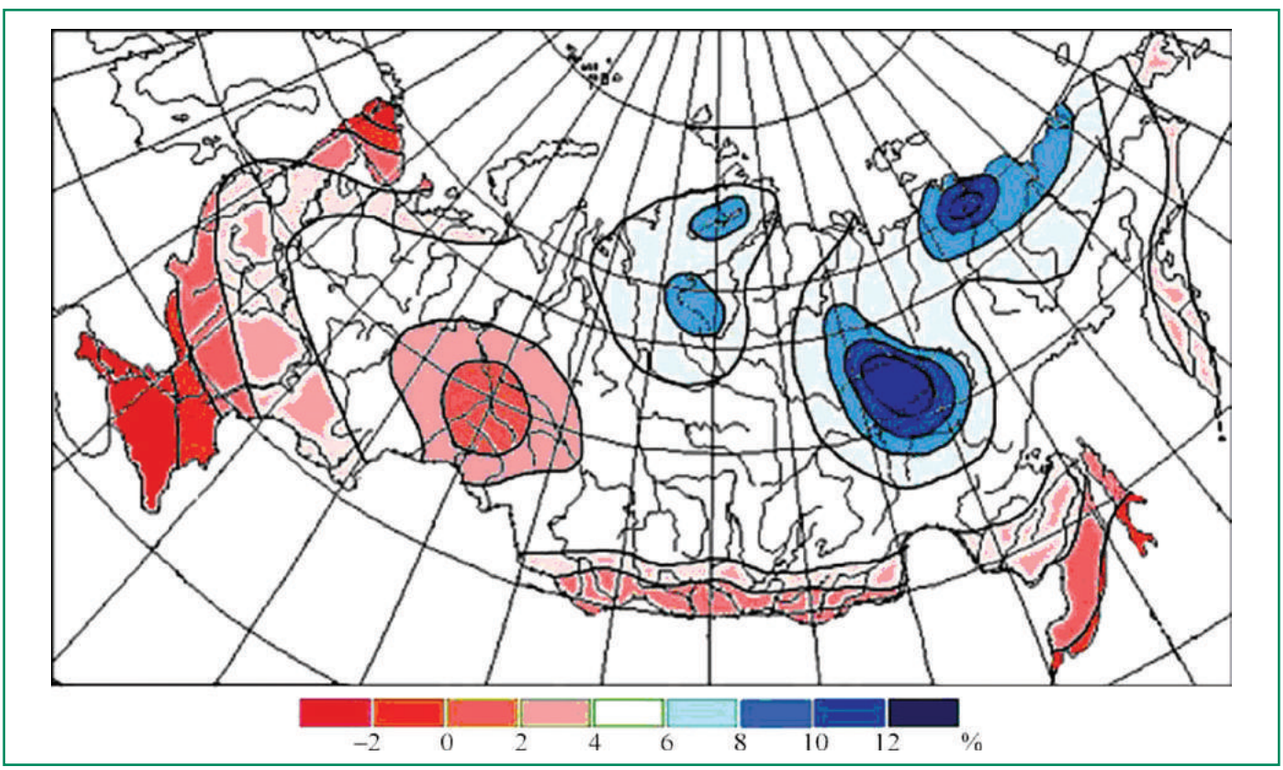


Рис. 6.5.1. Изменение выработки электроэнергии на ГЭС в середине XXI в. по сравнению с периодом 1981–2000 гг. (Климатические факторы..., 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 880

В результате происходящего потепления климата со второй половины 1970-х гг. в бассейне Волги существенно изменились условия формирования стока – повсеместно увеличилась водность меженных месяцев, особенно зимних, повысился минимальный сток рек, значительно возросла межгодовая изменчивость ряда характеристик водного режима рек, в особенности зимнего стока.

К началу XXI века по сравнению со средним значением за период 1946–1977 гг. произошли существенные изменения в годовом притоке к водохранилищам Волжско-Камского каскада ГЭС (ВКК) – он увеличился на 8–26%, а суммарный приток возрос на 41 км^3 (Исследование изменений…. Кн. 1, 2010а). Значительно изменилось внутригодовое распределение притока к водохранилищам: практически для всех водохранилищ наблюдалось увеличение притока в декабре–марте – от ~70% для Камских водохранилищ до более 200% для Угличского водохранилища. Последние десятилетия характеризуются значительно большей изменчивостью естественного притока воды в водохранилища в меженные месяцы, а также в целом за год.

Наиболее значительные изменения климата и характеристик стока произошли в рассматриваемом регионе в течение относительно небольшого промежутка времени – во второй половине 1970-х гг. С тех пор и до настоящего времени сохраняются достигну-

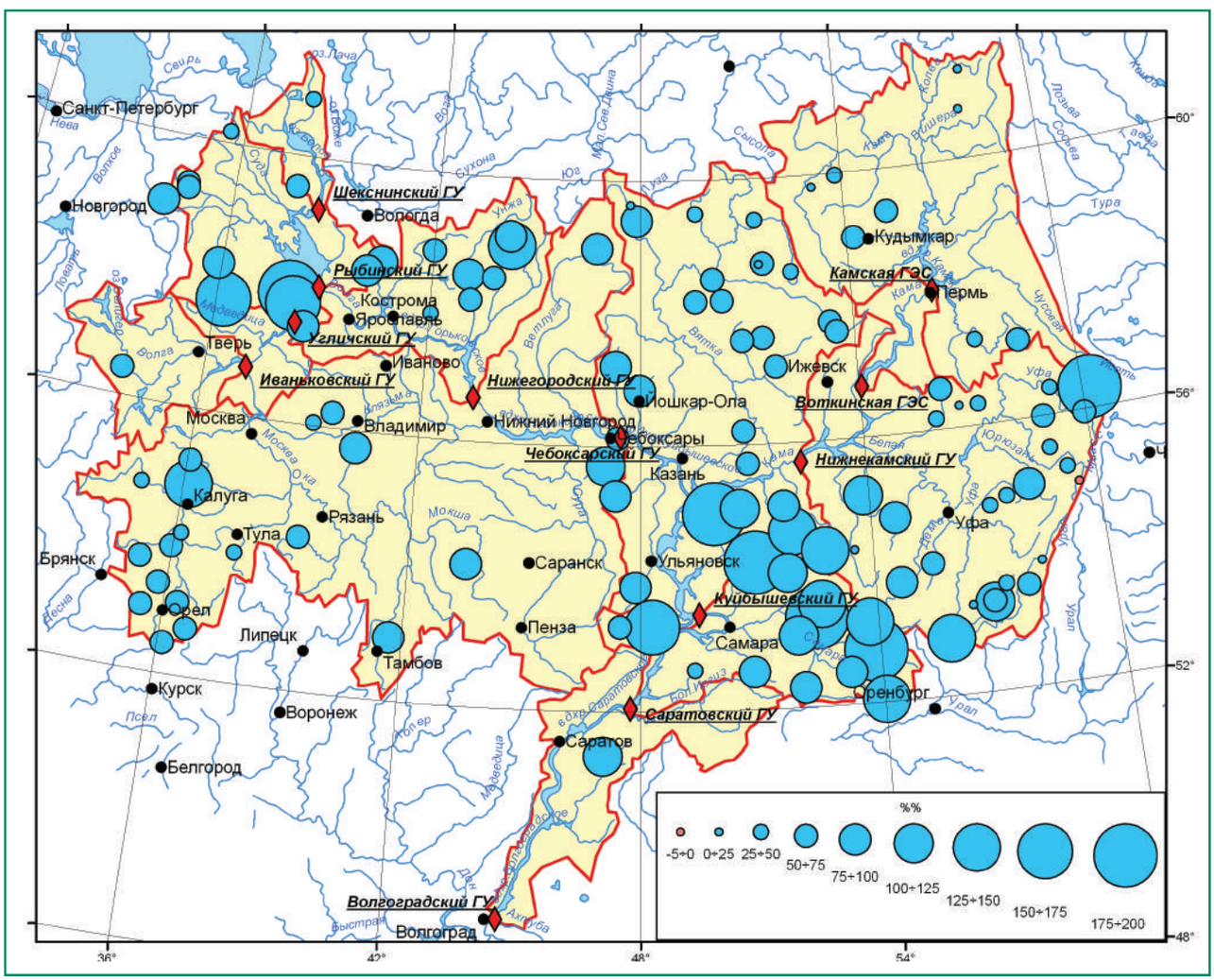


Рис. 6.5.2. Изменения зимнего стока (%) в бассейне Волги за период 1978–2010 гг. по отношению к средним значениям за период 1946–1977 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 881

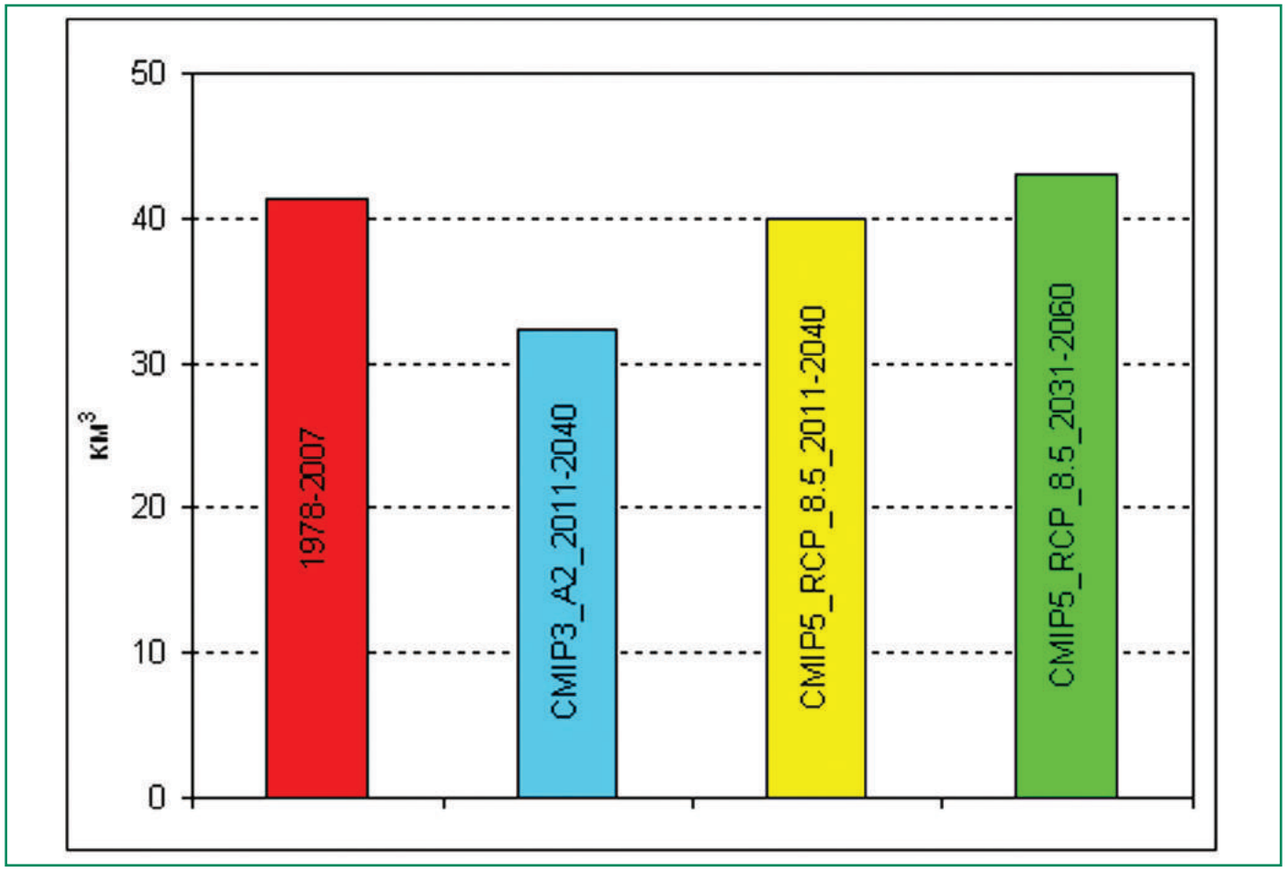


Рис. 6.5.3. Фактические изменения за 1978–2007 гг. и расчетные аномалии (по отношению к норме 1946–1977 гг.) годового притока к водохранилищам ВКК, км^3.

тые высокие уровни температуры воздуха, атмосферных осадков и притока к водохранилищам ВКК при сильной межгодовой изменчивости и практически при отсутствии значимых трендов. Это позволило выдвинуть гипотезу о том, что со второй половины 1970-х годов в бассейне Волги сформировался новый квазистационарный режим притока речных вод к водохранилищам ВКК, и о возможности использования рядов элементов водного баланса водохранилищ ВКК за последние три десятилетия в качестве аналогов (в статистическом смысле) на ближайшие десятилетия.

Для обоснования этой возможности, наряду со статистическим анализом рядов гидрометеорологических характеристик, выполнены оценки возможных изменений стока рек бассейна и притока в водохранилища ВКК с использованием перспективных оценок будущего климата, полученных расчетным путем с использованием групп (ансамблей) глобальных климатических моделей семейств CMIP3 и CMIP5. При этом в первом случае использовался сценарий A2 (Special Report on Emission Scenarios, 2000) антропогенного воздействия на климатическую систему, а во втором – сценарий RCP8.5 (Climate Change, 2013). Расчеты были проведены для 2011–2040 гг. и 2031–2060 гг. Перспективные оценки показали, что ожидаемое увеличение годового притока к водохранилищам ВКК в рассматриваемые два будущих периода времени по сравнению с концом 1970-х годов сравнимо с уже произошедшими изменениями за последние десятилетия, о чем говорилось выше (рис. 6.5.3).

Ожидаемое по результатам расчетов с помощью практически всех современных глобальных климатических моделей и в условиях существующих сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему дальнейшее повышение зимних температур воздуха позволяет с высокой долей уверенности считать, что увеличенный

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 882

зимний приток в водохранилища ВКК, наблюдающийся со второй половины 1970-х годов, сохранится и в ближайшие два–три десятилетия.

Что касается перспективных оценок для года в целом и для летне-осеннего периода, то неопределенность оценок здесь очень велика. Это связано в первую очередь с тем, что характеристики осадков имеют очень высокую временную и пространственную изменчивость. Вследствие этого для водохозяйственных и водноэнергетических расчетов нельзя принять какое-либо одно представление о гидроклиматических условиях ближайших десятилетий. Целесообразно рассмотрение нескольких возможностей.

Учитывая объективную значительную неопределенность будущих параметров притока к водохранилищам ВКК, особенно в отношении возникновения экстремальных по водности лет (или их группировок), основные водохозяйственные и водноэнергетические расчеты по гидроузлам ВКК выполнены для трех вариантов гидрометеорологических условий в бассейне Волги (Исследование изменений…. Кн. 2, 2010б):

- 61-летний период 1914/15–1974/75 гг. относительно стабильного климата;
- 30-летний период 1975/76–2004/05 гг., отражающий изменение водного режима в бассейне р. Волги в результате современного изменения климата;
- полный 91-летний период 1914/15–2004/05 гг., используемый в современных проектных водохозяйственных и водноэнергетических расчетах.

Сравнение расчетных, регламентированных “Правилами” и фактических показателей режима работы гидроузлов ВКК позволило сделать следующие выводы (ниже в пп. 1) – 6) дается сравнение показателей 1975/76–2004/05 гг. с показателями 1914/15–1974/75 гг.):

1) Сток в бассейне р. Волги в последние десятилетия увеличился по сравнению с предыдущим периодом. Расчетный объем стока Волги в нижнем бьефе Волгоградского гидроузла (ГУ) за год, половодье, летне-осеннюю и зимнюю межень увеличился соответственно на 15%, 6%, 23% и 24%.

2) Из-за увеличения стока в бассейне р. Волги увеличилась энергоотдача ГЭС ВКК (рис. 6.5.4), особенно заметно – зимняя. Так, суммарная средняя многолетняя выработка электроэнергии девяти ГЭС возросла на 13%, суммарная среднезимняя мощность 90%-ной обеспеченности – на 47%.

3) Возросла обеспеченность навигационных уровней воды в верхних бьефах гидроузлов ВКК. Так, обеспеченность уровней верхнего бьефа Куйбышевского ГУ в течение года на отметке 50.0 м возросла с 61% до 75%, на отметке 51.0 м – с 35% до 48%, а на отметке 49.0 м в период меженной навигации с июля до 2-й декады ноября – с 92.6% до 96.6% (рис. 6.5.5).

4) Повысилась обеспеченность навигационных и специальных весенних попусков в нижний бьеф Волгоградского ГУ (рис. 6.5.6): обеспеченность расхода воды в период навигации 5000 м^3/с повысилась на 65%, 4000 м^3/с – на 30%; объема стока 120 км^3 за IV–VI – на 22%, 90 км^3 – на 18%. Заметим, что пункты 3 и 4 относятся также и к следующему подразделу Доклада, посвященному речному судоходству.

5) При водохозяйственных и водноэнергетических расчетах рекомендуется учитывать всю имеющуюся информацию вплоть до последнего года наблюдений. Планирование будущей водохозяйственной обстановки и энергоотдачи ГЭС, исходя только из современных многоводных условий, а также на основе какого-либо одного представления о будущем климате, является рискованным. Например, даже при общем положительном тренде водности возможны маловодные годы и периоды.

6.5.4. Водообеспеченность

Полученные результаты современных и ожидаемых изменений годового и сезонного стока могут привести во многих регионах РФ к серьезным социально-экономическим последствиям. Действительно, сток рек, являясь интегральной характеристикой возобновляемых водных ресурсов, обеспечивает основной объем водопотребления, определяет количественные показатели водообеспеченности* населения и террито-

*Природная водообеспеченность того или иного региона (бассейна) – это количество возобновляемых водных ресурсов, которое приходится в год на одного жителя (тыс. м^3) или на единицу площади (объем на 1 км^2 площади, или слой в мм).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 883

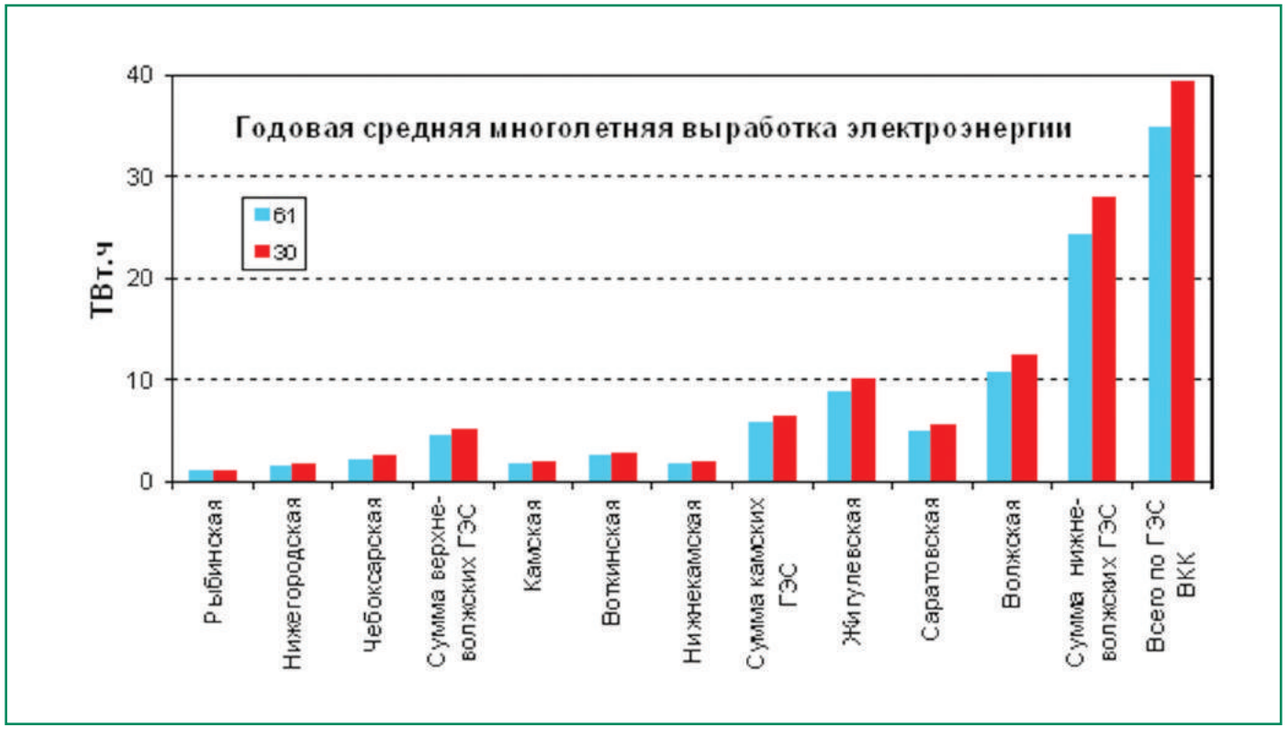


Рис. 6.5.4. Годовая средняя выработка электроэнергии на ГЭС ВКК за периоды 1914/15–1974/75 гг. (61) и 1975/76–2004/05 гг. (30).

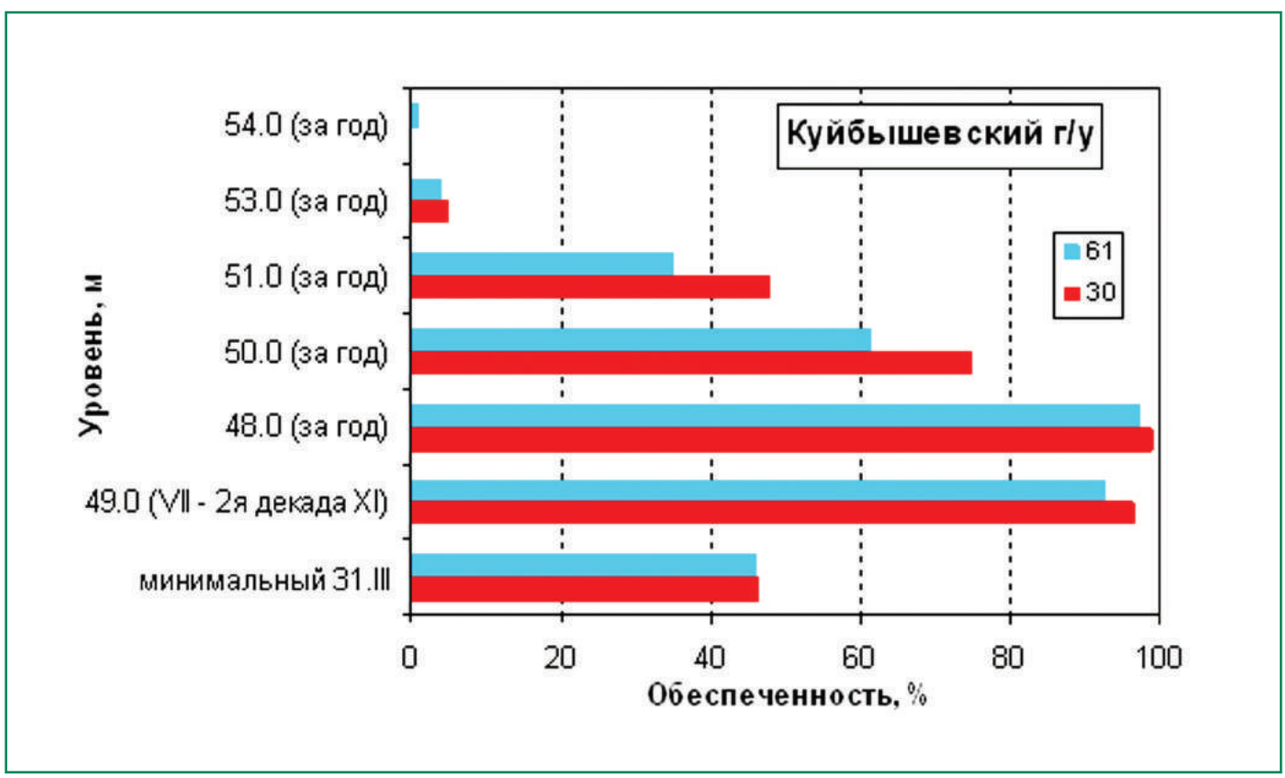


Рис. 6.5.5. Обеспеченность навигационных уровней воды в верхнем бьефе Куйбышевского ГУ за периоды 1914/15–1974/75 гг. (61) и 1975/76–2004/05 гг. (30).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 884

рии, дефицит водных ресурсов и степень нагрузки на них.

Водные ресурсы распределены на территории России крайне неравномерно и во многих случаях не соответствуют плотности населения и размещению промышленных и сельскохозяйственных объектов.

Наиболее полноводные реки России – Северная Двина, Печора, Обь, Енисей, Лена, Амур – протекают в слабообжитых и экономически малоразвитых регионах. В то же время речные водосборы юга Европейской части России – Дон, Кубань, Терек, Сулак и Волга – это густонаселенные районы страны, где сосредоточена значительная доля промышленного и сельскохозяйственного производства. Водные ресурсы рек России различаются в сотни раз, а водообеспеченность населения – в тысячи раз.

Основной объем ежегодно возобновляемых водных ресурсов России (Современная и перспективная оценка…, 2012) приходится на речные бассейны Оби (403 км^3/год), Печоры (133 км^3/год), Енисея (590 км^3/год), Ангары (109 км^3/год), Лены (545 км^3/год) и Амура (300 км^3/год).

Природная (потенциальная) водообеспеченность территории в бассейнах этих рек составляет соответственно 137 мм, 414 мм, 242 мм, 126 мм, 219 мм и 174 мм. Водообеспеченность населения в этих регионах очень высокая. Исключение составляет верховье Иртыша, где водообеспеченность населения очень низкая – 2.3 тыс. м^3/год на человека.

На ЕЧР водообеспеченность населения находится в пределах от 0.1 до 16 тыс. м^3/год на человека, т. е. от катастрофически низкой (Северский Донец) до высокой (бассейн р. Невы, р. Нарвы, Западной Двины и ряд участков р. Волги).

На юге ЕЧР потенциальная водообеспеченность всех речных водосборов является низкой и составляет в целом для Дона – 2.5 тыс. м^3/год на человека, Кубани – около 4.0 тыс. м^3/год на человека, Терека – 4.5 тыс. м^3/год на человека, Сунжи – 1.8 тыс. м^3/год на человека.

Серьезные проблемы водообеспечения имеют место и в достаточно увлажненных регионах, имеющих развитую экономику и высокую плотность населения; водообеспеченность населения в

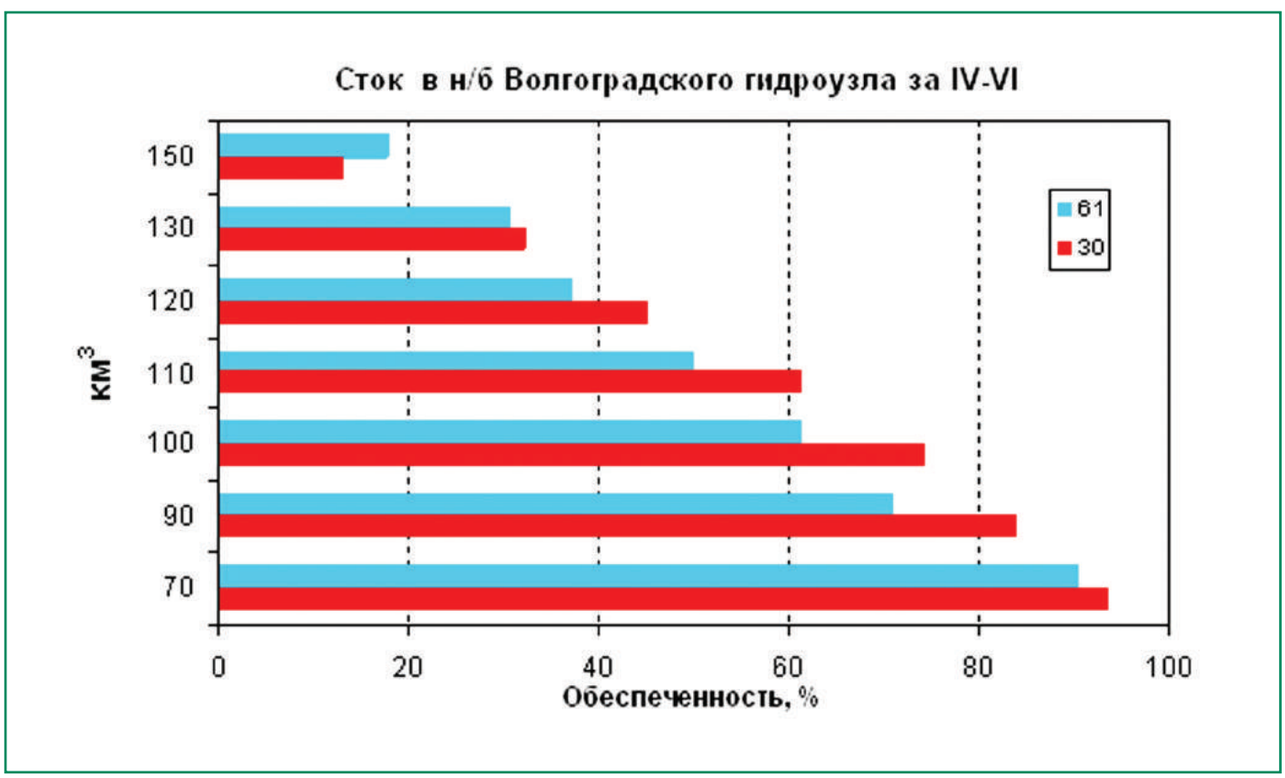


Рис. 6.5.6. Обеспеченность навигационных и специальных весенних попусков (за IV–VI) в нижнем бьефе Волгоградского ГУ за периоды 1914/15–1974/75 гг. (61) и 1975/76–2004/05 гг. (30).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 885

этих регионах обычно очень мала, а водные ресурсы имеют высокую степень загрязнения. При этом климатические изменения и хозяйственная деятельность в значительной степени обостряют проблемы водообеспечения в регионах с ограниченными водными ресурсами. Такими регионами являются бассейны рек Волга, Ока, Клязьма, Сура и Урал.

Отметим, что потенциальная водообеспеченность является несколько завышенной характеристикой, поскольку не учитывает безвозвратно потерянную воду в результате хозяйственной деятельности и водность года. Более показательной величиной обеспеченности является реальная водообеспеченность, рассчитанная с учетом безвозвратных потерь и на основе водных ресурсов за три последовательных маловодных года за весь период наблюдений.

В средние по водности годы катастрофически низкую водообеспеченность имеет водосбор Северского Донца (0.87 тыс. м^3/год на человека), низкую водообеспеченность (до 5 тыс. м^3/год на человека) имеют водосборы Дона (на разных водохозяйственных участках от 1.6 до 2.4 тыс. м^3/год на человека), Кубани (на участках до Краснодарского ГУ – 1.6–2.1 тыс. м^3/год на человека), Терека (водохозяйственный участок до Владикавказа – 2.8 тыс. м^3/год на человека), Волги (от Чебоксарского ГУ до створа Верхнее Лебяжье – 3.0–4.1 тыс. м^3/год на человека), Оки (1.3–4.5 тыс. м^3/год на человека), Клязьмы (1.0 тыс. м^3/год на человека), Суры (4.5 тыс. м^3/год на человека) и Урала (3.7 тыс. м^3/год на человека).

В маловодные годы все перечисленные участки водосборов, естественно, имеют еще более низкую водообеспеченность, а такие из них как участки, ограниченные створом р. Дон – Цимлянская ГЭС, станица. Раздорская, р. Кубань – устье, р. Сунжа – г. Грозный, р.Ока – г. Муром, р. Клязьма – г. Владимир, р. Урал – г. Верхнеуральск, переходят в категорию катастрофически низкой водообеспеченности (менее 1.0 тыс. м^3/год на человека).

Важно отметить, что указанные водохозяйственные участки бассейнов, имеющие наиболее острые проблемы водообеспечения, особенно, в маловодные годы, являются наиболее густонаселенными и экономически развитыми регионами нашей страны; общая площадь этих регионов составляет 14.7% территории РФ. Суммарные водные ресурсы на территории этих регионов составляют 9.14% от общероссийских, а проживает здесь 76% всего населения России.

Средняя водообеспеченность (5.0–10.0 тыс. м^3/год на человека) в настоящее время характерна для верхней Волги, р. Белой и нижнего Иртыша. В маловодные годы водообеспеченность этих регионов снижается до низкой (менее 5.0 тыс. м^3/год на человека).

На водосборах Северо-Запада водообеспеченность как в средние по водности годы, так и в маловодные остается достаточно высокой – до 20.0 тыс. м^3/год на человека.

Водообеспеченность водосборов северных и сибирских рек очень высокая. Значения реальной водообеспеченности находятся в пределах от 80.0 тыс. м^3/год на человека (Северная Двина) до 1350 тыс. м^3/год на человека (р. Камчатка). Исключение здесь бассейны верхней Оби, р. Томь и верхнего Иртыша, где водообеспеченность определяется на границе средней и высокой (10.0–11.0 тыс. м^3/год на человека).

В разрезе административных единиц РФ в настоящее время наименее обеспечены водными ресурсами ряд субъектов Центрального, Южного и Северо-Кавказского федеральных округов. Однако и в других федеральных округах имеются регионы с низкой водообеспеченностью. Ниже, в таблице 6.5.1 приводятся данные по реальной водообеспеченности населения тех субъектов РФ, которые в средние по водности и в маловодные годы имеют низкую (2.01–5.0 тыс. м^3/год), очень низкую (1.01–2.0 тыс. м^3/год) и катастрофически низкую (< 1.0 тыс. м^3/год) водообеспеченность. В настоящее время таких субъектов в РФ 23.

В соответствии с данными этой таблицы крайне неблагоприятные показатели имеют Белгородская, Курская, Липецкая, Московская (с г. Москва), Тамбовская, Оренбургская, Пензенская, Курганская и Челябинская области, Ставропольский край, Республики Калмыкия и Ингушетия.

Следует отметить, что по сравнению с данными за 2005 г. водообеспеченность изменилась в соответствии с наблюдаемым в настоящее время и прогнозируемым ранее (Шикломанов и др., 2007; Шикломанов и др., 2010) изменением речного стока. В тех регионах, где увеличился годо-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 886

Таблица 6.5.1. Субъекты РФ с низкой водообеспеченностью (< 5000 м³/год) относительно общих водных ресурсов в средние по водности и маловодные годы

Субъекты РФ	Численность населения, млн чел., 2010 г.	Средние многолетние водные ресурсы, км³/год	Водные ресурсы за маловодный период, км³/год	Водообеспеченность, тыс. м³/год на чел.	
				среднемноголетними водными ресурсами	водными ресурсами в маловодный период
Центральный ФО					
Белгородская обл.					
Брянская обл.	1.53	2.70	1.62	1.76	1.06
Воронежская обл.	1.28	7.30	5.10	5.70	3.98
Курская обл.	2.34	13.7	6.00	5.85	2.56
Липецкая обл.	1.13	3.80	2.13	3.36	1.88
Московская обл. и	1.17	6.30	3.30	5.38	2.82
г. Москва	18.6	18.0	12.2	0.97	0.66
Орловская обл.	0.79	4.10	2.60	5.19	3.29
Тамбовская обл.	1.09	4.10	2.52	3.76	2.31
Тульская обл.	1.55	10.6	7.60	6.84	4.90
Южный ФО					
Респ. Калмыкия	0.29	1.10	0.25	3.79	0.86
Краснодарский край	5.23	23.0	17.4	4.40	3.33
Ростовская обл.	4.28	26.2	12.7	6.12	2.97
Северо-Кавказский ФО					
Респ. Ингушетия	0.41	1.70	0.73	4.15	1.78
Ставропольский край	2.79	5.50	0.46	1.97	0.16
Приволжский ФО					
Респ. Башкортстан	4.07	34.2	19.0	8.40	4.67
Респ. Мордовия	0.83	4.90	2.54	5.90	3.06
Оренбургская обл.	2.03	12.6	3.5	6.21	1.72
Пензенская обл.	1.39	5.60	2.84	4.03	2.04
Уральский ФО					
Курганская обл.	0.91	3.50	0.69	3.85	0.76
Свердловская обл.	4.30	30.2	15.7	7.02	3.65
Челябинская обл.	3.48	7.40	3.35	2.13	0.96
Сибирский ФО					
Омская обл.	1.98	41.3	9.5	20.9	4.80

вой сток, водообеспеченность незначительно повысилась (все отмеченные субъекты Центрального, Приволжского, Уральского и Сибирского федеральных округов). В южных регионах, снижение годового стока привело к еще более низкой водообеспеченности. Эта тенденция совпадает с прогнозами, которые были сделаны ранее в Государственном гидрологическом институте (Шикломанов и др., 2008; Оценочный доклад.., 2008). Численность населения (2010 г.) по сравнению с 2005 г. повсеместно снизилась (за исключением Краснодарского края, г. Москвы и Московской обл.), что также привело в указанных выше субъектах к увеличению водообеспеченности.

Прогностические оценки водных ресурсов и численности населения позволяют оценить ожидаемое в ближайшей перспективе изменение потенциальной водообеспеченности. В целом, для территории России потенциальная водообеспеченность на одного жителя может увеличиться на 5–10% за счет прогнозируемого увеличения водных ресурсов и сокращения численности населения. Увеличение водообеспеченности (до 10%) можно ожидать на большей части территории

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 887

России, где формируется более 95% водных ресурсов страны (Шикломанов и др., 2011). Вместе с тем, в ряде густонаселенных регионов – на территориях субъектов Южного и Северо-Кавказского федеральных округов, которые и в современных условиях имеют довольно ограниченные водные ресурсы, следует ожидать уменьшения водообеспеченности от 5 до 15%, за счет изменений климата, увеличения водопотребления и небольшого роста населения. В частности, наиболее значительное уменьшение водообеспеченности (до 10–15%) прогнозируется в Республике Башкортостан, Республике Калмыкия, Краснодарском и Ставропольском краях, Ростовской обл.

В остальных, субъектах РФ с малой водообеспеченностью (Республика Мордовия, Оренбургская, Белгородская, Воронежская, Курская, Липецкая, Орловская, Тамбовская, Пензенская, Курганская, Челябинская области) ожидается увеличение водообеспеченности не более 5%.

В маловодные годы водообеспеченность населения Белгородской, Курской, Оренбургской, Курганской и Челябинской областей может быть близкой к величинам 1000–1500 м^3 в год на одного человека, т. е. быть очень низкой или критически низкой.

В других указанных выше субъектах Центрального, Приволжского, Уральского и Сибирского федеральных округов водообеспеченность ожидается в пределах 2000–4500 м^3 в год на одного жителя, что также является низкой водообеспеченностью.

Следует отметить, что, несмотря на прогнозируемое заметное увеличение водных ресурсов в нечерноземных областях Центрального федерального округа, в некоторых регионах, прежде всего в Московской области (вместе с г. Москва), в результате постоянного роста населения, можно ожидать дальнейшего снижения водообеспеченности, которая в настоящее время уже находится на критическом уровне.

6.5.5. Опасные и неблагоприятные гидрологические явления

На территории России основными видами гидрологических опасностей являются речные наводнения во время весеннего половодья, при дождевых и снего-дождевых паводках, ледовых заторах, зажорах, ветровых нагонах в устьях рек, селевые потоки на горных реках, а также длительные маловодья во время засух.

6.5.5.1. Наводнения

Практически ежегодно в нашей стране происходят крупные наводнения. По площади охватываемых территорий и наносимому материальному ущербу эти стихийные бедствия превосходят все остальные. Потенциальному затоплению подвержена территория страны общей площадью 400 тыс. км^2, ежегодно затапливается около 50 тыс. км^2. В условиях подтопления могут оказаться в разное время более 300 городов, десятки тысяч мелких населенных пунктов с суммарным населением более 4.6 млн человек, множество хозяйственных объектов, более 7 млн га сельскохозяйственных угодий. По оценкам специалистов, среднемноголетний ущерб от наводнений составляет около 43 млрд руб. (Атлас природных …, 2004).

В ОД_РФ-1 отмечалось, что во многих экономических районах России в начале XXI века повторяемость катастрофических наводнений, обусловленных высокими паводками и половодьями, увеличилась на 15% по сравнению с последним десятилетием XX века, в особенности на горных реках Кавказа, в Восточной Сибири и на юге Дальнего Востока.

В вышедших после публикации ОД_РФ-1 монографиях (Экстремальные гидрологические…, 2010; Алексеевский и др., 2011; Методы оценки…, 2012) на основе анализа результатов стационарных гидрологических наблюдений сети Росгидромета делается вывод о том, что для большинства речных бассейнов России основной тип опасных наводнений связан с таянием снега. Проходят они исключительно в период весеннего половодья и, как правило, характерны для равнинных рек. Отмечается, что на АЧР наблюдательной сетью Росгидромета зарегистрирован рост числа наводнений за период 1990–2010 гг., а на ЕЧР этого не наблюдается.

На карте распределения различных видов ущербов от наводнений по территории РФ (Природные опасности…, 2001; Борщ и др., 2012) наи-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 888

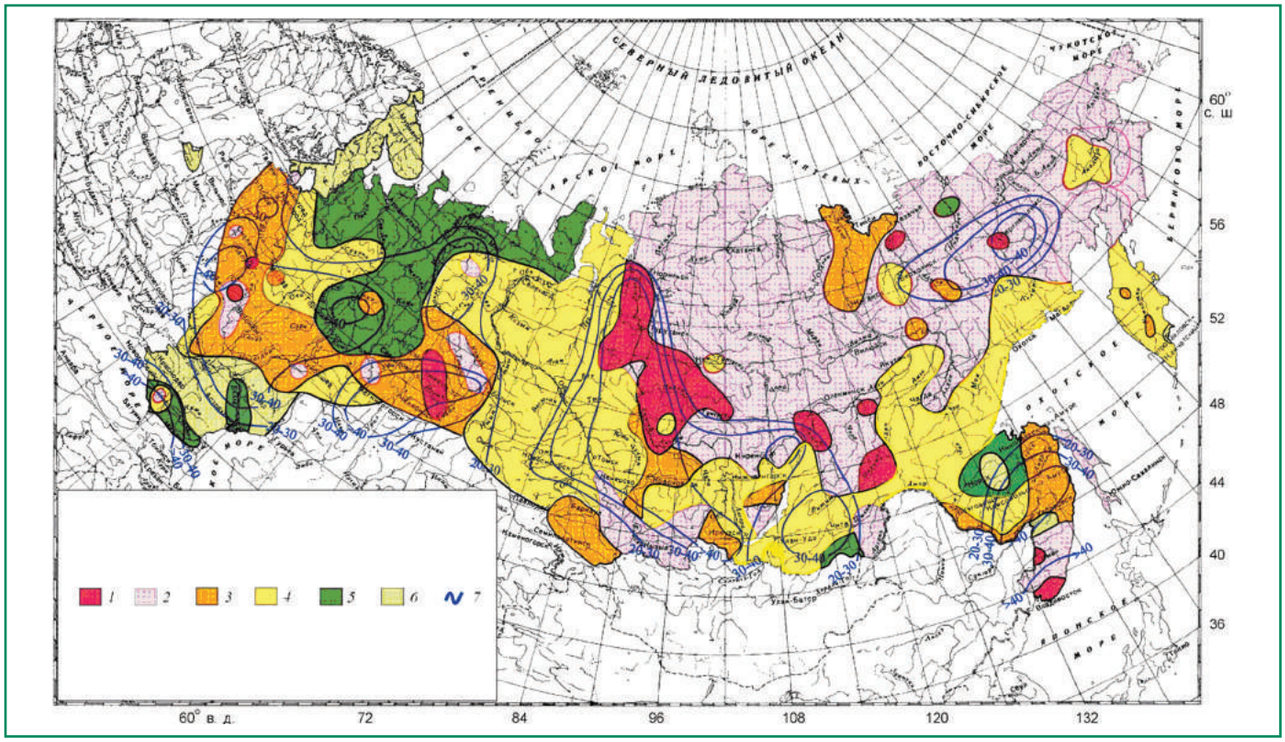


Рис. 6.5.7. Районирование территории РФ по степени опасности наводнений (Природные опасности России, 2001). 1 – район, где максимальный уровень более чем на 3.3 м превышает уровень начала затопления прибрежных территорий (чрезвычайно опасное наводнение); 2 – район с максимальным превышением уровня начала затопления на 2.1–3.2 м (весьма опасное наводнение); 3 – район с максимальным превышением на 1.5–2.0 м (опасное наводнение); 4 – район с максимальным превышением на 0.8–1.4 м (умеренно опасное наводнение); 5 – район с максимальным превышением на 0.3–0.7 м (малоопасное наводнение); 6 – район с максимальным превышением на 0.3 м (незначительно опасное); 7 – изолинии равных вероятностей превышения (%) уровней начала затопления прибрежных территорий.

большим ущербом отличается регион Северного Кавказа, а также бассейны рек Волги и Амура (рис. 6.5.7).

На картах районирования территории РФ по степени опасности наводнений (Алексеевский и др., 2011; Экстремальные гидрологические…, 2010) чрезвычайно опасные наводнения с максимальным превышением уровня начала затопления более чем на 3.3 м бывают в бассейнах рек Тобол, Енисей (средняя и нижняя часть бассейна), Лена (верхняя часть бассейна) и реки юга Приморья. Большая часть территории Сибири и Дальнего Востока, Сахалин относятся к районам весьма опасных наводнений с максимальным превышением уровня начала затопления на 2.1–3.2 м.

В монографии (Алексеевский и др., 2011) на основе обобщений сведений о наводнениях приводятся классификация наводнений по уровню социально-экономического ущерба, шкала балльности разрушений при наводнениях, предлагаются пути совершенствования системы гидрометрических наблюдений на реках с опасными половодьями или паводками.

Сведения об опасных гидрологических явлениях на реках страны с учтенным ущербом за 1991–2010 гг. приведены в обобщенном виде в табл. 6.5.2 (Семенов, 2012).

Общее число всех ОГЯ за первое десятилетие XXI века по сравнению с последним десятилетием XX века увеличилось почти в 1.5 раза. Количество опасных наводнений в половодье увеличилось на 12%, заторных наводнений – на 25%, опасных паводков – на 40%, селей с учтенным ущербом – почти в три раза; число опасных нагонных наводнений с учтенным ущербом уменьшилось в два раза.

Наибольшее увеличение числа наводнений за последние годы XX и первое десятилетие XXI

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 889

столетия характерно для рек АЧР: горные и предгорные районы Южного Урала (реки Тобол, Белая) и юга Западной Сибири (Алтай, Саяны) (табл. 6.5.3), а также некоторых районов Дальнего Востока (Сахалин, Камчатка), где запасы воды в снежном покрове зимой обычно большие. Для рек этих районов характерно сохранение повышенной повторяемости опасных наводнений в период половодий.

Важным фактором увеличения повторяемости опасных наводнений в период весеннего половодья является существенное повышение весенней температуры, особенно ощутимое в горных районах, что способствует увеличению дружности половодья с одновременным формированием стока в нескольких высотных поясах, т. е. на большей площади бассейна. Например, в последнее двадцатилетие у больших, наиболее многоводных рек Алтая (Катунь и Бия), формирование стока которых происходит во всех высотных поясах, отрицательный тренд максимального стока сменился на положительный, хотя для средних и малых рек с формированием стока в одном высотном поясе это не характерно. Этому способствует также произошедшее увеличение в весенний период количества атмосферных осадков (Шерстюков, 2012).

На ЕЧР увеличение повторяемости высоких половодий до 2005 г. происходило на многих реках Северного Кавказа и в Северо-Западном ФО. В Приволжском ФО увеличение количества наводнений происходило на реках в Республике Марий Эл, в Кировской и Саратовской областях. На территории Центрального ФО редким годам с опасными наводнениями в весеннее половодье обычно предшествовали многоснежные зимы (1994, 1999 и 2005 годы). В последнее пятилетие общее количество опасных наводнений для всей территории России несколько снизилось (см. табл. 6.5.2).

Таблица 6.5.2. Изменение числа опасных гидрологических явлений (ОГЯ) на реках России с учтенным ущербом по пятилетним периодам за 1991–2010 гг.

Тип опасного гидрологического явления (ОГЯ)	Количество ОГЯ . за 1991-2010 гг.	Количество ОГЯ за периоды			
		1991-1995 гг.	1996-2000 гг.	2001-2005 гг.	2006-2010 гг.
Наводнения в половодье	257	55	66	97	39
Наводнения в паводки	332	64	74	110	84
Сели	167	16	28	55	68
Заторные наводнения	63	15	13	8	27
Зажорные наводнения	7	1		1	5
Нагонные наводнения	37	16	9	8	4
Общее число всех ОГЯ за периоды	863	167	190	279	227

Таблица 6.5.3. Изменение суммарной за год продолжительности (сут) высоких опасных наводнений в половодье на горных реках Алтая и Саян в пределах территорий субъектов РФ

Название субъекта РФ	Годы														
	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
Республика Алтай													1		19
Алтайский край	1	36	1	10	3	8	1	3	34	2	2	1	5	41	1
Иркутская обл.									10	1			9		
Кемеровская обл.	1						2	2	27	2	2	1	5	17	17
Красноярский край	1			1		19		12	15	25	5	12	11	11	
Тыва	4	3							1			11			
Хакассия											3	11		1	

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 890

Таблица 6.5.4. Изменение суммарной за год продолжительности (сут) высоких опасных паводков на реках в субъектах РФ на Дальнем Востоке за 1991–2009 гг.

Название субъекта РФ	Годы																	
	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
Камчатский край						9	4					2		3	5				
Магаданская обл.				2	4											8			4
Приморский край	9	9	6	35		12	4		3	56	12	10		7	6	2	1		10
Сахалинская обл.			6		3		1		2	2		1			21	1		2	10
Хабаровский край	2		3	1		2	10				2		10		12	23	2		7

Таблица 6.5.5. Изменение суммарной за год (сут) продолжительности высоких опасных паводков на реках в субъектах РФ на Северном Кавказе за 1991–2007 гг.

Название субъекта РФ	Годы																
	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007
Адыгея		7						3	1			11	1	6	2		
Дагестан		7				2	7					22	1		9	2	2
Ингушетия		7									6	13					
Кабардино-Балкария		7			3							8			1	92	
Карачаево-Черкессия		7				1	2	2				11	1	14		4	3
Краснодарский край	2	8			6	4	4	4		1	9	26	1	23	5	8	3
Северная Осетия–Алания		9			3			3			2	12			32		
Ставропольский край		13	1			5		2				11		4			
Чечня		7					1					13		9	36	5	

С начала XXI столетия наибольший рост повторяемости гидрологических опасностей возникал при дождевых паводках на реках Дальневосточного Приморья, Сахалина, бассейна Амура (табл. 6.5.4).

На АЧР увеличение повторяемости опасных паводков происходило также в горных и предгорных районах юга Западной Сибири (бассейн Верхней Оби), на реках Южного Урала, Зауралья, в некоторых районах бассейна Енисея.

На ЕЧР увеличение повторяемости высоких дождевых паводков, иногда с катастрофическими последствиями, происходило в Причерноморье и на Северном Кавказе – бассейны Терека, Кумы, Кубани, реки Дагестана (табл. 6.5.5).

Наибольшую опасность в этих и других горных районах России представляют дождевые паводки, обусловившие формирование селевых потоков, повторяемость которых особенно возросла с 2001 г.

Особенности современных изменений частоты и высоты опасных наводнений определяются условиями формирования максимальных расходов воды. Как было показано в разделе 4.1 “Водные системы суши” настоящего Доклада, на большинстве рек юго-западной и западной частей ЕТР, где максимальные расходы воды определяются весенним половодьем, происходит их снижение на 20–40%, что связано с частичным стаиванием снегозапасов зимой, вызванным увеличением зимней температуры и числа оттепелей. Положительные тренды максимальных расходов наблюдаются в регионах, где максимальный сток определяется дождевыми паводками – на Северном Кавказе, на побережье Черного моря, на Дальнем Востоке и в ряде других регионов, где в последние годы прошли выдающиеся паводки, не наблюдавшиеся ранее. Для рек этих регионов характерно также увеличение изменчивости максимальных расходов воды.

Причиной формирования опасных паводков бывают продолжительные дожди с выпадением значительного количества осадков и ливни. Лив-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 891

Рис. 6.5.8. Многолетняя динамика наивысших годовых уровней воды р. Амур у г. Хабаровска (данные ГГИ).

невые осадки на ограниченной территории обычно обусловливают опасные паводки на малых реках, которые происходят чаще, чем на больших, и наносят ущерб отдельным населенным пунктам. Продолжительные обложные осадки служат причиной опасных наводнений на средних и даже больших реках, что приводит к более значительному ущербу.

Наводнение 2013 года, охватившее громадную территорию Дальнего Востока РФ и северо-восточного Китая, является уникальным явлением не регионального, а континентального масштаба. В результате выпадения интенсивных дождей, охвативших весь бассейн Амура на территории как РФ, так и КНР, и продолжавшихся около двух месяцев, наивысшие уровни воды на участке Среднего и Нижнего Амура длиной более 1000 км превысили исторические максимумы за более чем столетний период гидрологических наблюдений на 0.40–2.11 м. В частности, наивысший уровень Амура у г. Хабаровска превысил ранее наблюдавшийся максимум более чем на 2 м (рис. 6.5.8).

При этом продолжительность стояния высоких уровней (с превышением опасных отметок) составила в районе Хабаровска и Комсомольска-на-Амуре около месяца и более, а продолжительность затопления поймы на глубины 2–4 метра – до двух и местами более месяцев. На пике паводка у Хабаровска сформировался выдающийся максимальный расход воды в 46 тыс. м^3/с, повторяемость которого оценивается как один раз в 200–250 лет.

По данным МЧС России (Катастрофическое…, 2013) в бассейне Амура и на прилегающих территориях было затоплено и подтоплено 366 населенных пунктов с общим числом жителей более 170 тыс. человек, более 13 тыс. жилых домов, 504 социальных, 14 сельскохозяйственных, 34 гидротехнических и 10 опасных объектов, около 22.5 тыс. дачных и приусадебных участков, более 600 тыс. га сельхозугодий, более 1.7 тыс. км автодорог, 185 мостов, свыше 500 км и 5 тыс. опор ЛЭП. Существенным затоплениям подверглись крупные города – Хабаровск и Комсомольск-на-Амуре. Десятки тысяч людей были эвакуированы, многие потеряли жилье и имущество. По окончательной оценке Правительства Российской Федерации наводнение причинило прямой ущерб экономике страны на сумму 85-90 млрд руб., а также косвенный – на 439 млрд руб. Общая сумма ущерба от наводнения 2013 года составляет 527 млрд руб.

Катастрофическое наводнение локального масштаба, вызванное ливневыми осадками, произошло летом 2012 г. на небольшой реке Адагум бассейна Кубани и привело к многочисленным человеческим жертвам в г. Крымске Краснодарского края. Повторяемость такого события оценивается не чаще чем один раз в 200 лет. Уникальные дождевые паводки, приведшие к большим разрушениям, а иногда и гибели людей, произошли в последние годы и на других реках Северного Кавказа и Черноморского побережья, в ряде других регионов страны.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 892

Повышенная угроза катастрофических дождевых паводков различного масштаба (от малых рек до больших регионов) – это реальный вызов, требующий, несмотря на целый комплекс объективно существующих неопределенностей, безотлагательных решений по обеспечению защищенности населения и отраслей экономики с учетом передового мирового опыта.

6.5.5.2. Маловодья

Как было показано в разделе 4.1 "Водные системы суши" настоящего Доклада, одной из особенностей современных изменений водного режима рек России является возрастание межгодовой изменчивости стока, особенно сезонного. На общем фоне тенденции к повышению стока рек возможны как аномально многоводные, так и аномально маловодные годы и сезоны. Таким образом, кроме опасных наводнений, изменения климата могут приводить также и к увеличению повторяемости на реках маловодий при экстремально низкой межени. Такие маловодья вызывают материальные и финансовые потери в речном судоходстве, водном и сельском хозяйстве, гидроэнергетике, а также изменения экологического состояния водоемов, другие явления, неблагоприятные для экономики и жизни населения.

Материальный ущерб от маловодий иногда сопоставим с ущербом от наводнений. Малые расходы воды и ее низкие уровни осложняют работу водозаборов, нарушают водоснабжение населенных пунктов и предприятий, уменьшают выработку гидроэлектроэнергии, затрудняют речное судоходство. Влияют маловодья и на качество воды рек.

Например, в результате экстремальной атмосферной засухи, охватившей летом 2010 г. значительную часть ЕЧР, резко снизился меженный сток рек, что негативно отразилось на работе многих отраслей экономики и экологической обстановке. При этом важно отметить, что в предшествующие три десятилетия в этом регионе отмечалась повышенная водность в летнюю межень.

Летом 2013 г., в то время как бассейн Амура заливался дождями, на Таймыре в Норило-Пясинской водной системе из-за аномального маловодья возникла угроза водообеспечению населения г. Норильска, Таймырского Долгано-Ненецкого муниципального района и металлургического комбината "Норильский никель", увеличился риск сбоя в работе объектов энерго-, водо- и теплоснабжения в осенне-зимний период 2013–2014 гг. Это свидетельствует об увеличении экстремальности гидрометеорологических условий.

Гидрологическим показателем вероятности маловодий могут служить сведения об изменениях меженного стока и вероятностных характеристиках минимальных расходов воды в реках.

Минимальные расходы воды на реках большей части ЕЧР в прошлом столетии и, в том числе, в его последнее двадцатилетие увеличивались. Исключением являются реки южных и северных районов, где изменения минимального стока не отмечались, а на некоторых реках в летнюю межень они были отрицательными. Например, минимальный сток зимней межени на р. Дон в 1891–1980 гг. увеличивался, летней межени – уменьшался, а за последние 30 лет и тот и другой изменялся со слабой положительной тенденцией.

В бассейне Оки меженный и минимальный сток зимнего и летнего периодов характеризуется устойчивым положительным трендом, что является следствием увеличения подземной составляющей в питании рек (Семенов, Семенова, 2003). Аналогичные выводы были сделаны и в разделе 4.1 "Водные системы суши" настоящего Доклада.

На реках Западной Сибири, в том числе Верхней Оби, минимальные расходы воды в зимнюю и в летнюю межень до 1985 года увеличивались, а в последующий период в летнюю межень преимущественно уменьшались.

Для Енисея в верхнем, среднем и нижнем течении реки изменения меженного и минимального стока в оба сезона характеризуются положительной тенденцией.

В минимальном стоке р. Лены и рек Северо-Востока (Колыма, Индигирка и др.) в летнюю межень преобладали отрицательные тенденции.

В зимнем минимальном стоке Амура за 110-летний период наблюдений ясно выражен положительный тренд, который особенно обозначился с 1930-х годов, а минимальный летний

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 893

сток за тот же период наблюдений несколько уменьшался. На реках же дальневосточного Приморья прослеживается тенденция увеличения минимального стока в зимнюю и летнюю межень.

Анализ сведений о маловодьях с учтенным ущербом свидетельствует о том, что с начала XXI века в ряде регионов при экстремальных маловодьях существенно участились затруднения и выросли финансовые потери в водном, сельском, коммунальном хозяйствах, гидроэнергетике и на речном транспорте, наиболее выраженные на АЧР.

На АЧР маловодья бывают преимущественно в ее южной части (юг Западной Сибири, Забайкалье, бассейн р. Амур), но в последние годы отмечаются также и в высоких широтах северовостока РФ (Якутия, бассейн Колымы). Увеличение частоты наступления низкой межени обусловлено уменьшением количества осадков преимущественно зимне-весеннего периода и увеличением продолжительности засушливых периодов весной и летом, а на северо-востоке РФ – и осенью.

Участились случаи смены экстремальных маловодий опасными паводками. Так в 2013 г. на реках Южного Урала июньско–июльское маловодье при обильных осадках в августе сменилось опасным наводнением на реках территории Башкортостана, Челябинской области, в Поволжье на территории Саратовской области.

6.5.6. Опасные гидрологические последствия изменений климата в будущем

Перспективная оценка изменения экстремальности климата, выполненная с помощью региональной климатической модели Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (РКМ ГГО), показывает, что в Сибири и на Дальнем Востоке к середине XXI века экстремальность осадков в летний период может увеличиться (Школьник и др., 2012). Поскольку между опасными наводнениями при паводках с учтенным ущербом и экстремальными дождями существует тесная связь, то можно ожидать и роста этих неблагоприятных явлений.

Формированию экстремальных гидрологических явлений в горных районах может способствовать деградация горного оледенения, сопровождающаяся таянием ледников, увеличением количества рыхлого обломочного материала, образованием моренно-подпрудных озер. Вследствие этого при наблюдающемся и прогнозируемом увеличении жидких осадков в горных районах Кавказа, Сибири участится формирование дождевых и снегодождевых паводков, возрастет вероятность прохождения селей с выносом в предгорья большего количества наносов. В результате этого наиболее острая ситуация с наводнениями может сложиться в предгорных районах.

Прогнозируемое повышение температуры воздуха и увеличение осадков может привести к таянию верхнего слоя многолетней мерзлоты, что будет способствовать повышению вероятности прохождения высоких дождевых паводков и селевых потоков в горных районах Восточной Сибири и севера Дальнего Востока России.

В то же время, приведенные в работе (Школьник и др., 2012) модельные расчеты изменения экстремальных летних температур воздуха свидетельствуют об их ожидаемом росте к середине XXI столетия. Следствием этого может быть и рост повторяемости экстремальных маловодий на реках, особенно на АЧР.

6.5.7. Качество речных вод

Качество воды в водных объектах определяется целым рядом факторов как природных, так и антропогенных – естественным гидрохимическим фоном, водным и термическим режимом, характеристиками водосбора, антропогенной нагрузкой и т. д. Влияние изменения климата на качество воды может проявляться через изменение водности (т. е. способности к разбавлению), соотношения источников питания реки (снеговое, дождевое, ледниковое, подземное, таяние многолетней мерзлоты), термического режима (что влияет на биологические, биохимические и бактериологические показатели). Однако ввиду высокой естественной изменчивости водного и термического режимов водных объектов, а также значительного антропогенного влияния, как на количественные, так и на качественные показатели речных вод,

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 894

выделение климатической составляющей в изменении качества воды является весьма сложной задачей.

Для выяснения влияния изменения климатических условий на качество речных вод на АЧР были использованы данные стационарных гидрохимических наблюдений на реках Горного Алтая, влияние человека на которые минимально, а для ЕЧР – результаты наблюдений на реках бассейна Верхней Оки с разной антропогенной нагрузкой.

Статистический анализ многолетних наблюдений за химическим составом воды рек Алтая показал отсутствие существенных статистически значимых изменений среднегодовых значений основных солеобразующих компонентов воды всех изученных рек (Семенов и др., 2012). Однако испытания на тренд за 15-летний период наблюдений (1989–2003 гг.) показали, что у рек с бассейнами западной периферии и ориентации (реки Ануй, Песчаная) на фоне увеличения среднего годового стока и уменьшения летнего меженного стока наблюдается незначительное снижение pH воды, уменьшается величина суммарной минерализации воды, что более заметно для р. Ануй в период зимней межени, а для р. Песчаная – в летний меженный период.

Для рек, формирующих сток во внутригорных районах (реки Бия, Чарыш), на фоне снижения среднегодового стока наблюдается как незначительное снижение pH воды и увеличение суммарной минерализации в меженные периоды (для р. Чарыш), так и рост pH и незначительное снижение минерализации в зимний период (для р. Бия); наблюдаются также увеличение концентраций сульфат- и хлорид-ионов, ионов кальция (в пределах 10%).

Для рек бассейна Телецкого озера (реки. Чулышман, Яйлю, Кокши, Кыга, Артыбаш) за пятнадцатилетний период наблюдений (1985–1999 гг.) отмечено увеличение pH воды во всех реках, незначительный рост суммарной минерализации воды в реках Чулышман, Кокша и Яйлю, а в реках Артыбаш и Кыга она осталась неизменной. Следует отметить, что в последние годы практически на всех реках уменьшились максимально наблюдаемые концентрации для большинства солеобразующих компонентов.

На реках бассейна Верхней Оки климатические изменения водного режима и рост антропогенной нагрузки послужили причиной повышения минерализации воды рек и содержания в ней хлорид- и сульфат-ионов. Однако, если во второй половине XX века средняя скорость роста минерализации для р. Оки составляла 1.6 мг/дм^3 в год, то за последние 15 лет наблюдений она возросла до 18.8 мг/дм^3 в год. В р. Протва, бассейн которой отличается наибольшей антропогенной нагрузкой, в 1940–1975 гг. прослеживалась тенденция к уменьшению минерализации воды, а за последние 15 лет, наоборот, наблюдается ее рост. В тоже время в р. Угра, одной из самых чистых на рассматриваемой территории, суммарная минерализация воды практически не изменяется за весь период наблюдений.

В начале XXI века для всех рек бассейна Верхней Оки характерно снижение диапазона внутригодового варьирования концентраций изученных главных ионов и минерализации воды. Это связано, в основном, с увеличением концентраций в период половодья. Если рассматривать изменение минерализации воды рек в периоды минимального стока, то в зимнюю межень увеличение минерализации воды наблюдается на всех реках бассейна Верхней Оки, что подтверждает увеличение вклада подземных более минерализованных вод. Основной вклад в рост минерализации воды в реках вносят гидрокарбонат-ионы и кальций, что также свидетельствует о преимущественном влиянии природных факторов в формировании химического состава поверхностных вод. В период летней межени рост минерализации воды отмечен только для рек с повышенной антропогенной нагрузкой (рр. Ока, Протва), а для рек Угра и Жиздра наблюдается незначительное ее снижение (Семенова, Крутских, 2012).

6.5.8. Адаптации

Гидроэнергетика

Значительных изменений водных ресурсов основных рек страны в результате антропогенного потепления климата не ожидается, поэтому оно не может оказать существенного влияния на суммарную годовую выработку электроэнергии на ГЭС страны. Увеличение притока воды в меженные периоды благоприятно для выработки гидроэлектроэнергии, но может потребовать пе-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 895

ресмотра правил управления водными ресурсами водохранилищ и каскадов для создания оптимальных условий регулирования стока с учетом запросов всех водопользователей и при минимизации возможных негативных экологических и социальных последствий.

Водообеспеченность

Значительные изменения водообеспеченности в большинстве регионов страны возможны лишь при серьезных изменениях в демографии и структуре экономики. Вместе с тем, в ряде южных регионов страны с напряженным водохозяйственным балансом (юго-запад ЕЧР, южная Сибирь), водообеспеченность территории и населения может снизиться в результате изменения климата. Адаптационными мерами при этом могут быть резервирование воды в водохранилищах, переброски стока из других бассейнов, снижение потерь воды при транспортировке, внедрение оборотных технологий водопотребления в промышленности.

Опасные и неблагоприятные гидрологические явления

Наводнения и маловодья являются наиболее существенными гидрологическими опасностями, требующими адаптации для населения, экономики и экосистем. Защита населенных пунктов и объектов экономики, подверженных систематическому затоплению, должна осуществляться в первую очередь путем реконструкции существующих и строительства новых защитных сооружений. Вместе с тем необходимо отметить, что строительство защитных сооружений может дополнительно повышать уровни воды в реках при прохождении паводков и сказаться на динамике русловых процессов. Поэтому проектирование защитных сооружений требует глубокого научного обоснования, проведения гидравлических и гидродинамических исследований речных русел и пойм, математического и физического моделирования прохождения паводков редкой повторяемости с оценкой зон затопления и эффективности противопаводковых сооружений.

При невозможности или экономической нецелесообразности строительства защитных сооружений необходимо переселять население с опасных участков на безопасные территории, в другие населенные пункты или регионы. Освободившиеся при этом пойменные территории могут служить противопаводковыми емкостями.

Для принятия решения о целесообразности строительства противопаводковых водохранилищ должна выполняться оценка их противопаводковой эффективности, а также сравнительная экономическая оценка с другими мероприятиями с учетом возможных сроков проектирования и строительства.

Адаптационными мерами при маловодьях могут быть резервирование воды в водохранилищах, переброски стока из других бассейнов, создание альтернативных источников водоснабжения (подземных, опреснительных и т. п.).

Качество воды

Ввиду высокой естественной изменчивости водного и термического режимов водных объектов, а также значительного антропогенного влияния, как на количественные, так и на качественные показатели речных вод, выделение климатической составляющей в изменении качества воды является весьма сложной задачей. Радикальным методом адаптации при этом является снижение сброса загрязненных сточных вод в водные объекты.

6.5.9. Заключение

Потепление климата не окажет существенного влияния на суммарную годовую выработку электроэнергии на ГЭС страны, но окажет влияние на режимы работы водохранилищ.

Значительные изменения водообеспеченности в большинстве регионов страны возможны при серьезных изменениях в демографии и структуре экономики.

Наиболее существенными отрицательными гидрологическими последствиями изменения климата в XXI веке, которые потребуют адаптации водохозяйственных систем, населения и экономики в целом будут наводнения и маловодья.

6.5.10. Литература

Алексеевский Н. И., Фролова Н. Л., Христофоров А. В., 2011. Мониторинг гидрологических процессов и повышение безопасности водопользования. М., Географический факультет МГУ. 408 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 896

Атлас природных и техногенных опасностей и рисков чрезвычайных ситуаций в Российской Федерации., 2004. Шойгу С. К. (ред.) М.: Изд. "Дизайн. Информация. Картография", 272 с.

Борщ С. В., Асарин А. Е., Болгов М. В., Полунин А. Я., 2012. Наводнения. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, глава 3. М., Росгидромет, с. 87–125.

Георгиади А. Г., Милюкова И. П., 2012. Сценарная оценка изменений стока рек Волги и Дона, возможных в первой трети XXI века. В кн.: Вопросы географии. Сб. 133. Географо-гидрологические исследования, с. 224–236.

Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., 2012. Гидрологический режим и водные ресурсы. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, глава 2. М., Росгидромет, с. 53–86.

Георгиевский В. Ю., Коронкевич Н. И., Алексеевский Н. И., 2013. Водные ресурсы и гидрологический режим рек РФ в условиях изменения климата. VII Всероссийский гидрологический съезд, Тезисы пленарных докладов. СПб, Росгидромет, с. 26–32.

Исследование изменений внутригодового режима речного стока в бассейне реки Волга в условиях глобального изменения климата. Заключительный отчет о НИР., 2010а. Книга 1: Обоснование параметров притока к водохранилищам Волжско-Камского каскада водохранилищ в условиях меняющегося климата. Отв. исп. Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Гронская Т. П. СПб.: ФГБУ "ГГИ".

Исследование изменений внутригодового режима речного стока в бассейне реки Волга в условиях глобального изменения климата. Заключительный отчет о НИР., 2010б. Книга 2: Разработка проекта методических рекомендаций по учету климатообусловленных изменений речного стока в бассейне реки Волги при проведении водохозяйственных и водноэнергетических расчетов и в "Правилах использования водных ресурсов" Волжско-Камских водохранилищ. Отв. исп. Асарин А. Е., Жиркевич А. Н. СПб., ФГБУ "ГГИ".

Катастрофическое наводнение 2013 года в Дальневосточном федеральном округе., 2013. т. I. Уроки и выводы: Научно-методический труд. МЧС России. М., ФГБУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ), 154 с.

Климатические факторы возобновляемых источников энергии., 2010. В. В. Елистратов, Н. В. Кобышева, Г. И. Сидоренко (ред.), СПб, Наука, 236 с.

Кобышева Н. В., 2012. Технические системы. В кн.: Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем, глава 12. М., Росгидромет, с. 479–503.

Методы оценки последствий изменений климата для физических и биологических систем., 2012. М., Росгидромет. 512 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации., 2008. т. II. Последствия изменений климата. М., Росгидромет. 288 с.

Природные опасности России., 2001. Гидрометеорологические опасности. Г. С. Голицын, А. А. Васильев (ред.), М., Крук, т. 5. 295 с.

Семенова И. В., Крутских О. И., 2012. Региональные особенности климатообусловленных изменений минерализации и химического состава воды рек. Региональные эффекты глобальных изменений климата (причины, последствия, прогнозы), Материалы международной научной конференции. Воронеж, 26–27 июня 2012 г. Воронеж, Издательство "Научная книга", с. 538–541.

Семенов В. А., Семенова И. В., 2003. Антропогенные и климатические изменения гидрологического и гидрохимического режима рек бассейна Верхней Оки, Метеорология и гидрология, № 10, с. 76–85.

Семенов В. А., 2012. Взаимообусловленность экстремальных метеорологических и гидрологических явлений при современных изменениях климата на территории России, Тр. ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", Вып. 176, с. 313–325.

Семенов В. А., Семенова И. В., Авдюшкина Е. И., Больбух Т. В., 2012. Климатическая обусловленность экстремальности гидрологических явлений на реках и экологического состояния рек и водоемов в горах юга Сибири. Водные и

OD-2-1-3n 12/15/14 5:40 PM Page 897

экологические проблемы Сибири и Центральной Азии: Труды Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 25-летнему юбилею Института водных и экологических проблем СОРАН в 3 т. Барнаул, т. 1. с. 135–139.

Современная и перспективная оценка водных ресурсов и водообеспеченности Российской Федерации. Разработка методов расчета и прогнозирования характеристик гидрологического режима водных объектов суши с учетом изменений климата и антропогенной нагрузки в целях гидрологического обоснования проектирования, строительства и эксплуатации объектов водохозяйственного комплекса страны и снижения негативных последствий вредного воздействия вод., 2012. Отчет о НИР. Книга 1: Оценить современную водообеспеченность территории Российской Федерации с учетом изменения климата. Отв. исп. Георгиевский В. Ю., Марков М. Л. СПб, ФГБУ "ГГИ".

Шерстюков Б. Г., 2012. Сезонные особенности изменений климата, Тр. ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", вып. 176. Обнинск, с. 3–115.

Шикломанов И. А., Балонишникова Ж. А., Георгиевский В. Ю., 2007. Влияние изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы и социально-экономические последствия, проблемы адаптации и снижения негативных последствий, Метеоспектр. Вопросы специализированного гидрометеорологического обеспечения, № 2, с. 46–69.

Шикломанов И. А, Балонишникова Ж. А., Тремоскина Р. В., 2008. Водные ресурсы, водообеспеченность и нагрузка на водные ресурсы гидроклиматических регионов РФ на 2015–2020 гг. В кн. Водные ресурсы России и их использование, И. А. Шикломанов (ред.), гл. 11.7. СПб, ГГИ, с. 484–489.

Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., Георгиевский М. В., Голованов О. Ф., Шикломанов А. И., 2008. Водные ресурсы: прогнозные оценки. В кн. Водные ресурсы России и их использование. И. А. Шикломанов (ред.), гл. 11.2. СПб, ГГИ, с. 442–464.

Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., Бабкин В. И., Балонишникова Ж. А., 2010. Проблемы изучения формирования и оценки изменений водных ресурсов и водообеспеченности России, Метеорология и Гидрология, № 1, с. 23–32.

Шикломанов И. А., Бабкин В. И., Балонишникова Ж. А., 2011. Водные ресурсы, их использование и водообеспеченность в России: современные и перспективные оценки, Водные ресурсы, т. 38, № 2, с. 131–141.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Ефимов С. В., Стафеева Е. Н., 2012. Изменения экстремальности климата на территории Сибири к середине XXI века: ансамблевый прогноз по региональной модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 2, с. 5–23.

Экстремальные гидрологические ситуации., 2010. Н. И. Коронкевич, Е. А. Барабанова, И. С. Зайцева (отв. ред.), М., Медиа-Пресс. 464 с.

Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации., 2005. Н. В. Кобышева, К. Ш. Хайрулин (ред.), СПб., Гидрометеоиздат, 319 с.

Climate Change 2013. The Physical Science Basis: http://www.ipcc.ch/news_and-_events/docs/ar5/ar5_wg1_headlines.pdf

IPCC (2001): Climate Change 2001. 2001. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change. McCarthy J. J. et al., (eds). Cambridge University Press. 1032 p.

IPCC (2007): Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden, C. E. Hanson (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, 976 p.

Lehner B., Czisch G., Vassolo S., 2005. The impact of global change on the hydropower potential of Europe: a model-based analysis, Energ. Policy, vol. 33, pp. 839–855.

Special Report on Emission Scenarios., 2000. N. Nakicenovich et al., (ed.), A Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, 599 p.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 898

Глава 6.6. МОРСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В АРКТИКЕ

А. И. Данилов

Г. В. Алексеев, А. В. Клепиков, Д. В. Ковалевский, В. И. Пересыпкин

6.6.1. Введение

Наблюдаемые в настоящее время изменения глобального климата проявляются с наибольшей интенсивностью в арктическом регионе (ACIA, 2005; AMAP, 2011). Наиболее ярким региональным откликом на развивающиеся процессы глобального потепления является как потепление в арктической зоне, так и сокращение протяженности и толщины арктических морских льдов (рис. 6.6.1).

В свою очередь, изменение ледовых условий в Северном Ледовитом океане может оказать сильное влияние как на окружающую среду (в первую очередь, на морские экосистемы), так и на хозяйственную деятельность в регионе (Катцов, Порфирьев, 2011; Фролов, и др., 2008; AMSA, 2009; Bobylev, et al., 2003; Johannessen , Pettersson , 2008; Johannessen, et al., 2009).

Арктика уязвима к наблюдаемым и ожидаемым в будущем изменениям климата. Авторы Четвертого оценочного доклада (2007 г.) Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) дали по этому поводу следующее экспертное заключение: “В арктическом регионе (с высокой степенью вероятности) происходящие перемены будут иметь серьезные социальные и экономические последствия” (Anisimov, et al., 2007). При этом, ввиду разнообразия природно-климатических и социально-экономических условий, ожидаемые экономические последствия (как положительные, так и отрицательные) будут существенно различаться в разных регионах Арктики (ACIA, 2005).

6.6.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

Распространение льдов в арктических морях оказывает прямое влияние на морскую хозяйственную деятельность. В связи с потеплением в конце XX века – начале XXI века площадь льдов в летний период значительно уменьшилась. Льды стали дальше отступать от берегов, хотя отступление не было одинаковы вдоль всего побережья сибирских арктических морей, особенно в самых северных районах вдоль побережья Таймыра, где чаще всего отступление было минимальным.

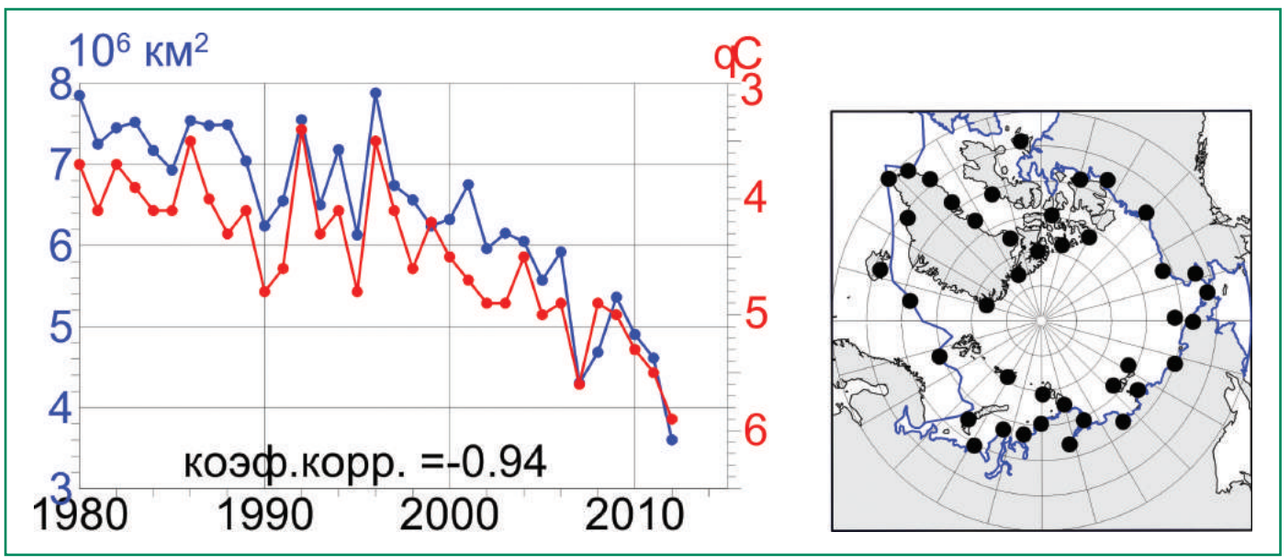


Рис. 6.6.1. Площадь льда в сентябре (NSIDC) и средняя летняя (июнь–август) температура воздуха в приповерхностном слое в морской Арктике (Алексеев и др., 2012). Справа – положение метеорологических станций, по которым рассчитана средняя температура воздуха.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 899

В условиях потепления в 2001–2005 гг. ледовые условия плавания по Северному морскому пути (СМП) в конце летнего сезона в августе и сентябре существенно улучшились. Стало возможным плавание по высокоширотным трассам к северу от арктических архипелагов Земля Франца-Иосифа, Северная Земля, Новосибирские острова. Однако более частое появление айсбергов вследствие разрушения островных ледников увеличивает риск для морских перевозок и проектируемой добычи углеводородов на арктическом шельфе. Произошедшие изменения климата оказали негативное влияние на берега арктических морей, которые стали разрушаться под влиянием повышения температуры воздуха и усиления ветрового волнения, оказывая негативное влияние на прибрежную инфраструктуру. Экосистемы северных морей в условиях меняющегося климата также претерпевают заметные изменения. Так, в связи с сокращением площади морских льдов значительно ухудшились условия обитания белого медведя.

При дальнейшем потеплении в XXI веке тенденция на уменьшение ледовитости арктических морей сохранится, хотя будут наблюдаться периоды ее нарастания в отдельных районах. Продолжение потепления будет сопровождаться ростом числа айсбергов, деградацией припайных льдов и эрозией береговой линии, сдвигом ареалов обитания некоторых морских видов к северу и изменением биологического разнообразия и численности популяций. Изменения климата окажут существенное влияние и на условия рыбного промысла на северных морях.

6.6.3. Арктическая морская транспортная система

Северный морской путь (СМП) – это исторически сложившаяся национальная транспортная коммуникация России.

Согласно ст. 234 Конвенции ООН по морскому праву “Прибрежные государства имеют право принимать и обеспечивать соблюдение недискриминационных законов и правил по предотвращению, сокращению и сохранению под контролем загрязнения морской среды с судов в покрытых льдом районах в пределах исключительной экономической зоны, где особо суровые климатические условия и наличие льдов, покрывающих такие районы в течение большей части года, создают препятствия либо повышенную опасность для судоходства, а загрязнение морской среды могло бы нанести тяжелый вред экологическому равновесию или необратимо нарушить его. В таких законах и правилах должным образом принимаются во внимание судоходство и защита и сохранение морской среды на основе имеющихся наиболее достоверных данных”.

На основании этой статьи Конвенции ООН по морскому праву в Российской Федерации действуют “Правила плавания по трассам СМП” от 1990 г., устанавливающие периоды прохождения судов по СМП. Эти правила охватывают также оплату работы ледоколов, обеспечивающих безопасность плавания.

В июле 2012 г. принят Федеральный закон Российской Федерации от 28 июля 2012 г. № 132-ФЗ “О внесении изменений в отдельные законодательные акты РФ в части государственного регулирования торгового мореплавания в акватории Северного морского пути”. В связи с тем, что СМП превратился в настоящее время из внутренней морской линии в международную, в настоящее время разрабатываются новые Правила плавания в акватории СМП.

Необходимость изменения Правил в определенной степени также является следствием изменения климатических условий в исключительной экономической зоне РФ в Арктике. При этом попрежнему останется в силе пункт правил об обеспечении безопасности плавания по СМП ледокольным сопровождением, поскольку ледяной покров будет наблюдаться на трассе СМП более шести месяцев в году.

Сохранение морских льдов большую часть года и вероятность возникновения сложных ледовых условий на трассах СМП даже во время сезонного минимума площадь ледового покрова (рис. 6.6.2) потребует сохранения и развития российского ледокольного флота.

Поэтому останется и плата за ледокольную проводку судов, так называемый ледовый сбор, который зависит от вместимости и ледового класса судна, расстояния проводки судна и периода навигации. Этот сбор удорожает перевозки по СМП, однако поддерживает необходимое ледокольное обеспечение безопасности плавания.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 900

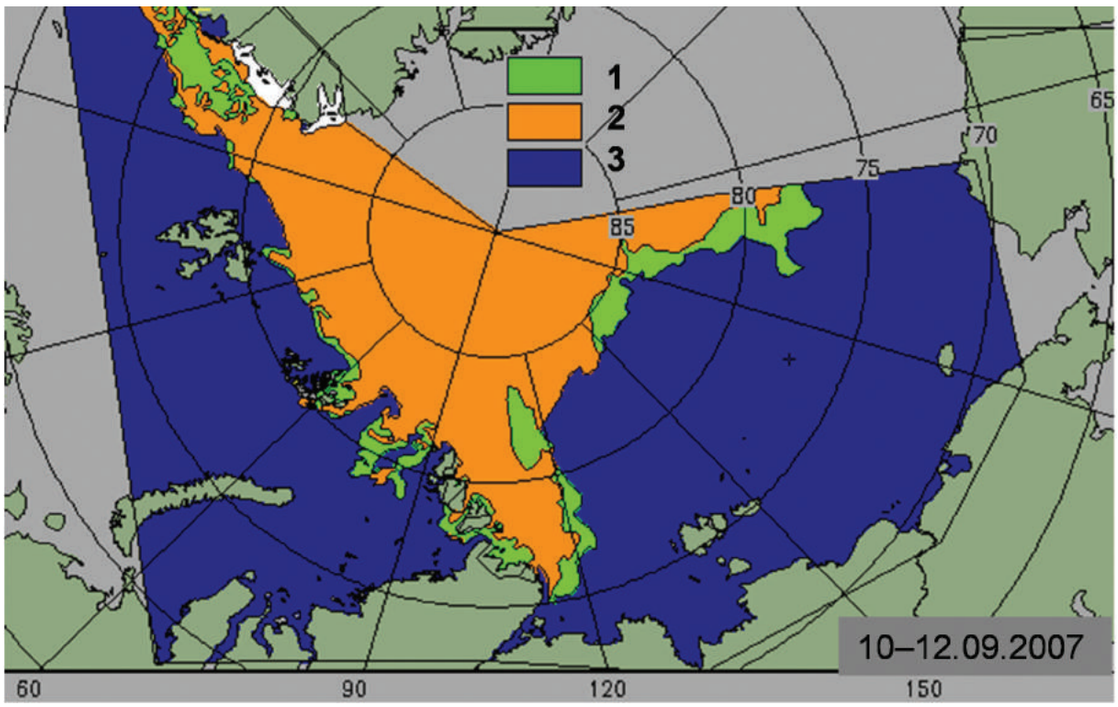


Рис. 6.6.2. Таймырский ледяной массив (выступ сплоченных льдов, протянувшийся из Арктического бассейна вдоль островов Северная Земля к побережью Таймыра) перекрывает Северный морской путь в условиях рекордно малой площади арктических льдов в сентябре 2007 г. Ледовая карта за 10–12.09.2007. (http://www.aari.ru/projects/ECIMO/index.php). Обозначения: 1 – сплоченность льда 1–6 баллов; 2 – 7–10 баллов; 3 – чистая вода.

Через Арктику проходят кратчайшие морские пути между рынками Европы и Тихоокеанского региона. На эталонном маршруте Роттердам – Йокогама при использовании СМП расстояние сокращается на 34 % по сравнению с южным путем (рис. 6.6.3).

Объемы перевозок по трассам СМП в пределах действующих границ за последние 26 лет колебались от максимального в 1987 г. (6.6 млн т) до минимального в 2000 г. (1.6 млн т). В 2011 г. он составил 2.6 млн т.

Ожидаемое потепление, активизация пиратских нападений на суда, следующие южными маршрутами, повышают интерес грузоперевозчиков к арктическим трассам. Растет активность в освоении арктических месторождений полезных ископаемых, что создает предпосылки для роста объемов перевозок по СМП (Рукша и др., 2011).

В настоящее время восстанавливаются транзитные перевозки грузов по СМП, которые практически были прекращены в начале 1990-х годов. В 2010 г. танкер “SCF Baltica” (см. рис. 6.6.4) дедвейтом 117 тыс. т, ледовый класс Arc5, доставил по СМП 70 тыс. т газового конденсата в Китай из портов Витино и Мурманск. Впервые в истории по СМП прошло такое крупное судно. Продолжительность рейса составила 22 сут. Таким образом груз был доставлен почти вдвое быстрее, чем по традиционным маршрутам через Суэцкий канал. Всего за навигацию 2010 г. по СМП было выполнено 11 транзитных рейсов.

Также в 2011 г. продолжена транспортировка по СМП углеводородов на Дальний восток крупнотоннажными танкерами с полным грузом по высокоширотной трассе севернее Новосибирских островов; также транспортировался железорудный концентрат из Мурманска и Норвегии.

Всего в 2011 г. по СМП был выполнен 41 транзитный рейс, включая рейсы с грузом, в балласте, научные и перегонные. По высокоширотной трассе с запада на восток прошло самое крупное судно – танкер “Владимир Тихонов” Совком-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 901

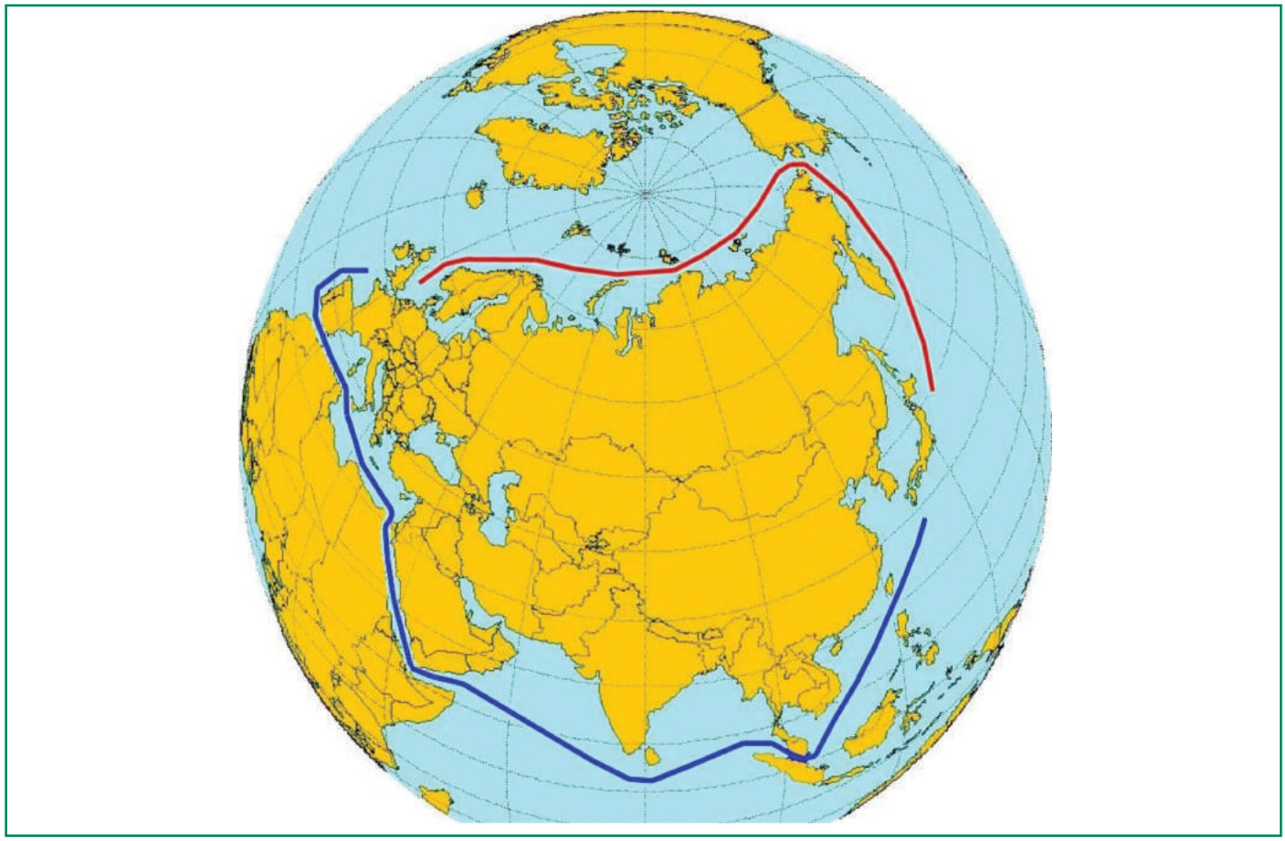


Рис. 6.6.3. Морские пути между портами северо-запада Европы и юго-востока Азии. СМП показан красным цветом.

Рис. 6.6.4. “SCF Baltica” на СМП, август 2010 г.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 902

Рис. 6.6.5. Ледокольная проводка танкера “Владимир Тихонов” по СМП, август 2011 г.

флота (см. рис. 6.6.5) дедвейтом 162 тыс. т. Было доставлено в Таиланд 120.8 тыс. т газового конденсата. Началась доставка рефрижераторами в Санкт-Петербург по СМП рыбной продукции с Дальнего Востока; выполнено 4 рейса. Общий объем грузов, перевезенных по СМП транзитом в 2011 г., достиг 835 тыс. т.

Важной причиной увеличения транзитных перевозок является применение в последние годы гибкой тарифной политики в оплате ледокольной проводки.

При разработке в 1993–1998 гг. международной научно-исследовательской программы INSROP (Северный морской путь) определены следующие возможные объемы ежегодных транзитных перевозок по СМП: с запада на восток – 5–6 млн т, в обратном направлении – 2–3 млн т. Экспорт из пунктов, расположенных в пределах акватории СМП, в западном направлении может, в принципе, осуществляться круглогодично, в восточном – при существующем ледокольном обеспечении – преимущественно в летне-осенний период. В целом объем грузоперевозок по СМП в 2020 г. может составить 60–65 млн т в год.

Для безопасного плавания по СМП необходимо надежное ледокольное обеспечение. Поэтому развитие ледокольного флота рассматривается как необходимое условие функционирования СМП в настоящем и будущем. В настоящее время на трассах СМП действуют 10 линейных ледоколов (из них шесть атомных, в том числе построенный в 2007 г. атомный ледокол “50 лет Победы” (рис. 6.6.6) и четыре дизельных.

Сконструирован и в октябре 2012 г. заложен двухосадочный универсальный атомный ледокол, который будет иметь две рабочих осадки – 10.5 м и 8.5 м, т. е. сможет работать как в открытом море, так и на прибрежных мелководьях и в устьях рек. Имеется поручение Председателя Правительства Российской Федерации об обеспечении строительства до 2020 г. трех таких ледоколов. Мощность ледокола на валах – около 60 МВт, он

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 903

будет способен работать во льдах толщиной до 3 м (Рукша и др., 2011).

Для обеспечения круглогодичной навигации на СМП, а также работ на шельфе, предусматривается разработка и строительство в будущем атомного ледокола-лидера мощностью на валах 110–130 МВт. В более отдаленной перспективе станет возможным круглогодичное судоходство по Северному морскому пути.

Экономическая привлекательность и развитие СМП обусловлено рядом факторов: – мировая конъюнктура в области морских перевозок; – ледовые условия; – тарифы, прежде всего, размер ледового сбора за ледокольное обеспечение; – инфраструктура СМП: – порты и связанное сними навигационно-гидроакустическое и гидрометеорологическое обеспечение, аварийно-спасательные службы и т. д.; – расширение деятельности по освоению шельфовых и прибрежных месторождений углеводородов.

Современные и будущие климатические и, следовательно, ледовые условия на трассах СМП в значительной степени определяют:

– проектные решения для новых транспортных и ледокольных судов на ближайшие десятилетия;

– выбор оптимальных судоходных трасс, обеспечивающих безопасное и наименее затратное мореплавание;

– сохранение контроля РФ над плаванием судов в пределах своей экономической зоны (в соответствии со ст. 234 Конвенции ООН по морскому праву), позволяющее в определенной степени компенсировать издержки на содержание российских атомных ледоколов за счет ледового сбора.

Существующие перспективы и стратегические планы развития арктического судостроения по существу не учитывают возможные в будущем климатические изменения в Арктике и ориентируются на ледовые условия XX–начала XXI века.

Рис. 6.6.6. Атомный ледокол “50 лет Победы” (фото http://nordpol.info/images/victory.jpg).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 904

Главная причина – сомнения в устойчивости климатических изменений, недоверие к заключениям ученых-климатологов о продолжении потепления. Экспертный анализ деятельности по созданию перспективных арктических судов различного назначения, который осуществляется в рамках федеральной целевой программы (ФЦП) "Развитие гражданской морской техники" это подтверждает.

Надо отметить, что в ряде публикаций обсуждается влияние климатических изменений на будущее ледокольного флота. В частности, предлагается отказаться от строительства атомных ледоколов, отдав предпочтение дизельэлектрическим (Половинкин, Фомичев, 2012). Есть информация, что ведущие зарубежные судостроительные фирмы, в частности, южнокорейские, обращают внимание на климатический фактор (но в какой степени они его учитывают – неизвестно). Проекты отечественных арктических транспортных судов, рассчитанные к реализации в ближайшие 20–30 лет, не ориентируются на возможные изменениях климата в Арктике, поскольку рассчитаны на использование судов в высокоширотных районах в зимний период, когда ледовые условия останутся весьма сложными.

Следует также отметить стремление недропользователей и грузоперевозчиков минимизировать и даже исключить зависимость от ледокольного обеспечения и строить суда высокого ледового класса. Так, компания "Норильский никель" использует транспортные суда высшего ледового класса Arc 7, за счет чего, а также применяя современные технологии гидрометобеспечения, осуществляет круглогодичное безледокольное плавание по маршруту п. Дудинка – Европа. Уместно напомнить, что в свое время обеспечение деятельности комбината "Норильский никель" было одной из главных задач атомного ледокольного флота СССР. Компания "Новатэк" в ближайшие годы планирует осуществлять круглогодичную навигацию из Обской губы от п. Сабетта с использованием газовозов класса Arc 7, также минимизируя ледокольную "зависимость".

Безусловно, возможное изменение климата в Арктике (в частности, изменение свойств ледяного покрова) может существенно повлиять на тактику плавания, на выбор оптимальных трасс, на продолжительность навигации. Ведь наиболее важные для судоходства ледовые параметры зависят от климата: – пространственное распределение ледяного покрова; – продолжительность ледового периода на акватории СМП; – опасные ледовые явления и образования, ледовые сжатия, торосистость ледяного покрова, айсберги; – морфологические и физико-механические свойства льда, а именно толщина, параметры торосов, прочностные свойства льда и ледовых образований.

При сохранении существующего климатического тренда ледовые условия на трассах СМП могут заметно измениться. Наблюдающееся сокращение площадь льдов наиболее ярко проявляется в окраинных арктических морях российской Арктики, с наиболее заметным уменьшением в летний сезон (Матишов, 2008). Очень вероятным является в перспективе полное очищение трасс СМП ото льда в теплый период года. Однако в зимний период лед все же будет наблюдаться повсеместно.

Ожидаемые изменения свойств ледяного покрова в российской Арктике можно кратко суммировать следующим образом:

• Средняя толщина ледяного покрова уменьшится, главным образом, вследствие практически полного исчезновения двухлетних льдов (в определенной степени за счет некоторого уменьшения толщины однолетнего льда). Однако экстремальные толщины однолетних льдов локально могут достигать в отдельные годы значений близких к современным.

• Вследствие незначительного опреснения верхнего слоя океана можно ожидать несущественных изменений прочностных свойств морского льда.

• Сохранится, а возможно и несколько возрастет вследствие усиления ветров, вероятность сильных сжатий льда, особенно в прибрежных зонах и ледяных массивах.

• Вероятно увеличение торосистости ледяного покрова вследствие усиления ветровой активности. Основные морфометрические параметры торосов и стамух изменятся незначительно.

• Сохранится вероятность появления айсбергов в северных частях арктических морей.

Таким образом, в связи с ледяным покровом,

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 905

наиболее существенными изменениями для плавания по трассам СМП будут изменение пространственного распределения льдов и отступание их в более северные районы Арктики в летний период, а также расширение временных рамок навигационного периода. Это сделает более доступным для плавания более высокоширотные трассы и будет способствовать, в случае востребованности, круглогодичной навигации на трассах СМП.

Ожидаемое сокращение площади летних морских льдов улучшит условия для судоходства не только на СМП, а также в Северо-Западном проходе (СЗП). И в России, и за рубежом оживление транзита по СМП считается вполне реальным, особенно в связи с дальнейшими изменениями климата (Селин, Васильев, 2011; Тулупов, 2012; 75 лет СМП, 2012)). На состоявшемся в Москве 21–23 сентября 2010 г. Арктическом форуме В. В. Путин отметил, что по прогнозам экспертов уже через 50 лет Арктика может стать одним из основных источников энергоресурсов и ключевым транспортным узлом планеты.

Один из ключевых выводов фундаментального отчета The Arctic Climate Impact Assessment (ACIA) (ACIA, 2005) заключался в том, что "…весьма вероятно, что сокращение морского льда интенсифицирует морские перевозки и увеличит доступ к ресурсам". В отчете The Arctic Marine Shipping Assessment (AMSA) (AMSA, 2009), выпущенном в 2009 г. в развитие предыдущего, уточняется: "Весьма вероятно, что будет иметь место более открытый морской доступ в Арктику и более продолжительные сезоны навигации, – за исключением, возможно, зимнего периода, – но при этом не обязательно менее сложные ледовые условия для морских операций".

Климатические модели уверенно предсказывают увеличение продолжительности навигации на СМП к концу XXI века (рис. 6.6.7), однако, аналогичные выводы касательно СЗП являются более спорными: действительно, как утверждают авторы AMSA, глобальные климатические модели неадекватно рассчитывают ледовые условия в регионе СЗП в силу сложной географии Канадского Арктического архипелага и низкого пространственного разрешения существующих моделей.

Авторы работ (Хон, Мохов, 2010; Khon, et al., 2010), сопоставляя воспроизводимую климатическими моделями протяженность арктического морского льда в 1979–2007 гг. с данными спутниковых наблюдений за тот же период, отобрали пять "наилучших" моделей построили средние по полученному ансамблю перспективные оценки* продолжительности навигации на СМП в 2080–2099 гг. При этом использовался сценарий A1B (Special Report on Emission Scenarios, 2000) антропогенного воздействия на климатическую систему. Результирующая оценка (134 ± 38 дней) находится в хорошем согласии с оценками доклада Climate Change Risk Assessment (CCRA) (Pinnegar et al., 2012), опубликованного в Великобритании в 2012 г.

В настоящее время широко обсуждается вопрос о перспективности СМП как морского маршрута из Европы в Азию, альтернативного традиционным маршрутам через Суэцкий и Панамский каналы. Так, в работе (Liu, Kronbak, 2010) оцениваются затраты на контейнерные перевозки по СМП и через Суэцкий канал в зависимости от сценариев ожидаемого улучшения условий навигации на СМП, режима регулирования перевозок на СМП и т. д.

Экономические расчеты велись для следующих вариантов: 1) судно не ледового класса совершает рейсы через Суэцкий канал в течение всего года; 2) судно ледового класса совершает рейсы по СМП в сезон навигации и через Суэцкий канал – в остальное время года. В ходе расчетов было выявлено, что, помимо ожидаемого улучшения навигационной обстановки на СМП, двумя другими важнейшими факторами, определяющими преимущества того или иного маршрута, являются ледокольный сбор на СМП и бункерные цены. В частности, было показано, что при сокращении ледокольного сбора на 50% СМП становится прибыльным при длительности навигационного сезона 3–6 месяцев и низких бункерных ценах, однако не может конкурировать с Суэцким каналом. При сокращении ледокольного сбора на 85% и низких бункерных ценах оба маршрута становятся в равной степени привлекательными при длительности навигационного сезона 3 меся-

*Для перевода англоязычного термина "projection" часто употребляется в русскоязычной литературе термин "проекция". В данной главе употребляется синонимически термин "перспективная оценка".

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 906

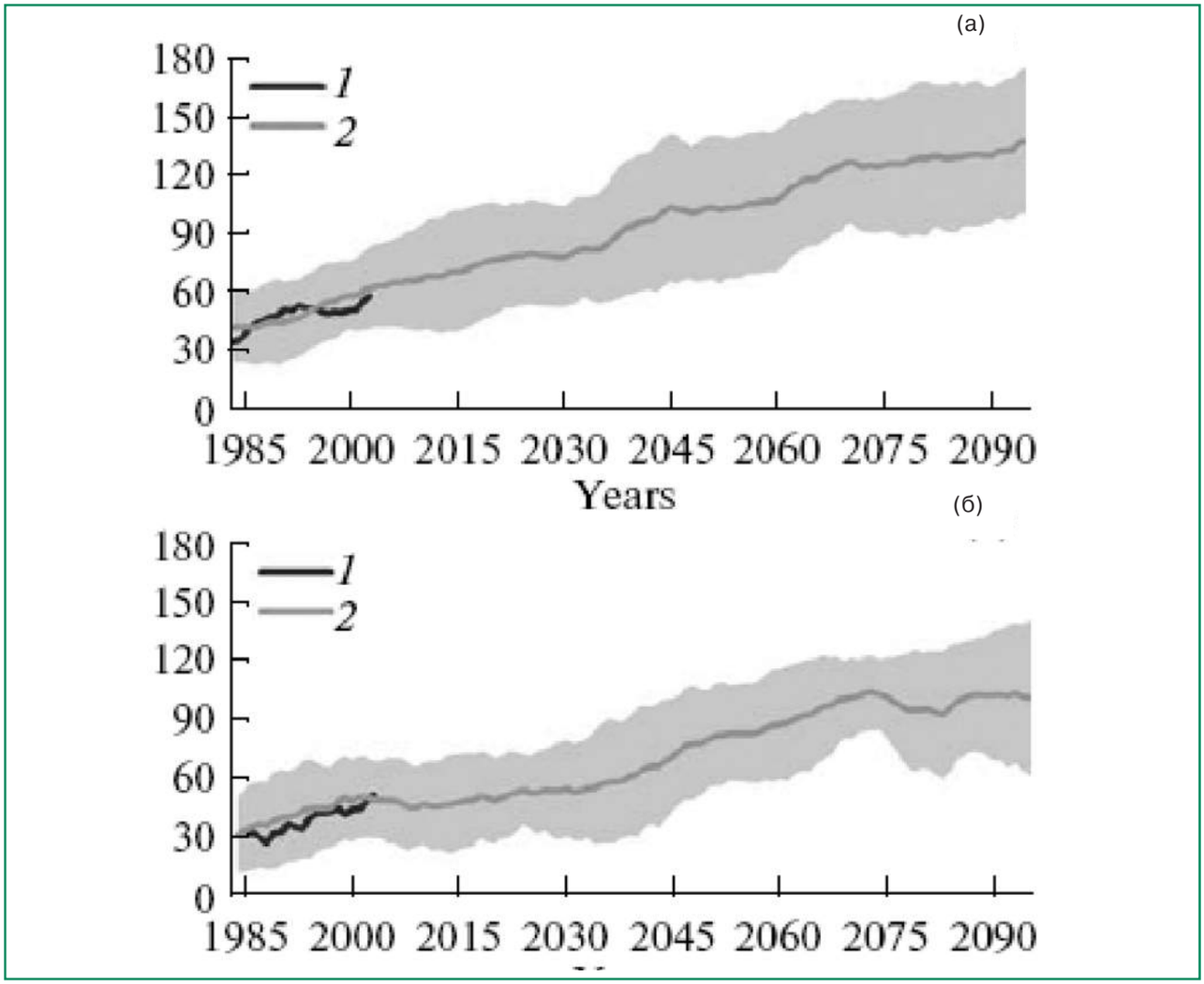


Рис. 6.6.7. Продолжительность навигационного периода (сутки) на СМП (а) и по СЗП (б), рассчитанная в работе (Хон, Мохов, 2010) в условиях сценария антропогенного воздействия на климатическую систему A1B. 1 – по данным наблюдений за льдом, 2 – по расчетам глобальных климатических моделей.

ца; при более продолжительном сезоне навигации транзит по СМП становится более выгодным. Наконец, при полном отсутствии ледокольного сбора СМП становится конкурентоспособным во всех вариантах.

Авторы работы (Verny, Grigentin, 2009) на основании выполненных ими модельных расчетов относительных затрат на контейнерные перевозки между Шанхаем и Гамбургом по различным маршрутам в климатических условиях современной эпохи приходят к более консервативным оценкам. Согласно их результатам, маршрут через Суэцкий канал остается существенно менее затратным, однако СМП в качестве “второго наилучшего” (по терминологии современной экономической теории) уже сегодня может быть примерно эквивалентным Транссибирской магистрали.

Как отмечается в работе (Но, 2010), помимо ожидаемого вследствие потепления улучшения ледовой обстановки в Арктике, для достижения большей коммерческой привлекательности СМП необходимы существенные инвестиции в региональную инфраструктуру, а также серьезные усилия международного сообщества по обеспечению мер, необходимых для безопасных транзитных перевозок и минимизации возможного отрицательного влияния на уязвимую арктическую окружающую среду.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 907

Ряд ученых полагают ожидания развития арктического судоходства слишком оптимистическими и проблематичными в плане получения экономической и коммерческой выгоды, если оно не будет регулярным и круглогодичным. Они указывают, что вскрытие арктических морей на какое-то время летом означает, что большую часть года вероятные маршруты будут по-прежнему закрыты либо плавание по ним будет сопряжено со значительными трудностями. В этих случаях возможно прохождение только отдельных судов, караванов, экспедиций, но не регулярное судоходство. По подсчетам группы американских и канадских исследователей и экспертов к 2030 г. через Арктику будет, возможно, ходить примерно 2% судов от уровня современного международного судоходства, а к 2050 г. – 5%.

Одним из ключевых вопросов в условиях ожидаемых изменений климата является будущее ледокольного флота. Его развитие определяется, прежде всего, экономической востребованностью ресурсов Арктики, арктического шельфа и перевозок по трассам СПМ. Облегчение доступа судов в высокоширотные районы, рост экономической активности, превращение СМП в круглогодично действующую транспортную систему при сохранении морских льдов на трассах СМП большую часть года и вероятности возникновения сложных ледовых условий, безусловно, потребует сохранения и развития российского ледокольного флота. Примером может служить зима 2003 года, когда в условиях уже теплеющей Арктики, в юго-восточной части Баренцева моря (Печорское море) наблюдались исключительно сложные ледовые условия, затруднившие грузовые операции у Варандейского терминала, а в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения (ГКМ) наблюдались десятки айсбергов (масса одного из них достигала 3.7 млн т). Обеспечение грузовых операций для Варандейского терминала потребовало привлечение атомного ледокола. Причиной сложных ледовых условий стали устойчивые и продолжительные северные ветра, вызвавшие в относительно мелководной части Печорского моря мощное торошение и сжатия (Данилов, 2012). Обеспечение добычи и круглогодичная транспортировка углеводородов в районах, подобных приновоземельскому шельфу, безусловно, потребует серьезной ледокольной поддержки.

6.6.4. Освоение ресурсов арктического шельфа

Одной из наиболее важных причин возрастающего интереса к Арктике как арктических, так и неарктических стран, является наличие в регионе значительных запасов нефти, природного газа и минеральных ресурсов (Huebert, et al., 2012). Согласно оценкам Геологической службы США (United States Geological Survey), опубликованным в 2008 г., за Северным полярным кругом находится порядка 412.2 млрд баррелей* неоткрытых возможных запасов нефти и нефтяного эквивалента, что составляет около 25 % мировых запасов углеводородов. Около 2/3 этих запасов (46 трлн. м^3) составляет природный газ (порядка 30% мировых неоткрытых запасов газа). Потенциальные запасы нефти Арктики составляют 90 млрд баррелей (13% мировых неоткрытых запасов нефти). В арктической зоне в настоящее время сосредоточено 90% всех извлекаемых ресурсов углеводородов России (Кашин, 2008; Павленко, Глухарева, 2010; Arctic Opening, 2012).

Для Российской Федерации необходимость освоения запасов нефти и газа арктического региона обусловлена, прежде всего, сокращением запасов углеводородов в других регионах. Различные экспертные оценки запасов нефти в России лежат в пределах 60–120 млрд баррелей, тяготея к нижнему пределу диапазона (ACIA, 2005). Крупнейшие наземные месторождения нефти в России, по мнению экспертов, уже миновали период пиковой добычи и находятся в стадии затухания. В силу этого в самом ближайшем будущем спад (или, в лучшем случае, стагнация – при условии разработки новых месторождений) в секторе добычи нефти в Российской Федерации представляется неизбежным (Селин, Башмакова, 2010; Benedictow, et al., 2010; Kononczuk , 2012 a, b).

Разработка нефтяных и газовых месторождений на российском арктическом шельфе имеет большие перспективы. Прогноз, подготовленный

*Баррель: “американский нефтяной баррель” – единица измерения объема нефти, равная 42 галлонам, или 158.988 л.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 908

во Всероссийском нефтяном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ВНИГРИ) в 2004 г., оценивает добывной потенциал арктических морей к 2020 г. следующим образом: по нефти – 23–40 млн т (главным образом, за счет ресурсов Печорского моря), по газу – около 150 млрд м^3 (за счет ресурсов Баренцева и Карского морей). Суммарный же объем углеводородов, извлеченных за период 2006–2020 гг., этот же прогноз оценивает в 180–275 млн т по нефти и 890 млрд м^3 по газу (Назаров, Калист, 2011).

Морские проекты по освоению арктического шельфа включают надводные и подводные добычные комплексы, отгрузочные терминалы, подводные трубопроводы, терминалы для обслуживания вертолетов, а также прибрежную инфраструктуру (накопители, портовые сооружения и пр.). В российской Арктике обустройство этой деятельности находится на начальной стадии. Основными районами добычи нефти, газоконденсата в среднесрочной перспективе являются Баренцево и Карское моря (включая устьевые участки рек Обь и Таз). Учитывая, что освоение минеральных ресурсов арктического шельфа является одним из приоритетных направлений экономического развития России, масштабы этой деятельности будут нарастать.

В 2011 г. в Печорском море была установлена эксплуатационно-буровая платформа на нефтяном месторождении “Приразломное”. В Печорском море функционирует морской ледостойкий отгрузочный Варандейский терминал с подводным трубопроводом. Проложены ветки подводного газопровода с п-ва Ямал через Байдарацкую губу. Разрабатывается проект освоения Штокмановского газоконденсатного месторождения в Баренцевом море. Начинается работа по освоению северо-восточной части приновоземельского шельфа в Карском море.

Сложные природно-климатические условия арктического шельфа создают высокие природные риски для безопасности морской инфраструктуры, увеличивают стоимость проектов. Это неблагоприятные метеорологические условия: низкие температуры, вероятность сильных ветров, плохая видимость, атмосферное обледенение. Из гидрологических неблагоприятных условий следует выделить морское волнение, значительные колебания уровня моря вследствие приливов и штормовых нагонов, сильные течения. Наиболее серьезные риски обусловлены ледовыми явлениями: сильные ледовые сжатия, воздействия льда на сооружения в виде крупных и гигантских ледяных полей и айсбергов, торосов и стамух, навалы льда на берег, ледовая экзарация дна, ранее ледообразование и ряд других явлений (Данилов, 2012; Лаверов и др., 2012). Из инженерно-геологических условий, подверженных климатическим воздействиям, следует выделить многолетнемерзлые грунты и берега, деградация и разрушение которых может создавать дополнительные риски.

Параметры окружающей среды, существенные для проектирования и эксплуатации морских сооружений, включаются во Временные локальные технические условия (ВЛТУ) по метеорологии, гидрологии, морскому льду, инженерно-геологическим условиям (Данилов, 2012).

Существует два основных “чистых” сценария климатических изменений в Арктике: циклические изменения климата и однонаправленный тренд – потепление климата (Матишов и др., 2012; Anisimov, et al., 2007;). Как циклические изменения климата, так и положительный тренд присутствуют в данных наблюдений за XX век – начало XXI века. В ряде публикаций говорится о циклических колебаниях, наложенных на положительный тренд – см., например, (Груза, Ранькова, 2012). Это означает, что при общей вековой тенденции к возрастанию температуры в масштабе десятилетий возможны замедления ее роста и даже временные понижения температуры.

В случае реальности положительного тренда температуры в вековом масштабе изменения климата следует рассматривать как фактор, требующий учета при проектировании долговременных, сложных морских объектов. Это означает, что недропользователи должны оценивать возможные изменения параметров окружающей среды, необходимых для проектирования, и учитывать их в своих проектах. По существу, это уточнения, поправки на климатические изменения параметров из перечня “Временных локальных технических условий” по морскому льду, метеорологии, гидрологии и инженерно-геологическим параметрам. Последние наименее подвержены влиянию климатических изменений в течение нескольких

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 909

десятилетий, за исключением берегов и прибрежной зоны, поскольку подводная мерзлота, экранированная водой от атмосферы, очень инерционна.

Рост средних приземных температур в той или иной степени скажется на различных компонентах природной среды, при этом изменения экстремальных значений температуры оценить достаточно сложно с учетом региональной специфики. Изменения температурного режима, помимо антропогенных факторов, связаны с увеличением циклонической активности, с вторжением холодных и теплых воздушных масс. Вероятно, усиление ветровой активности, увеличение числа штормов и усложнение погодных условий – рост повторяемости случаев ограниченной видимости, количества облачности будет негативно сказываться на авиационном обеспечении шельфовых объектов. Очень вероятен рост количества оттепелей в холодный период года и опасностей атмосферного и брызгового обледенения.

Очень вероятно повышение летних температур воды, прежде всего в поверхностном слое и на относительно мелководных участках шельфа глубиной несколько десятков метров. Сохранится наблюдаемый рост среднего уровня моря, что будет усиливать эффект штормовых нагонов в прибрежных зонах и воздействие моря на берега. Следует также ожидать некоторое увеличение высот ветровых волн различной обеспеченности, что усилит волновые нагрузки на морские и прибрежные сооружения.

Ледовые условия обусловливают наиболее серьезные природные риски для морских сооружений в Арктике и очень существенно влияют на экономическую эффективность проектов (Матишов, 2011). Ледовые нагрузки на сооружения зависят от массы воздействующего ледяного образования, его прочности и скорости движения. Существенна также продолжительность воздействия и возможные мультипликативные воздействия, например сильное волнение при наличии разреженного льда (ледовый шторм).

Наиболее заметные изменения могут произойти с толщиной льда. Дальнейшее сокращение доли многолетних, наиболее толстых льдов, приведет к абсолютному доминированию однолетних льдов на российском шельфе, что снизит силы воздействия ледяных полей. Морфометрия торосов и стамух не претерпит существенных изменений. Рост ветровой активности может усилить торошение в локальных и относительно мелководных районах, но не следует ожидать вследствие этого значительных изменений размеров торосов и стамух. Повышение температуры воздуха и воды будет способствовать уменьшению размеров их консолидированной части, и, следовательно, некоторому снижению воздействий, которые они оказывают на сооружения.

Оценки возможных изменений геометрии айсбергов затруднительны, для этого слишком мало данных. Еще большую неопределенность имеют оценки долгопериодных трендов интенсивности продуцирования айсбергов выводными ледниками арктических архипелагов. Не следует ожидать заметных изменений прочностных свойств ледяных полей, торосов и айсбергов. Некоторое, прогнозируемое распреснение верхнего слоя арктических вод не внесет существенных изменений в прочность ледяных полей. Повышение температуры повлияет на скорость разрушения айсбергов, уменьшит время их жизни. Возможен некоторый рост максимальных скоростей движения ледяных образований, что может увеличивать силу их воздействий на морские объекты айсбергами (Наумов и др., 2003; Селин, Васильев, 2011).

Существенные изменения ожидаются в сроках начала ледообразования, в продолжительности ледового периода и сроках таяния льда, включая окончательное очищение акваторий. Будут более благоприятные условия для морских операций, сократится время воздействия льдов на сооружения, что снизит риски возникновения неблагоприятных ситуаций. В среднем облегчится доступ к морским месторождениям российского шельфа, включая высокоширотные районы.

Повышение уровня моря, рост числа и интенсивности штормов, увеличение продолжительности безледного периода в прибрежной зоне будет способствовать более интенсивному разрушению берегов, сложенных рыхлыми и льдистыми породами, что может угрожать прибрежной инфраструктуре.

Возможно увеличение числа и интенсивности ледовых штормов, когда сильное ветровое волнение развивается в зоне разреженных льдов, состоящей из достаточно крупных обломков однолетнего льда. Печорское море представляет собой зо-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 910

ну, где указанные факторы могут сочетаться при сильных продолжительных ветрах северо-западных направлений.

Установленная в 2011 г. в Печорском море платформа "Приразломная" спроектирована на основе исторических данных XX столетия и инженерных гидрометеорологических изысканий конца 1990-х годов. Эти изыскания включали, в частности, пять зимних ледовых экспедиций. То же относится и к проекту Штокмановского ГКМ, для которого семь ледовых экспедиций были выполнены в начале 2000-х годов. Эти данные должны обеспечить необходимую безопасность указанных сооружений относительно ледовых воздействий в XXI веке в условиях потепления и в условиях циклических изменений термического режима в Арктике (Данилов, 2012).

Менее однозначная ситуация с ветро-волновыми и другими неледовыми воздействиями. В условиях продолжающегося потепления можно рекомендовать недропользователям проводить более тщательные прогнозные оценки по учету указанных неблагоприятных тенденций. Целесообразно включить подобные рекомендации в нормативные документы, регламентирующие подготовку данных о параметрах окружающей среды для проектов по освоению арктического шельфа.

Наиболее очевидным ожидаемым последствием сокращения протяженности морских льдов для нефтегазовой отрасли в Арктике является более легкий доступ как к морским портам и береговой инфраструктуре, так и к перспективным участкам шельфа, что расширит возможности добычи нефти и газа. Однако возможны и негативные последствия, которые могут в перспективе оказать тормозящее воздействие на развитие данного сектора арктической экономики. Так, в соответствии с вышесказанным, сезон навигации удлинится, в том числе и для танкеров, но изменения в пространственном распределении льдов способны создать новые проблемы (Arctic Oil and Gas 2007. AMAP, 2011).

На свободной ото льдов морской поверхности будет развиваться более сильное волнение. В связи с этим ожидается усиление береговой эрозии. Береговые сооружения и конструкции на шельфе должны будут проектироваться с учетом усиления волновых нагрузок. Интенсификация образования айсбергов также может представлять дополнительную опасность для танкеров и буровых платформ.

Изменения климата могут оказать на нефтегазовую отрасль и "эффекты второго порядка". Так, климатические изменения поставят под угрозу ряд видов животных, что может повлечь за собой принятие соответствующих природоохранных мер, в том числе затрагивающих функционирование нефтегазовой отрасли. Изменение маршрутов миграции промысловых рыб может изменить географию арктического рыболовства (см. ниже) с возможным последующим конфликтом интересов двух ключевых секторов арктической экономики (коммерческого рыболовства и добычи углеводородов).

Каков же будет результирующий знак воздействия ожидаемых изменений климата в Арктике на нефтегазовую отрасль? В целом, прогнозируемые изменения регионального климата существенно расширят возможности добычи нефти и газа на арктическом шельфе. Неуклонное истощение невозобновляемых источников энергии в других частях Земного шара может привести к развертыванию широкомасштабной добычи углеводородов на арктическом шельфе при условии достаточно высоких цен на нефть на мировых рынках*. Однако, этого может и не произойти в силу возможного противодействующего влияния иных глобальных социально-экономических факторов. Вот почему, оценивая перспективы добычи нефти и газа на арктическом шельфе, необходимо применять сценарный подход, рассматривающий эту региональную проблему в более широком, глобальном контексте.

6.6.5. Климатические изменения и международно-правовой режим использования Арктики

В последние годы появилось много публикаций, в основном в средствах массовой информации, о возможных конфликтах в Арктике, которые могут возникнуть в связи с климатическими

*Себестоимость арктической нефти оценивается сейчас в $35–$100 за баррель, в то время как аналогичный показатель для ближневосточной нефти на нижнем пределе может доходить до $5 за баррель (Селин, Васильев, 2011).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 911

изменениями, главным образом, в связи с сокращением ледяного покрова, делающим арктические акватории более доступными для мореплавания (Корзун, 2004; Коныше в, Сергунин, 2010; 2011). Представляется, что собственно климатические изменения являются лишь катализатором мнений, а зачастую, фантазий авторов публикаций на геополитические темы.

Основополагающим документом, определяющим международно-правовой режим морских пространств Мирового океана, включая Северный Ледовитый океан, является Конвенция ООН по морскому праву, ратифицированная подавляющим большинством стран. США – единственная арктическая страна не ратифицировавшая Конвенцию, что позволяет ей занимать по ряду арктических проблем особую позицию.

Упомянутая выше ст. 234 Конвенции напрямую связывает морскую транспортную деятельность в высокоширотной экономической зоне с особенностями климата Арктики, а именно, с ледяным покровом. Международно-правовой режим большинства других видов морской деятельности либо не связывается напрямую с климатическими условиями и их изменениями, либо связан очень опосредованно.

Разграничение морских пространств

Границы территориального моря, исключительной экономической зоны (ИЭС), внешняя граница континентального шельфа (ВГКШ) России отсчитывается от исходных линий материка и островов. Исходные линии, связанные с береговой линией, в ряде случаев могут изменяться под воздействием природных факторов. Разрушение берегов, сложенных рыхлыми, льдистыми породами может быть значительным – до десятков метров в год. Увеличение продолжительности безледного периода в сочетании с ростом ветро-волновой активности и ростом температуры воздуха может ускорить отступание берегов, изменить исходные линии и тем самым повлечь соответствующие изменения границ ИЭЗ и ВГКШ. Масштабы подвижек отдельных береговых точек могут достигать несколько км за столетие.

Использование биологических и минеральных ресурсов

Прибрежное государство в исключительной экономической зоне осуществляет суверенные права в целях разведки, разработки и сохранения природных ресурсов, как живых, так и неживых, в водах, покрывающих морское дно, на морском дне и в его недрах. Это справедливо также в отношении управления этими ресурсами, и в отношении других видов деятельности по экономической разведке и разработке указанной зоны, таких как производство энергии путем использования воды, течений и ветра, а также юрисдикции, предусмотренной положениями Конвенции, в отношении: – создания и использования искусственных островов, установок и сооружений; – морских научных исследований; – защиты и сохранения морской среды; – других прав, предусмотренных Конвенцией.

Используя указанные права, прибрежное государство обязано должным образом учитывать права других государств в исключительной экономической зоне. Суверенные права установлены лишь в целях разведки, разработки и сохранения живых и неживых природных ресурсов. Это означает, в частности, что прибрежные государства осуществляют суверенные права в отношении всех рыбных ресурсов, включая прикрепленные к морскому дну (например, отряд ракообразных), минеральных ресурсов – нефти, газа и др., а также энергии, получаемой в результате использования течений, ветра и воды. Указанные права носят исключительный характер: никакое другое государство не вправе без согласия прибрежного государства осуществлять подобную деятельность в исключительной экономической зоне последнего.

По современным оценкам более 90% минеральных ресурсов Северного Ледовитого океана находится в ИЭЗ арктических морских стран. Таким образом, активизация ресурсных интересов других стран вследствие улучшения ледовых условий может распространяться только на районы за пределами ИЭЗ и континентального шельфа. Именно к этим районам могут быть применены такие понятия как конкуренция и даже борьба за ресурсы Арктики.

Морской транспорт

Принципиальные изменения правил мореплавания в арктической ИЭЗ России возможны только при кардинальном сокращении ледяного покрова (ст. 234 Конвенции ООН по морскому праву). Перспективные оценки изменений ледовых условий в XXI веке показывают, что ледяной покров

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 912

будет присутствовать на акватории СМП более шести месяцев в году, что является основным для регулирования РФ мореплавания в своей арктической исключительной экономической зоне.

6.6.6. Экономико-климатические сценарии для Арктики

Специалисты по моделированию глобального и регионального климата достаточно давно осознали плодотворность (и, вместе с тем, неизбежность) использования сценарных подходов при описании будущего климата. Так, в Четвертом оценочном докладе МГЭИК в качестве входной информации для расчетов по ансамблю климатических моделей использовался пакет сценариев эмиссии парниковых газов в атмосферу SRES (Special Report on Emission Scenarios, 2000). Каждый сценарий этого пакета соответствует определенным представлениям о пути развития мирового хозяйства и роста населения в различных регионах. Хотя в Пятом оценочном докладе МГЭИК принята иная методология, основанная на концепции "репрезентативных траекторий концентраций (парниковых газов)" (RCPs – Representative Concentration Pathways) (Moss, et al., 2010), специалисты уже обсуждают необходимость параллельной разработки "репрезентативных социально-экономических траекторий" (Representative Socioeconomic Pathways – SSPs).

При переходе от глобального уровня к региональному оценка последствий предстоящих изменений климата для природопользования, хозяйственной деятельности, секторов экономики и здоровья населения становится еще более сложной, неопределенность увеличивается. Общепризнано, что современные климатические модели демонстрируют меньшие успехи в воспроизведении регионального климата, нежели глобального; соответственно, и надежность региональных перспективных оценок климата, чем глобальных. Однако можно с уверенностью сказать, что неопределенность оценок климата будущего составляет лишь малую часть неопределенности возможной траектории региональной экономической системы. Гораздо большую неопределенность привносит "человеческий фактор", или, более формально, социально-экономический компонент экономико-климатической системы. Поэтому оценка последствий изменений климата на региональном уровне требует еще более широкого использования сценарного подхода.

Некоторые примеры применения сценарного подхода для арктического региона были приведены выше в связи с обсуждениями перспектив транзитных перевозок по СМП.

Яркие примеры более крупномасштабных сценариев приведены в программной работе (Brigham, 2009), в которой предложены четыре комплексных сценария для Арктики на период до 2040 года. При этом были использованы следующие основные "координаты" пространства сценариев: 1) глобальные изменения климата; 2) транспортные системы; 3) развитие ресурсной базы; 4) положение коренных северных народов; 5) деградация региональной окружающей среды; 6) политика Арктического совета (The Arctic Council) и других международных организаций; 7) общая геополитическая ситуация. Разработанные сценарии получили названия "Глобализованный рубеж" (Globalized Frontier), "Адаптивный рубеж" (Adaptive Frontier), "Рубеж – крепостная стена" (Fortress Frontier) и "Рубеж справедливости" (Equitable Frontier). Как оказалось, при общей для всех сценариев тенденции к сокращению протяженности арктических морских льдов, социально-экономические и политические факторы играют столь фундаментальную роль, что могут изменять общую направленность процесса (например, интенсификация/свертывание добычи нефти и газа на шельфе).

6.6.7. Последствия для морских экосистем и биоресурсов

Современный уровень исследований не позволяет достоверно определить степень общей негативности/позитивности ожидаемых изменений климата для коммерческого рыболовства в Арктике. Помимо сложности учета многообразных ключевых социально-экономических и политических факторов, влияющих на рыболовство, – в частности, особенностей рыболовной политики, – серьезные затруднения возникают уже на уровне попыток количественного прогнозирования изменений продуктивности промысловых видов и их кормовой базы при повышении температуры океанских вод.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 913

В то же время известно, изменения климата морской среды могут оказывать существенное влияние на миграции промысловых рыб и, как следствие, на географию рыбного промысла (Матишов и др., 2010; Ковалевский и др., 2012). Так, для Баренцева моря различные оценки изменения запасов рыбы, обусловленного изменениями климата, лежат в диапазоне от –25 % до +25 % (Johannessen, Miles, 2010).

По мнению экспертов МГЭИК, влияние изменений климата на рыболовство в Арктике будет различным в разных ее регионах – с некоторыми преимуществами для одних и потерями для других промыслов (Anisimov, et al., 2007). Норвежские эксперты в обзорной работе (Eskeland, Flottorp, 2006) делают сходный вывод: “Вероятно, позитивные эффекты для рыболовства в одних районах будут сочетаться с негативными эффектами в тех же или иных районах. Возможно, что суммарный эффект для рыболовства будет отрицательным даже при учете ожидаемой тенденции улучшения условий роста (рыб) в арктических водах”.

Многие рыбы и киты питаются мелкими ракообразными, обитающими у морского льда. В данном источнике пищи произойдут изменения, если граница льда отступит (Olsen, et al., 2011). Подобные изменения в морских арктических экосистемах окажут прямое воздействие на поставки рыбы, традиционное питание жителей арктических территорий. Предполагается, что состояние популяций субарктических и арктических видов рыбы, включая ценные промысловые, может измениться, если морской лед отступит. Неопределенность в отношении обилия и доступности живых природных морских ресурсов делает затруднительным планирование их предложения на рынках в будущем (Olsen, et al., 2011).

Рыбный промысел является одной из важнейших составляющих функционирования природно-хозяйственной системы Баренцева моря, подверженных климатическим изменениям. Примером тому может служить межгодовое и сезонное распределение скоплений трески и мойвы на протяжении последних 35 лет (Жичкин, 2009; 2012). В холодные годы (1977–1982 гг.) миграционные потоки промысловых скоплений трески распространялись преимущественно в восточном направлении. Однако далее Мурманского мелководья и западного склона Северо-Канинской банки промысловые скопления трески не продвигались. Косяки, миграции которых сдерживали холодные воды, не достигали прибрежных вод Новой Земли, а основной промысел осуществлялся на южных и юго-западных участках моря. Второй миграционный поток был направлен в северо-западную часть Баренцева моря. Здесь промысловые скопления трески к окончанию нагульного периода едва достигали Зюйдкапского желоба и Восточного склона Медвежинской банки (рис. 6.6.8а) (Матишов и др., 2010).

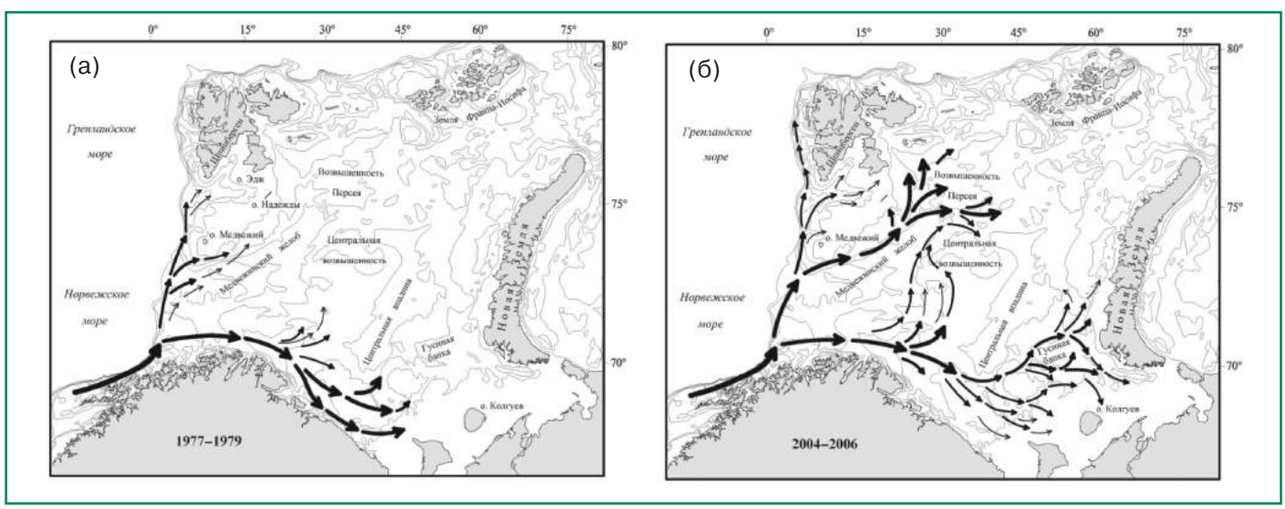


Рис. 6.6.8. Схема миграций промысловых скоплений трески в Баренцевом море в аномально холодные (а) и аномально теплые (б) годы (Матишов и др., 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 914

С наступлением теплого периода с начала 1990-х годов началось перераспределение основных миграционных потоков трески. В аномально теплый период (2004–2006 гг.) миграционные потоки нагульной трески были направлены как на восток, так и на север (рис. 6.6.8б) (Матишов и др., 2010).

При этом на востоке скопления трески в сентябре–октябре достигали прибрежных вод Новой Земли между 70–74° с.ш.. Основной миграционный поток был направлен на север вплоть до 79° с.ш.. Здесь в августе–октябре в последние 10–15 лет отечественный флот ведет успешный промысел трески на широкой акватории (Жичкин, 2012).

В целом в годы с высокой ледовитостью промысел, как правило, был ограничен районами в южной и юго-западной частях моря. В годы с отрицательными аномалиями ледовитости акватория лова расширялась в восточном и особенно в северном направлениях. При этом уже в апреле на северо-западе Баренцева моря успешный промысел велся севернее 76° с.ш. (рис. 6.6.9) (Матишов и др., 2010).

В течение последних 10 лет происходило увеличение промыслового запаса трески. В 2000 г. его биомасса составляла 1.1 млн т, а на начало 2011 г. промысловый запас достиг 2.8 млн т. При этом промысловый запас пикши в 2010 г. достиг исторического максимума и составил 1190 тыс. т, что превышает среднемноголетний уровень более чем в 3 раза (Жичкин, 2012).

Значительное влияние климатические флуктуации также оказывают на миграции важного объекта промысла и одного из существенных элементов пищевых цепей в Баренцевом море – мойвы (Жичкин, 2012). Анализ миграции промысловых скоплений мойвы за 1977–2010 гг. показал, что в холодные годы основной промысел нагульной мойвы велся в северо-западных и северных районах, а в теплые – значительное количество рыбы проходило в восточные районы моря.

Анализ миграций преднерестовых косяков мойвы показал, что отрицательные аномалии температуры воды в слое 0–200 м обусловливают смещение районов нерестовых подходов мойвы на запад к берегам Норвегии. Положительные аномалии температуры водных масс способствуют более массовым подходам промысловых скоплений мойвы к берегам Кольского полуострова. Так, в теплом 1992 г. наблюдался один из наиболее восточных подходов преднерестовых скоплений мойвы к берегам Мурмана. Подобная ситуация наблюдалась и в теплые годы последнего десятилетия, например в 2002 и 2009 гг. (Жичкин, 2012).

В работе (Соколов, 2012) утверждается, что география промысла как трески так и мойвы, обусловлена, в основном, колебаниями природных фа-

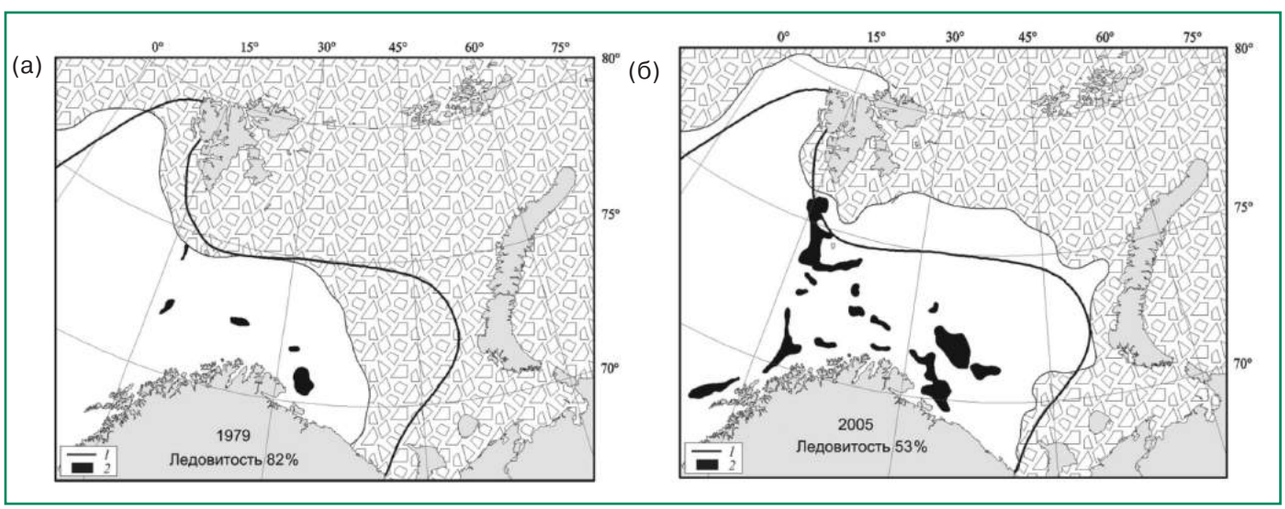


Рис. 6.6.9. Распространение льда и участки промысла трески в Баренцевом море в апреле холодного (а) и теплого (б) климатических периодов (1 – среднее многолетние положение кромки льда в апреле, 2 – участки промысла) (Матишов и др., 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 915

кторов. Там же, делается вывод, что климатические изменения влияют и на рыбные запасы. Это влияние оказывается двумя основными путями. Во-первых, по причине прогрева все большей площади вод запасы промысловых рыб распределяются более широко, что особенно заметно для таких массовых видов, как треска и пикша. Во-вторых, увеличение потока солнечной радиации, попадающей на поверхность воды, свободной от ледового панциря, способствует росту продукции биомассы автотрофов (одноклеточных морских водорослей) и последующему росту биомассы на всех уровнях трофической пирамиды (Соколов, 2012).

Как следствие, для баренцевоморских промысловых рыб, большинство из которых являются активными хищниками, также отмечаются рост их запаса и вылова. Примером роста запаса служит треска, чей запас в 2012 г. ожидается на уровне, близком к 2.5 млн т, а международный вылов превысит 750 тыс. т. Современное состояние запаса мойвы также относительно благополучно. Ее нынешний запас составляет около 3 млн т, а ежегодный вылов – на уровне около 80 тыс. т. В то же время, для некоторых видов рыб изменения условий среды, вкупе с воздействием промысла, привели к уменьшению численности рыб и биомассы промысловых запасов. Так, начиная с 2003–2006 гг. запасы и вылов путассу в Баренцевом море уменьшились радикально; в последние годы они составляли около 980 тыс. т и 40 тыс. т соответственно (Соколов, 2012).

Результаты съемок в августе–сентябре 2010 и 2011 годов, показали аномально широкое распространение трески в Баренцевом море. Наиболее плотные скопления рыбы в восточной части моря отмечались на участке от северного склона Новоземельского мелководья до мыса Сухой нос при температуре воды у дна 0.1–1.5°С. На севере моря основные промысловые концентрации рыбы распределялись на Возвышенности Персея между 78 и 80° с.ш. при температуре в придонном слое от –0.5 до +1.6°С. Повышенное теплосодержание водных масс в северо-западной и восточной частях моря определило широкое распределение зимовальных скоплений тресковых (Карсаков и др., 2012).

Повышенный тепловой фон вод Западно-Шпицбергенского течения способствовал увеличению протяженности нагульных миграций трески и пикши в северном направлении. В 2009–2011 гг. в летне-осенний период промысловые скопления рыбы распределялись на акватории севернее о-ва Западный Шпицберген (между 80 и 81° с.ш.) (Карсаков и др., 2011).

В работе (Матишов и др., 2010) в частности делается вывод, что морские экосистемы хорошо адаптированы к многолетней изменчивости условий среды. Как правило, их состояние в большей степени зависит от антропогенных нагрузок (промыслового изъятия биоресурсов, преднамеренного и непреднамеренного вселения чужеродных видов).

Одним из важнейших следствий изменчивости и изменения климата сдвиги границ ареалов промысловых видов рыб. Это влечет за собой смену районов дислокации промыслового флота и, как следствие, перераспределение промысловых нагрузок на морские экосистемы. В работах (Matishov et al., 2004; Матишов, Дженюк, 2012) сделан вывод о том, что “ситуация в рыбной отрасли зависит прежде всего от объемов добычи и перелова ценных рыб, а также законодательного регулирования промысла. Климатический фактор играет важную, но не решающую роль”.

6.6.8. Адаптации

Наблюдаемое и ожидаемое в XXI веке потепление в арктической зоне в целом благоприятно для морской хозяйственной деятельности, включая судоходство и добычу углеводородов на шельфе. Поэтому в данном случае можно говорить об адаптации к последствиям изменения климата, которые лишь косвенно влияют на данную деятельность. Например, можно говорить об адаптации к неблагоприятным метеорологическим условиям (большее число штормов на свободной ото льда воде, усиление волнового воздействия, брызгового обледенения и т. п.).

В оценочном докладе “Снег, вода, лед и вечная мерзлота в Арктике” (AMAP, 2011; Цатуров, Клепиков, 2012), в частности, рекомендуется:

“– содействовать мерам по повышению точности прогнозов для ледяного покрова, погоды и состояния моря, а также работать над тем, чтобы данные прогнозы были доступны населению и организациям, ведущим хозяйственную деятельность в Арктике;

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 916

– обеспечить повышение уровня поисково-спасательных операций и реагирования на опасность негативного воздействия на окружающую среду."

Эти меры непосредственно касаются как судоходства и эксплуатации богатств шельфа, так и промышленной добычи морских биоресурсов.

Что касается непосредственно рыбопромысловой отрасли, то необходима адаптация к изменениям границ ареалов промысловых видов рыб и появлению новых промысловых видов, а также законодательное регулирование промысла, учитывающее данные изменения (Матишов и др., 2010; Матишов, Дженюк, 2012).

Новые стандарты также должны быть разработаны для строительства инженерных объектов на побережье (в том числе портов для рыбопромысловых судов, нефтеналивных терминалов и т. п.), особенно там, где происходит таяние многолетней мерзлоты и эрозия береговой линии (Цатуров, Клепиков, 2012).

Ожидаемое потепление приведет к росту активности в освоении арктических месторождений полезных ископаемых, что создает предпосылки для роста объемов перевозок по СМП (Рукша и др., 2011). Наиболее существенным для плавания по трассам СМП будет отступание льдов к северу в летний период, а также расширение временных рамок навигационного периода. Это сделает более доступным для плавания более высокоширотные трассы и может способствовать круглогодичной навигации на трассах СМП. И в России, и за рубежом оживление транзита по СМП считается вполне реальным, особенно в связи с дальнейшими изменениями климата (Селин, Васильев, 2011).

Нефтегазовая деятельность на шельфе получит преимущества в связи с более продолжительным периодом, когда море не покрыто льдом, однако, могут возрасти угрозы, связанные с айсбергами, что будет обусловлено возрастанием их количества. Растущая доступность Арктики создает новые экономические возможности, в том рост популярности круизного туризма (AMAP, 2011).

6.6.9. Заключение

В течение последнего десятилетия климат Арктики изменялся беспрецедентными темпами. Стремительно повышалась температура воздуха в приповерхностном слое на побережье и островах Северного Ледовитого океана, достигнув наибольших летних значений в 2012 г. В результате потепления площадь арктического морского льда к концу летнего сезона 2012 г. сократилась почти в два раза по сравнению с предшествующим периодом 1980–1990-х годов.

Потепление климата и сокращение морского ледяного покрова обеспечивает более свободный морской доступ в Арктику, что увеличивает интерес к Арктике вследствие больших запасов нефти, природного газа и минеральных ресурсов.

Но изменения в пространственном распределении льдов способны создать и новые проблемы. На свободной ото льдов морской поверхности будет развиваться более сильное волнение. В связи с этим ожидается усиление береговой эрозии. Интенсификация образования айсбергов также может представлять дополнительную опасность для танкеров и буровых платформ. Развитие судоходства может иметь и негативное последствие в виде загрязнения морской и воздушной среды в районах плавания судов.

Быстрые изменения климата влияют и на морские арктические экосистемы и биоресурсы вследствие прогрева все большей площади вод, освобождающейся ото льда. Это в первую очередь способствует росту первичной продукции.

Оценка последствий изменений климата для природопользования, хозяйственной деятельности, секторов экономики и здоровья населения в Арктике является сложной задачей. При всей неоспоримости климатических изменений, они являются лишь одним из факторов среди множества других. Существует много причинно-следственной (прямых и обратных) связей в интегрированной системе "климат–окружающая среда–социум–экономика–политика". Поэтому перспективные оценки социально-экономических последствий изменения климата в Арктике (как и в любом другом регионе Земного шара) должны строиться в контексте междисциплинарных глобальных и региональных сценариев. Попытки количественных оценок последствий климатических изменений для секторов арктической экономики на сегодняшний день остаются немногочисленными, что открывает широкое поле для исследований на стыке естественных и общественных наук (Ostreng, 2010).

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 917

6.6.10. Литература

Алексеев Г. В., Данилов А. И., Смоляницкий В. М., 2012. Летнее сокращение морских льдов в Арктике в 2012 г. Российские полярные исследования, № 3 (9), с. 11–13.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я. 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России. Москва, 193 с.

Данилов А. И., 2012. Обеспечение гидрометеорологической безопасности освоения и использования морских месторождений. Материалы IV Всероссийской морской научно-практической конференции "Стратегия морской деятельности России и экономика природопользования в Арктике". Мурманск, изд-во МГТУ, с. 146–147.

Жичкин А. П., 2009. Атлас российского промысла трески в Баренцевом море. Мурманск, Радица, 212 с.

Жичкин А. П., 2012. Влияние природных и антропогенных факторов на рыбопромысловую деятельность в Баренцевом море. Стратегия морской деятельности России и экономика природопользования в Арктике. IV Всероссийская морская научно-практическая конференция: материалы конференции. Мурманск, 07–08 июня 2012 г. Мурманск, изд-во МГТУ, с. 127–129.

Карсаков А. Л., Боровков В. А., Сентябов Е. В., Балякин Г. Г., 2011. Океанографические условия в морях Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики в 2011 г. и их влияние на распределение промысловых рыб, Вопросы промысловой океанологии; вып. 8, № 2. 2011. с. 14–42.

Катцов В. М., Порфирьев Б. Н., 2011. Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 г. и дальнейшую перспективу (резюме доклада), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, т. 563, с. 7–59.

Кашин В., 2008. Арктическая кладовая, Ведомости, № 137.

Ковалевский Д. В., Алексеев Г. В., Кузьмина С. И., 2012. Изменения климата Арктики и их последствия для рыболовства и морских перевозок: Сборн. докл. Международной научно-практической конференции "Стратегические проекты освоения водных ресурсов Сибири и Арктики в XXI веке: концептуальное мышление и идентификация личности". Тюмень, 23.03.2012. Тюмень, Т. 1, с. 167–170.

Конышев В. Н., Сергунин А. А., 2010. Арктика на перекрестье геополитических интересов, Мировая экономика и международные отношения, № 9, с.43–53.

Конышев В. Н., Сергунин А. А., 2011. Национальные интересы России в Арктике: мифы и реальность, Приоритеты России, т. 29, № 122, с. 2–11.

Корзун В. А., 2004. Конфликтное использование морских и прибрежных зон России в XXI веке. М.: изд-во Экономика, 558 с.

Лаверов Н. П., Дмитриевский А. Н., Богоявленский В. И., 2012. Развитие морского природопользования. Материалы IV Всероссийской морской научно-практической конференции "Стратегия морской деятельности России и экономика природопользования в Арктике". Мурманск, изд-во МГТУ, с. 13–17.

Матишов Г. Г. Макаревич П. Р., Денисов В. В., Дженюк С. Л., Жичкин А. П., Моисеев Д. В., 2012. Учет вековой динамики климата Баренцева моря при планировании морской деятельности. Материалы IV Всероссийской морской научно-практической конференции "Стратегия морской деятельности России и экономика природопользования в Арктике". Мурманск, изд-во МГТУ, с. 17–22.

Матишов Г. Г., 2008. Влияние изменчивости климатического и ледового режимов на судоходство в арктических и южных морях, Вестник РАН, т. 78, № 10, с. 896–902.

Матишов Г. Г., Дженюк С. Л., Моисеев Д. В., Жичкин А. П., 2010. Климатические изменения морских экосистем Европейской Арктики, Проблемы Арктики и Антарктики, № 3 (86), с. 7–21.

Матишов Г. Г., 2011. Климат морей Западной Арктики в начале XXI века, Изв. РАН. сер. геогр., № 3, с. 17–32.

Матишов Г. Г., Дженюк С. Л., 2012. Морская хозяйственная деятельность в российской Арк-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 918

тике в условиях современных климатических изменений, Арктика: экология и экономика, № 1 (3), 26–37.

Назаров В. И., Калист Л. В., 2011. Экономический потенциал углеводородных ресурсов арктического шельфа и проблемы его освоения: Материалы международной конференции "Нефть и газ арктического шельфа – 2004". URL: http://helion-ltd.ru/eco-pot-13/ (дата обращения: 11.09.2011).

Наумов А. К., Зубакин Г. К., Гудошников Ю. П., Бузин И. В., Скутин А. А., 2003. Льды и айсберги в районе Штокмановского газоконденсатного месторождения. Санкт-Петербург, 16–19.09.2003. Труды RAO-03, СПб, с. 120–131.

Павленко В. И., Глухарева Е. К., 2010. Влияние изменений окружающей среды на экономическое развитие регионов российской Арктики, Проблемы прогнозирования, № 2 (интернет-версия).URL: http://www.ecfor.ru/pdf.php?id=2010/2/05 (дата обращения: 11.09.2011).

Половинкин В. Н., Фомичев А. Б., 2012. Перспективные направления и проблемы развития Арктической транспортной системы РФ в XX веке, Арктика: экология и экономика, № 3 (7), с. 74–83.

Рукша В. В., Смирнов А. А., Головинский С. А., 2011. Атомный ледокольный флот России и перспективы развития Северного морского пути, Арктика: экология и экономика, № 1, с. 52–61.

Селин В. С., Башмакова Е. П., 2010. Значение северных и арктических регионов в новых геоэкономических условиях развития России, Регион: экономика и социология, № 3, с. 23–29.

Селин В. С., Васильев В. В., 2011. Тенденции и риски хозяйственной деятельности в Арктике в условиях долговременных климатических изменений, Арктика и Север, № 1, с. 125–133.

Соколов К. М., 2012. Управление запасами биоресурсов Баренцева моря на фоне глобальных изменений. Материалы IV Всероссийской морской научно-практической конференции Стратегия морской деятельности России и экономика природопользования в Арктике. Мурманск, 07–08 июня 2012 г. Мурманск, изд-во МГТУ, с. 138-139.

Тулупов Д., 2012. Потенциал Северного морского пути. Российский Совет по международным делам. URL: http://russiancouncil.ru/inner/?id_4=589 (дата обращения 10.09.2012)

Фролов И. Е., Цыбань А. В., Алексеев Г. В., Баринова С. П., Володкович Ю. Л., Гудкович З. М., Карклин В. П., Лупачев Ю. В., Умбрумянц И. О., Фролов С. В., Щука Т. А., Левич А. П., 2008. Северные моря. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. т. II. Последствия изменений климата. М: Росгидромет, с. 264–268.

Хон В. Ч., Мохов И. И., 2010. Климатические изменения в Арктике и возможные условия арктической морской навигации в XXI веке, Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 46, № 1, с. 19–25.

Цатуров Ю. С., Клепиков А. В., 2012. Современное изменение климата Арктики: результаты нового оценочного доклада Арктического совета, Арктика: Экология и экономика, № 4 (8), с. 76–818.

75 лет Северному морскому пути. Пресс-служба ААНИИ, URL: http://www.aari.ru/docs/presss-release/2008.02.21 (дата обращения: 20.12.2008).

ACIA, 2005. Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press, 1042 p.

AMAP, 2011. Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Oslo, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP).

Anisimov O. A., Vaughan D. G., Callaghan T. V., Furgal C., Marchant H., Prowse T. D., Vilhjalsson H., Walsh J. E., 2007. Polar regions (Arctic and Antarctic). Climate Change: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. M. L. Parry, O. F. Canziani, J. P. Palutikof, P. J. van der Linden, C. E. Hanson. (eds.) Cambridge, Cambridge University Press, pp. 653–685.

Arctic Marine Shipping Assessment (AMSA), 2009. Report (AMSA). Arctic Council, April 2009.

Arctic Oil and Gas 2007. AMAP: Arctic Monitoring and Assessment Programme. Oslo.

Arctic Opening: Opportunity and Risk at the High North. Lloyd's, 2012. URL:

OD-2-1-3n 12/15/14 5:51 PM Page 919

http://www.lloyds.com/~/media/FilesNews%20and%20Insight/360%20Risk%20Insight/Arctic_Risk_Report_20120412.pdf (дата обращения: 27.09.2012)

Benedictow A., Fjaertoft D., Lofsnaes O., 2010. Oil dependency of the Russian economy: An econometric analysis. Statistics Norway, Research Department. Discussion Papers, N 617. URL: http://www.ssb.no/publikasjoner/pdf/dp617.pdf (дата обращения: 16.03.2011).

Bobylev L. P., Kondratyev K. Ya., Johannessen O. M., 2003. Arctic Environment Variability in the Context of Global Change. Chichester, Springer–Praxis Publishing, 470 p.

Brigham L. W., 2009. Thinking about the Arctic's Future: Scenarios for 2040: Multi-year Expert Meeting on Transport and Trade Facilitation: Maritime Transport and the Climate Change Challenge, 16–18 February 2009.

Eskeland G. S., Flottorp L. S., 2006. Climate change in the Arctic: A discussion of the impact on economic activity, The Economy of the North, S. Glomsrod, I. Aslaksen (eds.), Oslo–Kongsvinger, Statistics Norway, pp. 81–94.

Ho J., 2010. The implications of Arctic sea ice decline on shipping, Marine Policy, vol. 34, pp. 713–715.

Huebert R., Exner-Pirot H., Lajeunesse A., Gulledge J., 2012. Climate change & international security: The Arctic as a Bellwether. Arlington, Virginia: Center for Climate and Energy Solutions. URL: http://www.c2es.org/publications/climate-change-international-arctic-security/ (дата обращения: 12.09. 2012)

Johannessen O. M., Miles M. W., 2010. Critical vulnerabilities of marine and sea ice-based ecosystems in the high Arctic. Regional Environmental Change. DOI 10.1007/s10113-010-0186-5.

Johannessen O. M., Pettersson L. H., 2008. Arctic climate and shipping. High North – High Stakes. R. Gottemoeller, R. Tamnes (eds.), Oslo, Fagbokforlaget, pp. 95–114.

Johannessen O. M, Shalina E. V., Miles M., 1999. Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation, Science, vol. 286, pp. 1937–1939.

Khon V. C., Mokhov I. I., Latif M., Semenov V. A., Park W., 2010. Perspectives of Northern Sea Route and Northwest Passage in the twenty-first century, Climatic Change, vol. 100, pp. 757–768.

Kononczuk W., 2012. Russia's best ally: The situation of the Russian oil sector and forecasts for its future. Warsaw, OSW Studies, no. 39. URL: http://www.osw.waw.pl/sites/default/files/PRACE_39_en.pdf (дата обращения: 20.08.2012)

Kononczuk W., 2012. The fragile foundations of the Russian oil sector. 11 June 2012. URL: http://www.europeanenergyreview.eu/site/pagina.php?id=3739&print=1 (дата обращения: 20.08.2012)

Liu M., Kronbak J., 2010. The potential economic viability of using the Northern Sea Route (NSR) as an alternative route between Asia and Europe, Journal of Transport Geography, vol. 18, pp. 434–444.

Matishov G. G., Denisov V. V., Dzhenyuk S. L., Karamushko O. V., Daler D., 2004. The impact of fisheries on the dynamics of commercial fish species in Barents Sea and the Sea of Azov, Russia: a historical perspective, Ambio, vol. 33. no. 1–2, pp. 63–67.

Moss R. H., Edmonds J., Hibbard K., Manning M., Rose S., van Vuuren D. P., Carter T. R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G., Mitchell J., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S., Stouffer R.J., Thomson A., Weyant J., Wilbanks T., 2010. The next generation of scenarios for climate research and assessment, Nature, vol. 463, pp. 747–756.

Olsen M. S., Callaghan T. V., Reist J. D., Reiersen L. O., Dahl-Jensen D., Granskog M. A., Goodison B., Hovelsrud G. K., Johansson M., Kallenborn R., Key J., Klepikov A., Meier W., Overland J. E., Prowse T. D., Sharp M., Vincent W. F., Walsh J., 2011. The Changing Arctic Cryosphere and Likely Consequences: An Overview, Ambio, vol. 40, pp. 111–118. doi: 10.1007/s13280-011-0220-y.

Ostreng W., 2010. Science without boundaries. Interdisciplinarity in research, society, and politics. Lanham, University Press of America, 312 p.

Pinnegar J., Watt T., Kennedy K., 2012. Climate Change Risk Assessment for the Martine and Fisheries Sector. UK Climate Change Risk Assessment 2012. DEFRA, UK.

Special Report on Emission Scenarios, 2000. A special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. N. Nakicenovich et al. (eds.) Cambridge University Press, 599 p.

Verny J., Grigentin C., 2009. Container shipping on the Northern Sea Route, International Journal of Production Economics, vol. 122, pp. 107–117.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 920

Глава 6.7. СЕЛЬСКОЕ ХОЗЯЙСТВО

В. Н. Павлова, Е. Н. Попова

И. О. Попов

6.7.1. Введение

За последние десятилетия получены ряды наблюдений за агрометеорологическими и гидрометеорологическими величинами, необходимыми для расчетов оценок влияния наблюдаемых изменений климата на продуктивность сельского хозяйства средствами математического моделирования, корреляционного анализа и регрессионного анализа (Climate Change 2007, 2007a; Оценочный доклад… 2008a, б; Груза, Ранькова, 2012).

В опубликованных за последние несколько лет коллективных монографиях освещены проблемы изучения и прогнозирования изменений глобальной климатической системы Земли для оценки влияния этих изменений на состояние и продуктивность агроэкосистем. Результаты этих исследований используются для разработки стратегии устойчивого развития России. К наиболее значимым можно отнести коллективные монографии "Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу" (2011), "Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологический систем" (2012) и "Биоклиматический потенциал России: продуктивность и рациональное размещение сельскохозяйственных культур в условиях изменения климата" (2012). Интересны коллективные монографии сотрудников географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова "Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и Западной Сибири" (2011) и "Глобальные изменения климата и прогноз изменений рисков в сельском хозяйстве" (2009).

Среди множества климатических факторов, влияющих на агроэкосистемы России, наиболее значимы: засухи, сильные морозы и недостаток тепла за короткий безморозный период. Частые и обширные засухи – основная причина рекордной в мировом масштабе межгодовой изменчивости урожаев зерновых культур в России. Неустойчивость урожаев усиливают периодически повторяющиеся холодные зимы, приводящие к гибели посевов озимых культур. Наконец короткий вегетационный период затрудняет проведение сельскохозяйственных работ, увеличивает потери при уборке урожая, а недостаток тепла ограничивает производство наиболее продуктивных в средних широтах сельскохозяйственных культур – кукурузы, проса, подсолнечника, сахарной свеклы, сои и др. Влияние всех этих факторов будет поразному меняться при возможном дальнейшем потеплении – для некоторых негативные последствия будут ослабевать, для других усиливаться.

При дальнейшем потеплении климата в России может возрасти неблагоприятное воздействие вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных культур на валовые сборы и качество продукции растениеводства, так как эти организмы существенно зависят от климата (эта тенденция наметилась в конце XX – начале XXI века). При потеплении могут сместиться границы ареалов, возрасти численность, измениться число воспроизводимых поколений за сезон, расшириться круг растений-хозяев многих климатозависимых сельскохозяйственных вредителей и патогенов. Все это будет способствовать повышению их вредоносности и увеличению причиняемого ими ущерба сельскохозяйственному производству.

6.7.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1

Изменения агроклиматических условий в основных земледельческих регионах страны в 1975–2004 гг. (период, преимущественно освещенный в ОД_РФ-1 в отношении агроэкосистем) были в целом благоприятны для сельского хозяйства России.

Средняя температура января повышалась со средней скоростью более 1°С за 10 лет на территории Черноземья, Поволжья и Северо-Запада Европейской части России (ЕЧР). Минимальные скорости роста январской температуры были отмечены в Западной Сибири. Вероятность повреждения

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 921

сельскохозяйственных культур низкими температурами существенно понизилась за период с 1975 г. Повышение средней температуры июля было не столь значительным, но в ряде регионов достигало 1°С за 10 лет, что для некоторых регионов оказало позитивное влияние на растениеводство.

Наблюдалось практически повсеместное уменьшение амплитуды годового хода температуры воздуха, что свидетельствует о снижении степени континентальности климата и улучшении агрометеорологических условий возделывания основных сельскохозяйственных культур.

Рост теплообеспеченности сельскохозяйственных культур, определяемой суммой среднесуточных значений температуры воздуха за период с температурой выше 10°С (суммой активных температур с порогом 10°С), был максимальным (более, чем на 150°С · сут за 10 лет) в Прибайкалье. Уменьшение теплообеспеченности (до –50°С · сут за 10 лет) наблюдалось на востоке и юго-востоке ЕЧР, менее выраженное – на юге Дальнего Востока.

Продолжительность вегетационного периода со среднесуточными температурами воздуха выше 10°С увеличивалась на большей части территории России, за исключением Волго-Вятского региона. Продолжительность вегетационного периода сельскохозяйственных культур в Сибири и на Дальнем Востоке возросла на 10–12 суток; однако, при этом во многих районах длительность периода без заморозков не изменилась. Напротив, на значительных территориях северо-восточной части Северо-Западного федерального округа (СЗФО), в Центральном и Приволжском федеральных округах (ЦФО, ПФО) отмечено сокращение продолжительности периода без заморозков.

Аридность (сухость) климата на юге и юго-востоке ЕЧР с 1975 г. не возросла. Это относится, прежде всего, к территории Северо-Кавказского, Поволжского и Уральского регионов. В Западной Сибири отмечалось уменьшение индекса сухости Будыко (1948) – ИС – в западной части региона и его рост в Алтайском крае. В Восточной Сибири и на Дальнем Востоке наблюдался слабый рост ИС.

Таким образом, наблюдаемые в 1975–2004 гг. изменения климата были позитивными для сельскохозяйственного производства в регионах России, обеспечивающих производство около 85% товарного зерна.

В ОД_РФ-1 (2008б) указывалось на учащение и усиление вспышек массового размножения вредных саранчовых с начала 1990-х годов на территории России и соседних стран, последовавшее за известным затишьем предыдущих десятилетий. Помимо экономических и социально-политических причин (распад СССР и, как следствие, разрушение единой службы защиты растений, снижение уровня агротехники и химизации, увеличение площади залежных земель) этому в значительной степени способствовали погодные условия, связанные с повышением приземной температуры воздуха, особенно в весенне-летний период, а также увеличение числа жарких и засушливых лет.

Также в ОД_РФ-1 был дан подробный анализ тех значений температуры и влажности, которые благоприятствуют или губительно влияют на размножение, развитие и распространение колорадского жука и вредных саранчовых на территории России. Выявлено, какую роль играют наблюдаемые изменения климата, произошедшие за последние десятилетия XX века, в дальнейшем расширении их ареалов.

На основе полученных данных был сделан вывод о возможном дальнейшем продвижении границ ареалов и зон массового размножения вредных саранчовых и колорадского жука в северном и восточном направлениях.

6.7.3. Последствия произошедших изменений климата для сельского хозяйства

Комплекс агроклиматических и биоклиматических показателей, разработанный для государственной системы мониторинга климата, используется для всесторонней оценки влияния наблюдаемых изменений климата на сельское хозяйство и сельскохозяйственное землепользование. Выбор агроклиматических показателей основан на классическом агроклиматическом и климатическом районировании, выполненном Г. Т. Селяниновым, Ф. Ф. Давитая, Д. И. Шашко, С. А. Сапожниковой, Ю. И. Чирковым, М. И. Будыко и А. И. Будаговским. Этот комплекс расширен за счет показателей, рассчитываемых в имитационной системе "климат–почва–урожай" (Сиротенко и др., 2007, 2011).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 922

Агроклиматические и биоклиматические показатели, используемые для комплексной оценки влияния изменений климата на сельское хозяйство и землепользование следующие: теплообеспеченность (термические ресурсы) и увлажненность, биоклиматический потенциал и климатически обусловленная урожайность.

Именно изменения перечисленных выше показателей чаще всего используются для характеристики климатообусловленных изменений агроэкосистем.

6.7.3.1. Оценка наблюдаемых изменений агроклиматических ресурсов

В данном разделе обсуждаются два вида агроклиматических ресурсов – термические ресурсы и ресурсы влагообеспеченности.

6.7.3.1.1. Термические ресурсы

Характеристики термического режима включают следующие агроклиматические показатели:

– суммы среднесуточных значений температуры воздуха (°С · сут) за период календарного года со среднесуточной температурой, превышающей 0°С, 5°С и 10°С;

– даты устойчивого перехода среднесуточной температурой воздуха через 0°С, 5°С и 10°С весной и осенью;

– продолжительность периодов календарного года со среднесуточной температурой, превышающей 0°С, 5°С и 10°С;

– среднюю температуру самого холодного (январь) и самого теплого (июль) месяцев календарного года.

В табл. 6.7.1 представлены оценки линейных трендов показателей температурного режима, осредненные за период с 1976 по 2012 гг. (когда глобальное потепление было особенно выражено) для основных зернопроизводящих регионов России (Доклад об особенностях климата…, 2013).

Оценки скорости изменения (трендов) сумм среднесуточных значений температуры воздуха за период с температурой выше 10°С (активных температур воздуха с порогом 10°С) – основной характеристики теплообеспеченности сельскохозяйственных культур – показывают, что наибольшая скорость роста обеспеченности теплом, превышающая величину 100°С · сут за 10 лет, наблюдается на всей ЕЧР; она достигает максимума в Южном федеральном округе (ЮФО) – 152.5°С · сут/10 лет. На территории земледельческих районов Сибири и Дальнего Востока теплообеспеченность растет,

Таблица 6.7.1. Средние скорости изменения (линейные тренды) показателей термических ресурсов на территории РФ за 1976–2012 гг. (Сиротенко и др.. 2013)

Федеральный округ	**Показатель и размерность линейного тренда**				
	Средняя температура, °С/10лет		**Сумма активных температур, °С · сут/10лет**		**Продолжительность периода со среднесуточными температурами воздуха более 10°С, сут/10 лет**
	январь	**июль**	**> 10°С**	**> 5°С**	
Центральный	0.7	1.1	145.9	149.3	5.3
Северо-Западный	0.9	0.8	111.9	113.9	5.1
Приволжский	0.5	0.8	112.4	123.7	3.8
Южный	0.3	0.7	152.5	150.5	3.8
Северо-Кавказский	0.1	0.4	138.9	130.0	4.5
Уральский	–0.1	0.3	83.7	85.9	4.3
Сибирский	–0.3	0.2	62.6	71.1	2.9
Дальневосточный	0.9	0.2	75.5	68.1	3.9
Россия в целом	**0.4**	**0.5**	**95.9**	**98.8**	**4.0**

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 923

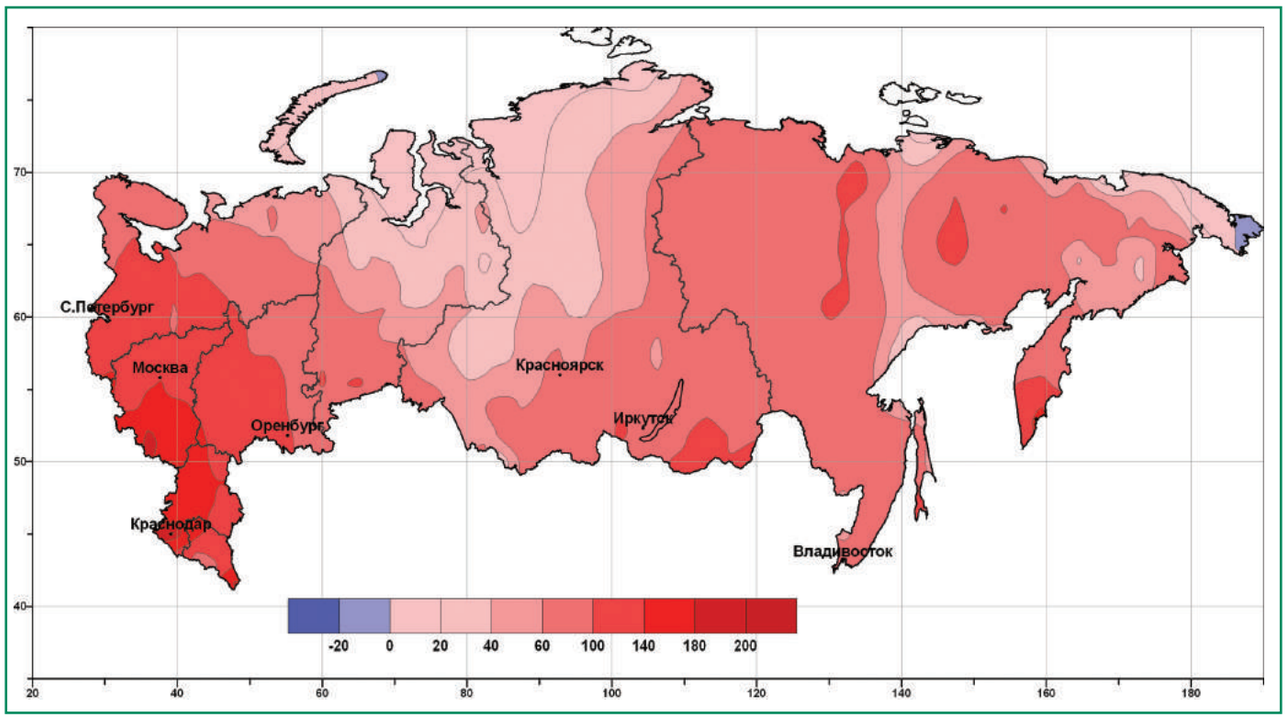


Рис. 6.7.1. Средняя скорость изменения (линейный тренд) годовых сумм активных температур воздуха (с порогом 10°С) в 1976–2012 гг., °С · сут/10 лет (Доклад об особенностях климата..., 2012).

но с меньшей скоростью – от 63 до 84°С · сут/10 лет. Повсеместно растет продолжительность вегетационного периода с температурой выше 10°С. При этом скорость роста в северных и северо-западных регионах составляет 5 суток за 10 лет (более двух недель за период с 1976 г.).

В работе (Brown et al., 2012) указано, что почти на четверти общемировых площадей (27%), занятых под сельскохозяйственное производство, наблюдается существенное изменение продолжительности вегетационного периода основных зерновых культур за 26 лет, начиная с 1981 года, причем для большинства из них продолжительность увеличивалась в среднем на 2–3 суток.

На рис. 6.7.1 представлено пространственное распределение трендов годовых сумм активных температур с порогом 10°С. Максимальные скорости роста отмечаются в южных и западных областях ЕЧР, минимальные – в Западной Сибири.

Оценки линейных трендов температуры января, которая наряду с высотой снежного покрова определяет риски вымерзания озимых зерновых культур, остаются положительными в зернопроизводящих регионах практически повсеместно, за исключением Сибирского и Уральского федеральных округов (СФО, УФО), где оцениваемая величина тренда январских температур отрицательна: –0.1–(–0.3)°С/10 лет за период с 1976 по 2012 г. (табл. 6.7.1, рис. 6.7.2).

Рост теплообеспеченности сельскохозяйственных культур в течение вегетации, повышение средней температуры января и холодного периода года в целом являются благоприятными факторами, которые могут способствовать повышению продуктивности сельского хозяйства Российской Федерации.

Вследствие повышения температуры воздуха в сентябре–октябре в 1980–2009 гг. на территории ПФО период осенней вегетации озимых культур увеличился на 6–8 дней по сравнению с периодом до 1970–1975 гг. (Страшная и др., 2011).

6.7.3.1.2. Ресурсы влагообеспеченности

Наблюдаемые изменения показателей увлажненности почвы на территории РФ за период с 1976 по 2012 г. не столь однородны, как изменения термических показателей. Повышение температу-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 924

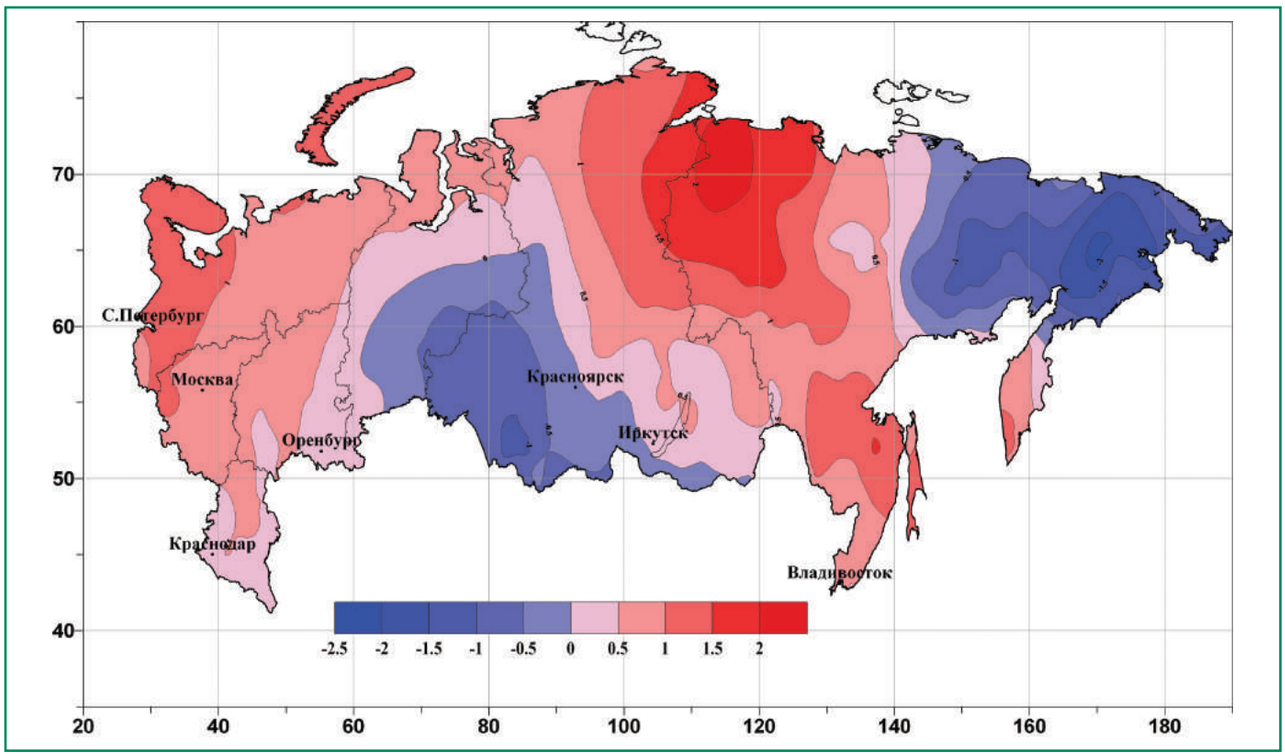


Рис. 6.7.2. Средняя скорость изменения (линейный тренд) средней температуры января (°С/10 лет) в 1976–2012 гг., °С/10 лет (Доклад об особенностях климата..., 2012).

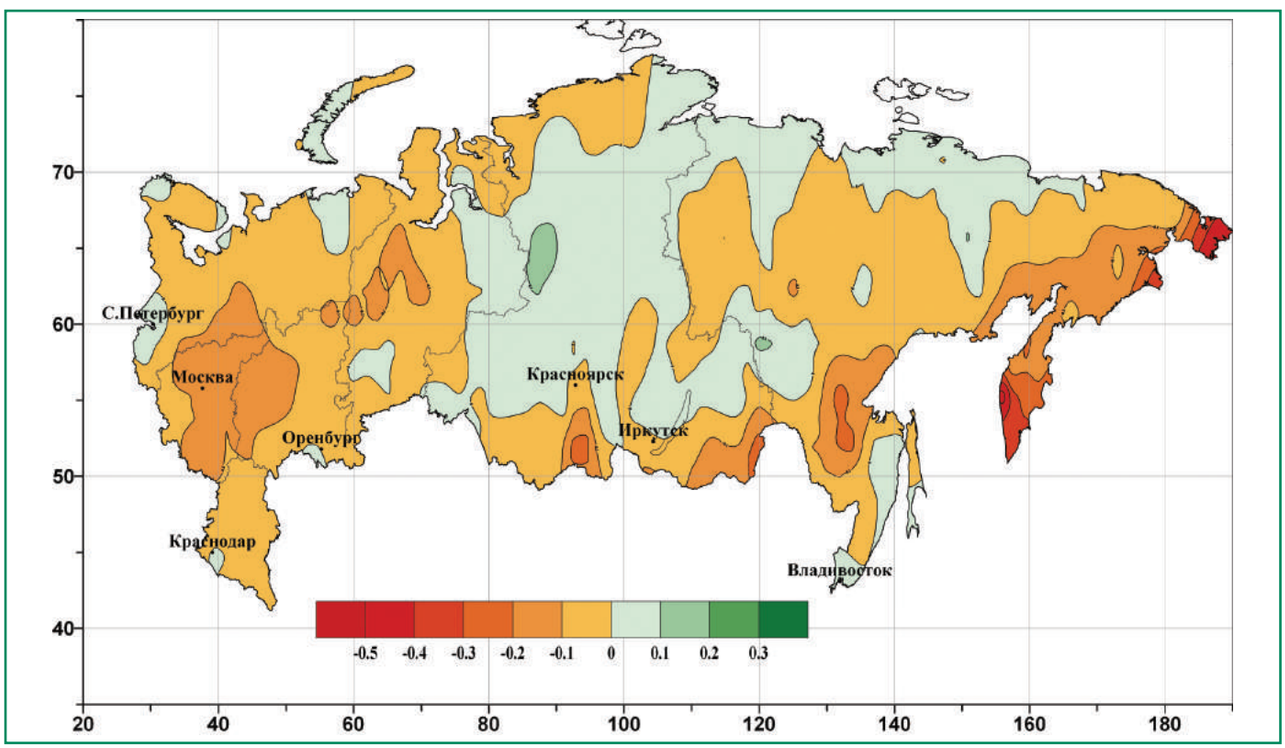


Рис. 6.7.3. Средняя скорость изменения (линейный тренд) ГТК Селянинова в 1976–2012 гг., 1/10 лет (Доклад об особенностях климата..., 2012).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 925

Таблица 6.7.2. Средние скорости изменения (линейные тренды) показателей увлажненности почвы на территории РФ за 1976–2012 гг. (Сиротенко и др., 2013)

Федеральный округ	Показатель и размерность линейного тренда							
	Сумма осадков, мм/10 лет				ИС 1/10 лет	$W_{весна}$ мм/10 лет	$W_{июль}$ мм/10 лет	N_{w10} сут/ 10 лет
	зима	весна	лето	осень				
Центральный	–0.43	–0.35	–10.3	0.12	0.06	–1.2	–2.8	4.5
Северо-Западный	4.82	5.32	0.0	0.64	0.02	–0.7	–2.6	0.9
Приволжский	0.26	5.67	–10.1	–2.03	0.06	–0.9	–1.6	4.7
Южный	–2.50	13.25	–4.6	6.54	0.01	–0.4	–0.6	0.5
Северо-Кавказский	8.43	4.07	–1.7	7.14	–0.03	–0.6	0.1	–1.7
Уральский	–1.18	7.50	–4.2	–1.18	0.04	–0.2	–1.4	2.2
Сибирский	0.99	2.45	4.9	0.96	0.01	–0.1	–0.5	1.2
Дальневосточный	7.43	6.71	3.7	–1.34	0.01	–0.6	–1.2	1.1
Россия в целом	**2.01**	**5.03**	**–1.7**	**0.56**	**0.03**	**–0.5**	**–1.4**	**2.4**

Примечания: ИС – радиационный индекс сухости Будыко; $W_{весна}$ – количество весенних запасов влаги в почве (мм); $W_{июль}$ – влажность почвы в июле (мм); N_{w10} – число дней вегетационного периода с влажностью пахотного слоя почвы менее 10 мм (сут).

ры воздуха неизбежно приводит к росту испарения и как следствие – к росту дефицита почвенной влаги, который увеличивается или уменьшается в зависимости от суммы выпавших атмосферных осадков. Продуктивность агроэкосистем зависит от соотношения изменений температуры воздуха и количества выпавших атмосферных осадков, которые характеризуются классическими агрометеорологическими показателями – гидротермическим коэффициентом (ГТК) Селянинова (1928) и радиационным индексом сухости (ИС) Будыко (1948). Слабые линейные тренды – положительные для ИС (табл. 6.7.2) и отрицательные для ГТК (рис. 6.7.3) – показывают, что увлажненность в центральных областях ЕЧР за последние 36 лет уменьшилась незначительно. В отдельных регионах Западной и Восточной Сибири и в Дальневосточном ФО (ДФО) наблюдается положительный тренд увлажненности – ГТК здесь растет со скоростью 0.01–0.04 1/10 лет (рис. 6.7.3).

Тенденцию аридизации климата в весенне-летний период на рассматриваемой территории подтверждают данные по влажности в метровом слое почвы на дату возобновления вегетации озимых культур, рассчитанные с помощью динамической модели “климат–почва–урожай” (Сиротенко и др., 2013). Как показывают расчеты, оценки трендов весенних запасов влаги в почве ($W_{весна}$) отрицательны на всей рассматриваемой территории и составляют –0.5 мм/10 лет (в пахотном слое) в среднем по России (табл. 6.7.2). Еще с большей скоростью снижается влажность почвы в июле ($W_{июль}$): от –0.6 до –2.8 мм/10 лет для ЕЧР. Практически повсеместно, за исключением Северо-Кавказского региона, увеличивается число дней вегетационного периода с влажностью пахотного слоя почвы менее 10 мм (N_{w10}): от 1.1 до 4.7 дней в ДФО и ПФО соответственно.

Отмечается заметное увеличение осенних осадков на всей территории Поволжья, Северного Кавказа, Урала и Дальнего Востока. В то же время, количество осадков в весенне-летний период практически повсеместно снижается (табл. 6.7.2).

Осредненные тренды показателей увлажненности территории за период 1976–2012 гг. в земледельческой зоне России отрицательны – аридность климата растет, особенно в центральных, центрально-черноземных областях и на юге ЕЧР.

Земледельческие районы России почти ежегодно подвергаются воздействию опасных гидрометеорологических и агрометеорологических явлений. В этой связи необходимы оценки возможных рисков неблагоприятных и опасных агрометеорологических условий, наносящих ущерб сельскому хозяйству (Клещенко, 2013). Применительно к озимым зерновым культурам наиболее час-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 926

тые риски опасных агрометеорологических условий связаны с условиями осеннего периода, периода зимовки и весенне-летней вегетации. Для оценки рисков засушливых условий рассчитана вероятность (риск) атмосферных засух в августе за 1981–2010 гг. по 43 гидрометеорологическим станциям на ЕЧР с использованием в качестве критерия засухи ГТК Селянинова, равного или менее 0.6. Показано, что к югу от линии, проходящей по центральным районам Оренбургской области, югу Самарской. Ульяновской, юго-востоку Пензенской, Воронежской областей, атмосферная засуха наблюдалась в 30–35% лет, а в восточных районах Саратовской области, на большей части Волгоградской, в юго-восточных районах Ростовской области и на востоке Ставропольского края – до 40–50% лет и более (Страшная и др., 2013).

6.7.3.2. Влияние наблюдаемых изменений климата на продуктивность сельскохозяйственных культур

В работах (Павлова, 2010; Павлова, Сиротенко, 2012; Сиротенко и др., 2013) приведены оценки изменений продуктивности сельскохозяйственных культур в одиннадцати крупных регионах России с учетом принятого административного деления, относительно однородных по почвенно-климатическим условиям. В табл. 6.7.3 представлены оценки линейных трендов рядов урожайности сельскохозяйственных культур (ц/га/10 лет), рассчитанные за периоды с 1975 по 2006 гг. и с 1975 по 2010 гг. для зерновых регионов РФ. Анализируя полученные оценки, можно сделать вывод о росте урожайности зерновых и зернобобовых культур в целом, озимой пшеницы и ярового ячменя практически для всей рассматриваемой территории за 1975–2010 гг. Расчеты показали, что максимальные тренды характерны для рядов урожайности озимой пшеницы, особенно в основных регионах ее возделывания – на юге ЦФО и в ЮФО (табл. 6.7.3). Есть свидетельства того, что скорость роста урожайности к концу рассматриваемого периода возросла. Оценки трендов фактической урожайности озимой пшеницы положительны практически на всей рассматриваемой территории России, за исключением УФО. Оценки региональных трендов значений урожайности зерновых и зернобобовых культур положительны на всей территории РФ за период 1975–2010 гг. (табл. 6.7.3).

Можно предположить, что для ряда регионов с положительным трендом урожайности существенное влияние на знак тренда оказывает тенденция к сокращению посевных площадей рассматриваемых сельскохозяйственных культур в ре-

Таблица 6.7.3. Сравнительные оценки линейных трендов фактической урожайности сельскохозяйственных культур по регионам России в периоды 1975–2006 гг. и 1975–2010 гг.

Федеральный округ	**Оценка линейного тренда урожайности, (т/га)/10 лет**					
	Зерновые и зернобобовые		**Озимая пшеница**		**Яровой ячмень**	
	1975–2006	**1975–2010**	**1975–2006**	**1975–2010**	**1975–2006**	**1975–2010**
Северо-Западный (юг)	0.069	0.156	0.037	0.160	0.095	0.198
Центральный (север)	–0.014	0.050	0.128	0.188	0.141	0.113
Центральный (центр)	0.083	0.141	0.110	0.190	0.084	0.140
Центральный (юг)	0.205	0.249	0.194	0.240	0.176	0.204
Приволжский (север)	0.096	0.104	0.151	0.152	0.065	0.070
Приволжский (юг)	0.120	0.090	0.127	0.102	0.089	0.036
Южный	0.175	0.230	0.188	0.297	0.019	0.021
Уральский (юг)	0.023	0.031	0.033	–0.004	0.021	0.033
Сибирский (юго-запад)	0.058	0.100	–	–	0.091	0.133
Сибирский (юго-восток)	0.047	0.108	–	–	0.135	0.182
Дальневосточный (юг)	–0.042	0.009	–	–	–0.029	–0.0029
Россия в целом	**0.074**	**0.115**	**0.121**	**0.166**	**0.081**	**0.102**

Примечание: (–) посевные площади озимой пшеницы незначительны или озимая пшеница не высевается.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 927

зультате вывода из оборота наименее плодородных и неудобных земельных участков. Так, по расчетам (Павлова, Сиротенко, 2012), коэффициент корреляции между урожайностью зерновых и зернобобовых культур в целом и занимаемыми ими посевными площадями составляет: в Татарстане –0.73; в Липецкой и Орловской областях –0.57; в Рязанской области –0.54. В среднем в этих регионах суммарные посевные площади всех зерновых и зернобобовых культур сократились на 40% с 1970-х годов до начала XXI века. Как показывают расчеты, в 2/3 случаев в рассматриваемых регионах наблюдается отрицательная корреляционная связь между посевными площадями и урожайностью зерновых и зернобобовых культур.

В монографии В. Г. Растянникова и И. В. Дерюгиной "Урожайность хлебов в России, 1795–2007" (2009) проанализировано состояние зерновой проблемы в России на протяжении двух веков. По мнению авторов, в конце XX – начале XXI вв. начался новый, первый в XXI веке, большой цикл урожайности, показателем которого является 45%-ный скачок продуктивности зерновых в РФ – продуктивность увеличилась с 11.8 ц/га в 1998–2000 гг. до 17.1 ц/га в 2001–2003 гг.

Интегральными показателями влияния наблюдаемых изменений климата на продуктивность сельского хозяйства могут служить биоклиматический потенциал – БКП (табл. 6.7.4) и климатически обусловленные тренды урожайности (табл. 6.7.5), которые идентифицированы с помощью соответствующих физико-статистических моделей (Павлова , 2010; Павлова, Сиротенко, 2012; Сиротенко, Павлова, 2010).

Приведенные ниже оценки БКП получены с использованием методологии, основанной на имитационных динамических моделях продуктивности агроэкосистем (Сиротенко и др., 2007). Такой подход предполагает ступенчатую систему оценок БКП для ряда фиксированных уровней интенсификации земледелия: низкозатратного – $БКП_0$, интенсивного на базе химизации – $БКП_N$ и высокоинтенсивного на базе химизации и орошения – $БКП_{WN}$.

Наличие сопоставимых оценок биоклиматического потенциала для различных по уровню урожайности стран/регионов позволяет оценивать ожидаемую урожайность тех регионов, которые отстают по уровню использования БКП. Оценки $БКП_N$ и $БКП_{WN}$ для субъектов РФ и аналоговые прогнозы урожайности зерновых культур по регионам России при условии достижения среднего для развитых стран ЕС уровня использования БКП представлены в табл. 6.7.4. Макси-

Таблица 6.7.4. Аналоговый прогноз урожайности зерновых культур при достижении западноевропейского уровня использования биоклиматического потенциала, ц/га (Сиротенко и др., 2010)

Регион	Биоклиматический потенциал		Ожидаемая урожайность	
	при достаточном минеральном питании ($БКП_N$)	при достаточном питании и увлажнении ($БКП_{WN}$)	при достаточном минеральном питании	при достаточном минеральном питании и увлажнении
Северо-Западный	119.4	119.0	61.0	61.2
Центральный	149.2	149.0	63.5	65.0
Волго-Вятский	119.7	115.0	58.0	61.0
Центрально-Черноземный	147.5	126.5	62.0	74.0
Поволжье, север	134.2	111.8	54.5	67.0
Поволжье, юг	159.0	57.1	29.5	79.5
Северо-Кавказский	171.3	96.2	48.5	85.5
Уральский	118.7	101.6	50.0	63.5
Западно-Сибирский	118.5	106.7	53.5	59.0
Восточно-Сибирский	106.2	103.1	51.5	53.0
Дальневосточный	124.8	123.6	61.5	62.0
Россия в целом	**129.4**	**105.3**	**54.0**	**66.4**

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 928

Таблица 6.7.5. Климатически обусловленные линейные тренды ΔY урожайности Y зерновых культур за период с 1975–2010 гг, приведенные по земледельческим регионам России (Павлова, Сиротенко, 2012)

Регион	Оценка изменений урожайности, ΔY			
	(ц/га)/10 лет	%/10 лет	(ц/га)/10 лет	%/10 лет
	Зерновые и зернобобовые		**Яровой ячмень**	
Северо-Западный (юг)	0.020	1.6	0.00	0.0
Центральный (север)	0.022	2.0	–0.00	–0.3
Центральный (центр)	–0.017	–1.2	–0.017	–1.1
Центральный (юг)	–0.015	–0.8	–0.046	–2.4
Приволжский (север)	0.000	–0.0	–0.005	–0.3
Приволжский (юг)	–0.007	–0.5	–0.020	–1.5
Южный	0.044	1.9	–0.007	–0.4
Уральский (юг)	0.082	6.1	0.021	1.4
Сибирский (юго-запад)	0.035	2.8	0.025	1.9
Сибирский (юго-восток)	0.028	2.3	0.037	3.0
Дальневосточный (юг)	0.022	0.2	–0.00	–0.0
Россия в целом	**0.017**	**1.2**	**0.0004**	**0.032**
	Озимая пшеница			
Центральный (север)	0.031	2.2		
Центральный (центр)	0.028	1.6		
Центральный (юг)	0.007	0.3		
Приволжский (север)	0.061	3.6		
Приволжский (юг)	0.088	4.9		
Южный	0.083	3.1		
Россия в целом	**0.050**	**2.6**		

мальный эффект от интенсификации земледелия следует ожидать в Северо-Западном регионе, где урожайность зерновых может возрасти более, чем в 3 раза.

Важнейшие интегральные оценки влияния наблюдаемых изменений климата на продуктивность зерновых культур в России, полученные с помощью уравнений множественной регрессии в разностной форме (Павлова, Сиротенко, 2012), представлены в табл. 6.7.5.

Далее в этом разделе приведены оценки для некоторых важных групп сельскохозяйственных растений.

Зерновые и зернобобовые культуры

За 1975–2010 гг. урожайность всех зерновых и зернобобовых культур в результате изменений климата выросла на большей части территории России. Лишь в трех регионах (юг ПФО, центральная и южная часть ЦФО) отмечено снижение урожайности, скорость которого не превышала 1.2% за десятилетие.

Урожайность зерновых культур росла на юге ЕЧР, а также на всей Азиатской части России (АЧР) – на Урале, в Сибири и на Дальнем Востоке (табл. 6.7.5). Урожайность зерновых и зернобобовых культур увеличивалась за счет изменений климатических условий на 0.2–6.1% за десятилетие или на 1.8–22% за 1975–2010 гг. (относительно средней урожайности за этот период). Средняя оценка роста климатически обусловленной урожайности для территории России оценивается примерно в 1.2% за десятилетие или 4.5% за период с 1975 г. по 2010 г.

Яровой ячмень

Из данных, представленных в табл. 6.7.5, следует, что положительные тренды климатически обусловленной урожайности ярового ячменя прослеживаются лишь на АЧР – на Урале и в Сибирском регионе. На юго-востоке Сибири оценка линейного тренда урожайности ярового ячменя составляет 3% за десятилетие. В то же время, на всей ЕЧР наблюдаемые изменения климатических условий привели к снижению урожайности ярового ячменя от –0.3%/10 лет на севере ЦФО до –2.4%/10 лет – на юге. В целом отрицательные тренды климатически обусловленной урожайно-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 929

сти ярового ячменя на ЕЧР компенсируются положительными трендами на АЧР. В результате суммарная оценка изменения для всей территории России близка к нулю, т. е. изменения агрометеорологических условий последних десятилетий практически не повлияли на урожайность ярового ячменя для территории России в целом.

Озимая пшеница

Период 1975–2010 гг. был благоприятным по агрометеорологическим условиям для озимой пшеницы, урожайность которой росла во всех регионах ее возделывания на территории России. При этом максимальный темп роста продуктивности озимой пшеницы (3.9% за десятилетие) наблюдается на Северном Кавказе – в регионе, дающем 80% валового сбора по стране. Высокие темпы роста климатически обусловленной урожайности озимой пшеницы наблюдались также в Поволжье. В целом по России рост климатически обусловленной урожайности озимых зерновых культур составил 0.05 т/га или 2.6% за десятилетие за период 1975–2010 гг.

В заключение этого раздела отметим, что существуют и несколько иные оценки влияния наблюдаемых изменений климата на урожайность. Так, в работе (Lobell et al., 2011a, b) представлены расчеты с помощью моделей, связывающих урожаи четырех основных сельскохозяйственных культур (кукурузы, пшеницы, риса и сои) с метеорологическими факторами. Показано, что общемировое производство пшеницы и ржи снизилось на 3.8% и 5.5% соответственно, по сравнению с гипотетической ситуацией без изменений климата. По оценкам, приведенным в работах (Lobell et al., 2011a, b), потери урожайности яровой пшеницы в России при изменении климата за период 1980–2008 гг. составили 15%.

Отметим также, что все оценки получены нами для современного агротехнического уровня сельскохозяйственного производства без учета возможности его адаптации к наблюдаемым и ожидаемым изменениям климата. Исследования последних лет показали, что потенциал адаптации мирового сельского хозяйства к современному потеплению климата достаточно велик (Schimmelpfennig et al., 1996; Reilly et al., 1996; Climate Change 2007, 2007a). Оценки возможного роста продуктивности сельскохозяйственных культур за счет адаптивной интенсификации аграрного сектора экономики представлены в работе (Сиротенко и др., 2010).

6.7.3.3. Влияние наблюдаемых климатических изменений на вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений

Распространение биологических видов зависит от совокупности биотических и абиотических факторов среды, важнейшими из которых являются климатические условия. Наиболее значимые в этом отношении параметры климата – температура и влажность. Климатический ареал каждого вида (часть географического пространства, где климатические условия допускают устойчивое существование вида) ограничивается специфическими требованиями к температуре и влажности, а достижение некоторого критического их значения приводит к исчезновению вида или невозможности его вселения в данный регион (Попова, Попов, 2013).

Наблюдаемые в последние десятилетия изменения климата, выражающиеся, прежде всего, в увеличении среднегодовой температуры воздуха в приповерхностном слое и изменении характера увлажнения территорий (Оценочный доклад.., 2008а, б; Доклад об особенностях климата…, 2011), приводят к тому, что границы ареалов и зон массового размножения вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных культур также смещаются (Ясюкевич и др., 2007, 2011; Попова, Попов, 2009; Попова, 2011, 2014а, б; Ясюкевич, Давидович, 2010; Попова, Семенов, 2013 и др.). Косвенно этому может способствовать и изменение зон произрастания климатозависимых культурных растений, являющихся источником пищи для конкретных видов.

6.7.3.3.1. Изменения границ ареалов и экологических характеристик отдельных видов насекомых-вредителей сельскохозяйственных растений как следствие потепления климата

Многие насекомые являются опасными вредителями сельскохозяйственных растений. К ним относятся насекомые-фитофаги, использующие в

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 930

пищу различные части растений. Помимо непосредственного ущерба урожаю при уничтожении самих растений, эти вредители могут принести и косвенный ущерб, повреждая отдельные части растений и создавая тем самым "ворота", через которые в организм растения проникают возбудители инфекции и паразиты. От этого погибает в 5–10 раз больше живой фитомассы, чем пожирают ее насекомые (Бондарев, 2003).

Виды и внутривидовые популяции, обитающие в различных областях географического пространства, могут отличаться друг от друга как количеством генераций (поколений, или жизненных циклов) в году, так и временем протекания отдельных стадий развития (годичным циклом). Это связано с различными режимами тепло- и влагообеспеченности той или иной территории, а также с длиной светового дня. Таким образом, наблюдаемое изменение климата неизбежно оказывает влияние на распространение и экологические свойства насекомых–вредителей сельскохозяйственных растений.

Ниже дан краткий обзор проявлений такого влияния у отдельных видов насекомых-вредителей сельскохозяйственных растений.

Средиземноморская плодовая муха (*Ceratitis capitata* Wd.), широко распространена в низких широтах Северного полушария (в Старом и Новом свете). Повреждает многие плодовые культуры: цитрусовые, косточковые, яблоки, груши, айву. Основным лимитирующим фактором, ограничивающим распространение вида, является температурный режим. Минимальное значение суммы активных температур при пороге 10°С, обеспечивающее развитие одного поколения, составляет 2960°С·сут.

Большое значение для выживания и укоренения вида на новых территориях имеет температура в осенне-зимний период. Зона с температурами 12–15°С за этот период характеризуется как "зона нормального развития"; с температурами 2.7–5.5°С – "зона возможного развития"; зона с температурами от –1 до +1.6°С и суммой осадков не менее 120 мм в осенне-зимний период – "зона случайного развития". Температура ниже –5°С губительна для всех стадий развития плодовой мухи. С 2001 г. очаг размножения этого вредителя существует в окрестностях Краснодара, что связано с потеплением климата в этом регионе (Быковский и др., 2006; Ясюкевич, Давидович, 2010).

Свекловичная блошка и кузнечиковые. В последние годы в России наблюдается резкое увеличение численности свекловичной блошки (*Chaetocnema laevicollis* Thoms.). Ранее (1948–1998 гг.) этот вид обнаруживался в Ленинградской области в единичных экземплярах. В 2003–2004 гг. отмечено массовое ее появление на полях, однако питались жуки на сорняках семейства маревых. Но с 2007 г. свекловичная блошка превратилась в злостного вредителя сельскохозяйственных растений, поедая всходы столовой свеклы. Нанесенный ею ущерб урожаю в отдельных районах Ленинградской области составил более 90% (Коваль, Гусева, 2008; Ясюкевич, Давидович, 2010).

Подобная смена пищевой специализации наблюдается и у других насекомых. Так, обычно безобидные кузнечиковые, значительно размножившись в ряде регионов России в 2006 году, проявили себя как вредители. Это, в первую очередь, серый кузнечик (*Decticus verrucivorus* L.) и скачок (*Platycleis affinis* Fieber). Их появление в большом количестве на посевах в агроценозах, на приусадебных участках, в населенных пунктах наблюдалось в большинстве районов ЮФО (Столяров, 2007).

Калифорнийская щитовка (*Quadraspidiotus perniciosus* Comst.). Этот вид наносит существенный вред плодово-ягодным и декоративным культурам. Она повреждает всего около 270 видов растений из 84 семейств. В европейской части страны наибольший вред калифорнийская щитовка наносит яблоне. Потери урожая яблок от поражения калифорнийской щитовкой составляют в разных районах 15–100% (Давидьян, 2008).

Калифорнийская щитовка характеризуется большой пластичностью – живет и развивается в различных климатических условиях. Она встречается как во влажных субтропических районах с абсолютным минимумом температуры +4°С, так и в суровых условиях, где абсолютный минимум достигает –42°С. При этом оптимальна для ее развития температура +26°С (Попова, 1962; Шутова, 1973, Гамзаев, 1999). Калифорнийская щитовка до настоящего времени является в России одним из карантинных объектов, особо опасных

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 931

для сельского хозяйства страны, так как вредитель не занял еще весь возможный ареал и активно продолжает свое распространение. Ранее на территории СССР было известно три крупных района ее обитания: юг европейской части СССР (Ростовская, Волгоградская и Астраханская области, Калмыкия, Грузия, Армения, Северный Кавказ, в том числе Краснодарский и Ставропольский края, Молдавия, Украина); Средняя Азия; Дальний Восток (Приморский и Хабаровский края, Амурская область, о-ва Сахалин и Кунашир). Однако в последнее время калифорнийская щитовка стала заселять новые пространства на территории России, что связано, в том числе и с общим потеплением климата. Так, к 2010 году северная граница распространения калифорнийской щитовки в ЕЧР уже проходила южнее Курска, севернее Саратова и через Оренбург (Давидьян, 2008). Также были обнаружены очаги в окрестностях города Иркутска (Справочник..., 2010). Всего к 2010 году калифорнийская щитовка была обнаружена на территории 227 административных районов с общей площадью заселения – 127 тыс. га (Справочник..., 2010). В 2011 году вредитель впервые был обнаружен в Новосибирской области, а в 2012 – на территории Алтайского края (Новости, 2011, Новости, 2012: официальный сайт Всероссийского научно-исследовательского института карантина растений (ВНИИКР) – www.vniikr.ru/archnews12.html).

Помимо дальнейшего распространения в северном и восточном направлениях, наблюдаются также и изменения в числе поколений, которое способно давать насекомое. Особи этого вида в зависимости от климатических условий среды обитания и географического района могут дать от 1 до 4 поколений в год. На севере ареала и на Дальнем Востоке развивается 1 поколение, в южной полосе ЕЧР – 2, редко 3 поколения, в Закавказье и Средней Азии обычно 3–4 поколения (Гамзаев, 1999; Давидьян, 2008). Наблюдаемое в начале XXI века удлинение вегетационного периода на 1–1.5 месяца в Краснодарском крае позволило калифорнийской щитовке развиваться в полных трех поколениях, тогда как в 1990-е годы развитие третьего поколения не завершалось (Сторчевая, Прах, 2003; Ясюкевич, Давидович, 2010).

Восточная плодожорка. Изменение в жизненном цикле, вызванное потеплением климата, наблюдается и у восточной плодожорки (*Grapholitha molesta* Busk.), которая повреждает многие плодовые деревья, но особенно персик, айву и грушу. Так, сроки вылета бабочек перезимовавшего поколения в Сочи сместились с первой декады мая в 1980-х годах на первую-вторую декаду апреля в 2001–2008 гг. Это явилось следствием повышения в данном местообитании средней температуры воздуха за период январь–май на 0.3–2°С и максимальной температуры воздуха за год на 1–4.5°С по отношению к нормам 1980-х годов. Подобное смещение сроков вылета бабочек восточной плодожорки способствовало увеличению ущерба, наносимого вредителем ранне- и среднеспелым сортам персика (Игнатова, 2009; Ясюкевич, Давидович, 2010).

Клоп – вредная черепашка. В настоящее время в состоянии “экологического взрыва” находится опасный вредитель сельскохозяйственных культур – клоп вредная черепашка (*Eurygaster integriceps* Put.). Вредные черепашки приносят значительный ущерб сельскому хозяйству. Питаясь всходами зерновых культур, они повреждают все их виды, особенно пшеницу. Производимые клопом уколы в стебель растения перед колошением вызывают недоразвитие зерна. Клейковина пшеницы под влиянием ферментов слюны клопа лишается упругости, что сказывается на качестве теста.

Считается, что первоначальной областью распространения вредителя была Передняя Азия и прилегающие горные районы Средней Азии (Бондаренко и др., 1983; Павлючук и др., 2000; Нейморовец и др., 2006). В настоящее время происходит расширение его ареала, возрастание численности и вредоносности. По сравнению с первоначальным ареал вредной черепашки на территории быв. СССР увеличился примерно в 5 раз. Современное расширение ареала происходит преимущественно на север, северо-восток и северо-запад (Павлюшин и др., 2010, рис. 6.7.4). За последние 30 лет ареал вида продвинулся в этом направлении на 200–300 км.

Достоверно установленный современный ареал вредной черепашки включает южные районы России (к югу от линии Новый Оскол – Воронеж – Саратов – Хвалынск – Самара – Оренбург), Укра-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 932

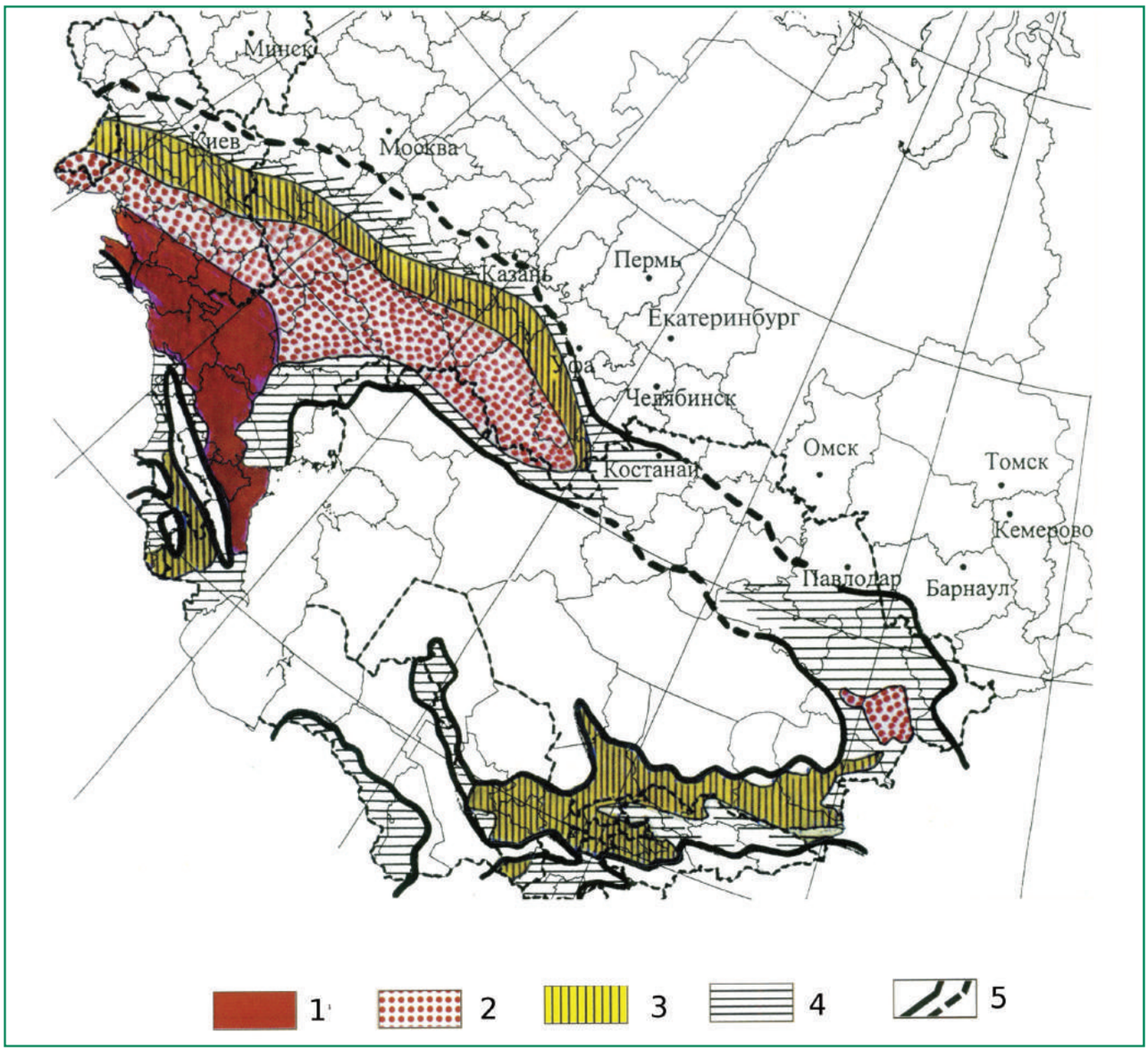


Рис. 6.7.4. Ареал вредной черепашки с выделением зон вредоносности и указанием возможного расширения его границ на территории России и соседних стран (Павлюшин и др., 2010): 1 – зона постоянной высокой вредоносности; 2 – зона периодически высокой вредоносности; 3 – зона низкой вредоносности; 4 – зоны обитания вида; 5 – границы фактического (сплошная линия) и возможного (пунктирная линия) ареала вида.

ины (к югу от линии Первомайск – Кировоград – Харьков), Молдавии (южнее Кишинева), Грузию, Армению, Азербайджан, Казахстан (западные и юго-восточные области, центральные степные районы южнее Астаны и Семипалатинска), отдельные регионы Туркменистана, Узбекистана и Киргизии (Вилкова и др., 2004; Нейморовец и др., 2006). Северная граница ареала вида проходит по изотерме средней температуры июля 20°С, а в северо-восточной части ареала – по изотерме средней температуры января –15°С (Нейморовец и др., 2006). Смещение этих изотерм в результате потепления климата приведет к изменению границ ареала данного вредителя.

Американская белая бабочка. Еще один вредитель, чье распространение в северном и восточном направлениях может зависеть от климатических изменений – это американская белая ба-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 933

бочка (*Hyphantria cunea* Drury). Развитие всех ее стадий сильно зависит от температуры и относительной влажности воздуха. Оптимальные условия для развития гусениц: температура 24–27°С, влажность воздуха 75–85% (Гричанов, Овсянникова, 2003).

Американская белая бабочка была завезена в Европу из Северной Америки в 1939–1940 гг. В СССР впервые обнаружена в 1952 г. в Закарпатской области Украины. К началу XXI века вредитель заселил юг ЕЧР вплоть до побережья Каспийского моря (Адыгея, Дагестан, Кабардино-Балкария, Калмыкия, Карачаево-Черкессия, Ингушетия, Северная Осетия, Краснодарский и Ставропольский края, Астраханская, Волгоградская, Ростовская области), Украину, Молдавию, Грузию, Азербайджан и Узбекистан (Американская белая бабочка, 1980; Булыгинская, Шамшев, 1999; Ижевский, 2002). Согласно С. С. Ижевскому, к этому времени на ЕЧР *H. cunea* фактически заняла свой потенциальный климатический ареал – примерно до 51° с.ш. (Ижевский, 2002; Гричанов, Овсянникова, 2003).

Однако наблюдаемое потепление климата привело к расширению границ ареала данного вида в северном и восточном направлениях. Так, карантинной службой РФ в 2010 году зафиксированы очаги распространения этого вредителя в ЦФО на территории Воронежской и Белгородской областей (Справочник…, 2010). В 2011 году вредитель обосновался уже и в Приморском крае (Новости, 2011: официальный сайт ВНИИКР – www.vniikr.ru/archnews12.html). Увеличение очагов распространения этого вредителя, начиная с 2006 г., отмечено в работе (Шамилов, 2011). С помощью проведенных математических расчетов на основе базы имеющихся температурных данных ВНИИГМИ-МЦД (http://www.meteo.ru) и последующего картографирования авторы (Ясюкевич и др., 2013) связали расширение ареала этого вредителя со смещением изолинии суммы активных температур воздуха (с порогом 10°С) равной 2000°С · сут.

Обычно вредитель развивается на территории России в двух поколениях, а куколки последнего диапаузируют. Однако в отдельные годы отмечается неполная третья генерация. Лет бабочек начинается весной при сумме эффективных температур воздуха 100–130°С · сут при пороге развития 9°С (Гричанов, Овсянникова, 2003). Стремительное повышение весенних температур воздуха в последнее время может привести к смещению сроков вылета бабочек на более ранние.

Яблонная плодожорка. Этот вид (*Cydia pomonella* L.) является одним из опасных вредителей плодовых культур. Преимущественно повреждает яблоню, существенно вредит груше, повреждает плоды абрикоса и сливы, а также грецкого ореха. Она распространена на ЕЧР, в Западной и Восточной Сибири, в Алтайском крае, на Дальнем Востоке, в Средней Азии (Васильев, Лившиц, 1984; Гричанов, 1997; Сторчевая, 1999). Минимальная сумма эффективных температур, необходимая для развития одного поколения, составляет 500°С·сут при пороге развития 10°С. Северная граница ее фактического ареала в основном определяется изолинией, соответствующей наличию в году 120 дней со среднесуточной температурой воздуха выше 10°С. В зоне, где число дней в году со среднесуточной температурой воздуха выше 10°С составляет 120–150 дней, развивается одно полное поколение вредителя, развитие второго поколения завершается лишь в благоприятные годы. Зона развития двух полных поколений и частичного развития третьего поколения располагается между изолиниями 150 и 180 дней в году со среднесуточной температурой воздуха выше 10°С. Зона развития трех и более поколений располагается южнее изолинии 180 дней в году со среднесуточной температурой воздуха выше 10°С (Конюкова, 1972; Овсянникова, Гричанов, 2004). В условиях потепления климата границы всех зон могут сдвигаться к северу (Овсянникова, Гричанов, 2002). Так, экспериментально показано, что в конце XX века число стабильно развивающихся поколений в Великих Луках (Псковская область) возросло до двух, а в центральной зоне Краснодарского края до трех (Овсянникова, Гричанов, 2002).

Саранчовые вредители. Надсемейство саранчовых составляет самую многочисленную группу среди прямокрылых насекомых. Из распространенных на территории бывшего СССР видов свыше 100 в той или иной мере могут вредить сельскохозяйственным культурам. По образу жизни вредные саранчовые представлены стадными (называемыми собственно саранчой) и нестад-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 934

ными формами (именуемыми кобылками). Основной вред сельскохозяйственным растениям наносят стадные формы.

Саранчовые относятся к многоядным вредителям сельскохозяйственных растений, они способны уничтожать любые культуры, вплоть до кустарников и древесных пород. Очень часто совместное действие антропогенного фактора и климатических аномалий приводит к нарастанию численности саранчовых, нередко – катастрофическому. В такие периоды наносимый ими ущерб может быть очень значительным, и это заставляет обращаться к тем или иным методам контроля над численностью их популяций (Цыпленков, 1970; Бондарев, 2003; Столяров, 2000; 2005; 2007; Сергеев, 2007, 2010).

В предыдущем оценочном докладе (Оценочный доклад…, 2008б) указывалось на учащение и усиление вспышек массового размножения вредных саранчовых с начала 1990-х годов на территории России и соседних стран, вызванное как экономическими причинами, связанными с распадом СССР, так и с изменением климатических условий – повышением приземной температуры воздуха и увеличением числа засух (Лачинский и др., 2002; Столяров, 2000, 2005; 2007; Сергеев, Лачинский, 2007). В настоящий момент (начиная с 2008 по 2012 гг.) наблюдается очередной подъем численности саранчовых вредителей. Он охватил все южные регионы России, а также отмечается в ЦФО, УФО и СФО на тех территориях, где ранее климатические условия препятствовали массовым вспышкам размножения саранчовых вредителей (Сергеев, 2010, Долженко, 2011, Обзор фитосанитарного состояния…, 2013).

По данным фитосанитарного мониторинга, проведенного сотрудниками ФГБУ “Россельхозцентр” на территории России, только в 2010 году саранчовыми было заселено 4218 тыс. га, а общий объем фитосанитарных обработок превысил 630 тыс. га (Долженко, 2011). В 2012 году площадь заселения саранчовыми вредителями по РФ составила уже 5254.6 тыс. га, в том числе с численностью выше экономического порога вредоносности (ЭПВ) – 1562.1 тыс. га. При этом химические обработки против вредителя были проведены на площади 1640.4 тыс. га (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013). Наибольшее заселение отмечено в ЮФО, ПФО и СФО (1365.9 тыс. га, 1071.1 тыс. га и 967.8 тыс. га, соответственно; рис. 6.7.5).

Плотность стадных саранчовых вредителей (численность особей на единицу площади) в пос-

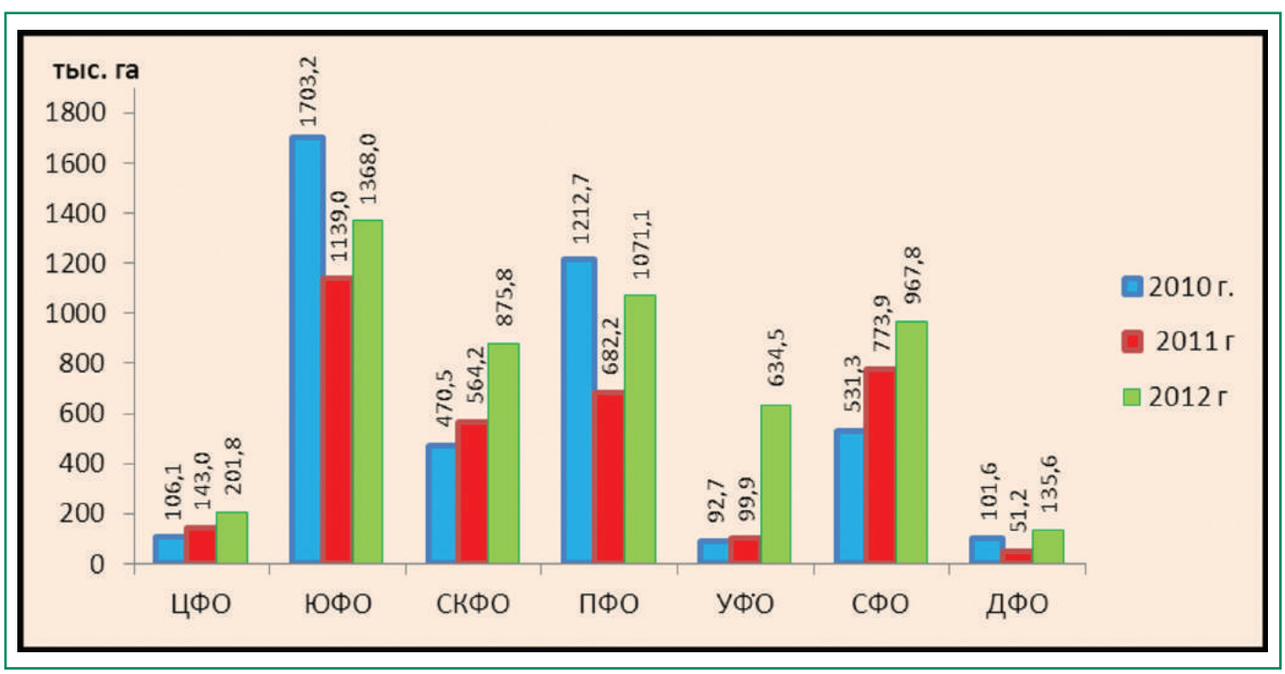


Рис. 6.7.5. Площади заселения саранчовыми вредителями в федеральных округах Российской Федерации в 2010–2012 гг. (Обзор фитосанитарного состояния..., 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 935

ледние годы достигает значительных размеров – до 2000–2500 экз./м^2 и выше. В отдельных районах Астраханской, Волгоградской, Воронежской, Челябинской, Ростовской, Оренбургской областей, Республиках Калмыкия, Башкортостан и Ставропольском крае были объявлены режимы повышенной готовности угрозы чрезвычайной ситуации и чрезвычайные ситуации. Это связано с установившимися в этих регионах благоприятными для саранчовых жаркими и засушливыми погодными условиями (Долженко, 2011, Саранчовые вредители, 2012; Обзор фитосанитарного состояния…, 2013).

Из стадных саранчовых в России наиболее распространен и наносит значительный ущерб – **итальянский прус** *Calliptamus italicus* L. (Сергеев, 2007; Сергеев, Лачинский, 2007). Основные природные очаги массового размножения этого вредителя на юге России расположены в степных районах Нижнего Поволжья – в Астраханской, Волгоградской, Саратовской областях, Республике Калмыкия; на Северном Кавказе – в Ростовской области, в Ставропольском и Краснодарском краях, в Чеченской республике, Ингушетии и Дагестане. В последние годы он также значительно размножился на южном Урале (Башкортостан, Челябинская и Оренбургская области), в Западной Сибири (Омская и Новосибирская области, Алтайский край), на юге ЦФО – в Белгородской и Воронежской областях. В Воронежской области только в 2012 году было повреждено 35% сельскохозяйственных растений. В годы, когда устанавливаются благоприятные для саранчовых погодные условия (жаркая и сухая погода), значительные подъемы численности итальянского пруса наблюдали также в таких нетрадиционных для него регионах как Липецкая, Тамбовская и Курская области (ЦФО) и на Среднем Поволжье (ПФО) – Пензенская, Самарская и Ульяновская области, Республика Татарстан (Сергеев, Лачинский, 2007; Долженко, 2011; Саранчовые вредители, 2012; Обзор фитосанитарного состояния…, 2013). В 2011 году итальянский прус был впервые выявлен в южном районе Кировской области (ПФО) на границе с Удмуртией (Саранчовые вредители, 2012), а в 2012 году впервые очаг итальянского пруса был обнаружен в Рязанской области (ЦФО) на площади 0.77 тыс. га с максимальной численностью 23 экз./м^2. При этом было повреждено от 18 до 25% сельскохозяйственных растений (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013).

Эти данные свидетельствуют о значительном расширении ареала и зон массового размножения итальянского пруса. В связи с этим была проведена оценка изменения климатического ареала вредителя на территории РФ под влиянием наблюдаемого потепления климата (Попова, Попов, 2013; Попова, 2014а). Для построения климатического ареала, ограничивающего массовое размножение итальянского пруса, был выбран следующий климатический критерий – для того, чтобы точка географического пространства входила в ареал итальянского пруса, в ней должно быть выполнено одновременно два условия:

– годовая сумма активных температур воздуха в приповерхностном слое (среднесуточных значений, превышающих 10°С) должна быть больше или равна 2250°С · сут (Попова, Попов, 2009; Попова, 2011);

– сумма осадков за период с мая по сентябрь должна быть менее 400 мм (Никитенко, 2004).

Далее на основе этого критерия был построен модельный климатический ареал итальянского пруса за два временных периода: 1951–1970 гг. и 1991–2010 гг. (рис. 6.7.6). В качестве базы климатических данных использован массив данных суточного разрешения, организованный Всероссийским научно-исследовательским институтом гидрометеорологической информации – Мировым центром данных (ВНИИГМИ-МЦД Росгидромета), см. http://www.meteo.ru. В настоящее время массив охватывает период инструментальных наблюдений до 2010 г.

На построенной картосхеме (рис. 6.7.6) выявляется существенное продвижение границ климатического ареала итальянского пруса в северном и северо-восточном направлениях. Эти расчетные данные вполне согласуются с приведенными выше современными данными экологических и сельскохозяйственных наблюдений за состоянием и географическим распространением этого опасного насекомого-вредителя.

В последнее время также значительно расширился ареал массового размножения и другого стадного саранчового – **азиатской перелетной саранчи** (*Locusta migratoria* L.). Вспышки чис-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 936

Рис. 6.7.6. Изменение климатического ареала итальянского пруса (*Calliptamus italicus L.*) на территории России и соседних стран в 1991–2010 гг. по сравнению с 1951–1970 гг. (Попова, 2014а): 1 – территория вне границ ареала в оба периода; 2 – территория ареала в оба периода; 3 – территория приращения ареала.

ленности этого вредителя охватили районы Астраханской, Волгоградской, Ростовской областей, Ставропольского и Краснодарского краев, Чеченской Республики и Республик Дагестан и Калмыкия (Долженко, 2011; Саранчовые вредители, 2012). Максимальная численность азиатской перелетной саранчи в период массового отрождения личинок в 2012 г. достигала огромных значений – 2500 экз./м^2 (Степновский район Ставропольского края) и даже 5000 экз./м^2 в июне в Ейском районе Краснодарского края (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013).

Аномально жаркая и засушливая погода последних лет способствовала подъему численности в южных регионах России и такого теплолюбивого представителя стадных саранчовых как **мароккская саранча** (*Dociostaurus maroccanus* Thunberg). В 2000–2001 гг. после многолетнего затишья массовое размножение мароккской саранчи впервые выявлено в Чечне (Северо-Кавказкий федеральный округ – СКФО), где было заселено 15–18 тыс. га. В 2011 году очаги развития мароккской саранчи отмечались уже в Дагестане и в шести административных районах Ставропольского края, где их общая площадь составляла 45 тыс. га (Гаппаров и др., 2008; Сергеев, 2010; Саранчовые вредители, 2012). Последний раз подобные вспышки массового размножения этого вида имели место на Северном Кавказе лишь в 1929–1931 гг. При этом ареал мароккской саранчи и ее численность продолжают расти. В 2012 г. мароккская саранча была выявлена уже в девяти районах Ставропольского края на площади 268 тыс. га с максимальной численностью в период массового отрождения до 2000 экз./м^2. На территории республики Дагестан вредитель заселил 21 район, численность личинок саранчовых достигала 500–800 и более экз./м^2, а в кулигах даже не поддавалась учету. Всего здесь было повреждено до 55% растительности.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 937

Кроме того, мароккская саранча начала заселять совершенно новые для нее территории. Впервые за весь период многолетних наблюдений представители этого вида были выявлены в республике Калмыкия на пастбищах Черноземельского района на границе со Ставропольским краем (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013). Известно, что нарастание численности мароккской саранчи обычно происходит тогда, когда температура превышает средние многолетние значения, а осадков выпадает меньше нормы. При этом решающее значение имеют осадки, выпадающие весной (с марта по май): критическим их количеством является примерно 100 мм. Если осадков в этот период выпадает несколько меньше, и, особенно, если такие засушливые весны случаются, по крайней мере, два года подряд, то происходит подъем численности мароккской саранчи (Бей-Биенко, Мищенко, 1951; Долженко, 2003; Гричанов, 2008).

В южных регионах России и на большей части Сибири и Дальнего Востока также заметно повысился ущерб от **нестадных видов саранчовых или кобылок**. Из них наиболее опасны для сельскохозяйственных растений следующие: атбасарка (*Dociostaurus kraussi* Ikonnikov) и кобылки сибирская (*Aeropus sibiricus* L.), крестовая (*Pararcyptera microptera* F.-W.), белополосая (*Chorthippus albomarginatus* De Geer) и чернополосая (*Oedaleus decorus* Germar) (Гриньков, Идрисхаджиев, 1994; Долженко, 2003, 2011; Сергеев и др., 1995; Саранчовые вредители, 2012).

Максимальное количество личинок нестадных саранчовых в 2012 г. достигало 800 экз./м^2 (в Республике Дагестан, СКФО). Численность нестадных саранчовых была довольно высока и в Поволжье, где в 2012 г. крестовая, чернополосая, бахчевая и др. кобылки заселили площадь в 37.8 тыс. га на территории Астраханской области – ЮФО (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013). В СФО кубышками нестадных саранчовых было заселено 268.7 тыс. га, максимальная численность (300–400 экз./м^2) зафиксирована в Республике Хакасия.

С конца второй декады июня 2012 г. отмечен переход нестадных саранчовых на посевы зерновых культур в Иркутской области и Красноярском крае, где ими было повреждено до 40–42% растений (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013). На территории Дальневосточного федерального округа в Республике Саха (Якутия) выявлено увеличение площадей сельскохозяйственных угодий, где заселенность саранчовых превышает ЭПВ: в 2010 г. – 5.7 тыс. га, в 2011 г. – 6.8 тыс. га, в 2012 г. – 17.2 тыс. га. Всего заселение нестадными саранчовыми вредителями в республике было отмечено на площади 94.6 тыс. га с максимальной численностью 188 экз./м^2. Повышение численности саранчовых в сочетании с засухой привело к 100%-ной гибели травостоя на площади 14.2 тыс. га. Большие площади были заселены нестадными саранчовыми в Амурской области (40.1 тыс. га), однако здесь ими был причинен меньший вред, так как они были сосредоточены в основном на пастбищах, сенокосах и обочинах дорог. Однако наблюдалось и заселение посевов сои, граничащих с залежными землями и многолетними травами со степенью повреждения растений – 10% (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013).

Таким образом, произошло существенное расширение ареала нестадных саранчовых на территории Сибири и Дальнего Востока, что связано с благоприятными для этих вредителей погодными условиями, вызванными общим потеплением климата, причем из-за смены пищевых предпочтений они в большей степени стали повреждать сельскохозяйственные растения в этих регионах.

Наблюдаемые климатические изменения привели и к изменению отдельных экологических свойств саранчовых вредителей. Смещение сроков начала вегетации в весенний период на более ранние приводит к более раннему отрождению личинок саранчовых на территории многих регионов России. Так, погодные условия, сложившиеся на территории Российской Федерации в 2012 г. способствовали раннему отрождению личинок всех видов саранчовых примерно на месяц раньше среднемноголетних дат. Аномально сухая и жаркая погода с интенсивным нарастанием среднесуточных температур, установившаяся во второй половине апреля – начале мая, способствовала активному развитию эмбрионов в яйце. Начало отрождения личинок итальянского пруса в некоторых субъектах РФ зафиксировано с третьей декады апреля, что на 20 дней раньше средних многолет-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 938

них сроков (2-я декада мая), а начало отрождения личинок азиатской перелетной саранчи отмечено с первой декады мая, что на месяц раньше средних многолетних сроков (1-я декада июня). Массовое отрождение огромного количества личинок мароккской саранчи во второй половине апреля – начале мая в совокупности со скудной кормовой базой пастбищ в Ставропольском крае и Республике Дагестан привело к быстрому скучиванию и миграциям вредителя на посевы сельскохозяйственных культур. Условия аномально теплого апреля сказались на более ранних сроках выхода и личинок нестадных видов, в некоторых субъектах на месяц раньше среднемноголетних (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013).

Обычно саранчовые вредители на территории РФ за год развиваются в одном поколении. Однако в 2012 г. впервые за многолетний период наблюдений на территории Илекского района (южная зона Оренбургской области) во второй половине июля на площади 100 га было зафиксировано повторное отрождение личинок итальянского пруса и азиатской саранчи. Также в первой декаде августа на территории Арзгирского района Ставропольского края на стерне (после уборки озимой пшеницы) отмечено отрождение второго поколения личинок азиатской перелетной саранчи (Обзор фитосанитарного состояния…, 2013). Эти случаи совсем не характерны для данных районов и являются следствием погодных условий последних лет и общего потепления климата на юге России.

Колорадский жук. Колорадский картофельный жук (*Leptinotarsa decemlineata* Say) по уровню его численности и вредоносности относится к числу супердоминантных видов насекомых–вредителей сельскохозяйственных растений. Он способен снизить урожай клубней картофеля на 30% и более (Захаренко, 2006; Павлюшин и др., 2009).

Формирование ареала колорадского жука и его становление в качестве вредителя происходило и происходит непосредственно на глазах человека в последние полторы сотни лет. За это время он стал опаснейшим вредителем картофеля и некоторых других, важных в продовольственном отношении, пасленовых (Колорадский картофельный жук…, 1981).

С момента появления на территории СССР в 1956 г. первых постоянных очагов колорадского жука на западе Украины, Белоруссии и в Калининградской области, к настоящему времени он распространился во всех районах Ленинградской, Вологодской, Кировской, Свердловской областей и Пермского края, достиг южных и центральных районов республик Карелия и Коми, Архангельской и Тюменской областей, поселился в большинстве районов Омской, Новосибирской, Челябинской, Курганской областей и Алтайского края, а также занял отдельные районы Томской и Кемеровской областей, Хакасии, Горного Алтая и Красноярского края (Слобожанина, 2002; Рябова, 2011; Павлюшин и др., 2009).

Помимо этого, с 2000 г. колорадский жук обитает в Приморском крае, где возник его непрерывно растущий очаг. К 2011 г. вредитель заселил уже 20 районов Приморского края общей площадью 4200 га. В Приморском крае колорадский жук в зависимости от погодных условий развивается в одном – двух поколениях. Основными факторами, влияющими на весеннюю активацию жуков, откладку яиц, сроки развития личинок и уход в диапаузу являются температура, осадки и развитие болезней кормовой культуры (Мацишина, 2012). В 2011 г. впервые отмечен факт проникновения вредителя в Амурскую область (Мацишина, 2012). По данным мониторинга ФГБУ “Россельхозцентр” в 2011 г. колорадский жук был впервые зарегистрирован в Хабаровском крае (Вредители и болезни картофеля, 2012).

Колорадский жук также успешно продвинулся и в южном направлении. К настоящему времени им заселены многие районы Закавказья и Средней Азии, включая Таджикистан, Казахстан, Киргизию и Туркмению (Слобожанина, 2002; Кахаров, 2008; Камахина, 2008; Айтматов, 2009). Причем в Киргизии в последнее время из-за жаркой погоды колорадский жук дает полных три поколения, тогда как раньше он успевал завершать здесь только два поколения (Айтматов, 2009).

До настоящего времени ареал вредителя окончательно не сформировался и продолжает расширяться, преимущественно в восточном и северо-восточном направлениях. Колорадский жук стремится занять свой климатический ареал, но и последний изменяется вследствие современных изменений климата.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 939

В работах (Попова, Семенов, 2013; Попова, 2014б) дана оценка наблюдаемых в последние десятилетия изменений климатических величин, которые определяют ареал и экологические свойства колорадского жука на территории России. Для этого с помощью имеющихся метеорологических данных (массив суточных гидрометеорологических данных ВНИИГМИ-МЦД, http://www.meteo.ru/, охватывающий период инструментальных наблюдений до 2010 г.) были рассчитаны и построены в виде картосхем климатические ареалы вредителя для ряда периодов времени.

В соответствии с классическими работами агроклиматолов, исследовавших требования колорадского жука к климату среды обитания, для описания его климатического ареала был выбран следующий климатический критерий – для того, чтобы точка географического пространства входила в ареал колорадского жука, в ней должно быть выполнено одновременно два условия:

– сумма эффективных температур воздуха (при нижнем пороге развития 11.5°С) должна быть не менее 360°С·сут; это количество тепла необходимо для развития хотя бы одной генерации вредителя (Злотников, 1967);

– среднегодовая температура воздуха в приповерхностном слое должна быть в пределах от 0 до 20°С (Trouvelot, 1936).

Расчетный климатический ареал колорадского жука был оценен для двух временных периодов: 1951–1970 гг. и 1991–2010 гг. (рис. 6.7.7). Эти оценки указывают на то, что произошло расширение границ климатического ареала колорадского жука в 1991–2010 гг. по сравнению с 1951–1970 гг. в северном и восточном направлениях (Попова, Семенов, 2013).

Наряду с расширением ареала, в последнее время в отдельных областях географического пространства наблюдается увеличение количест-

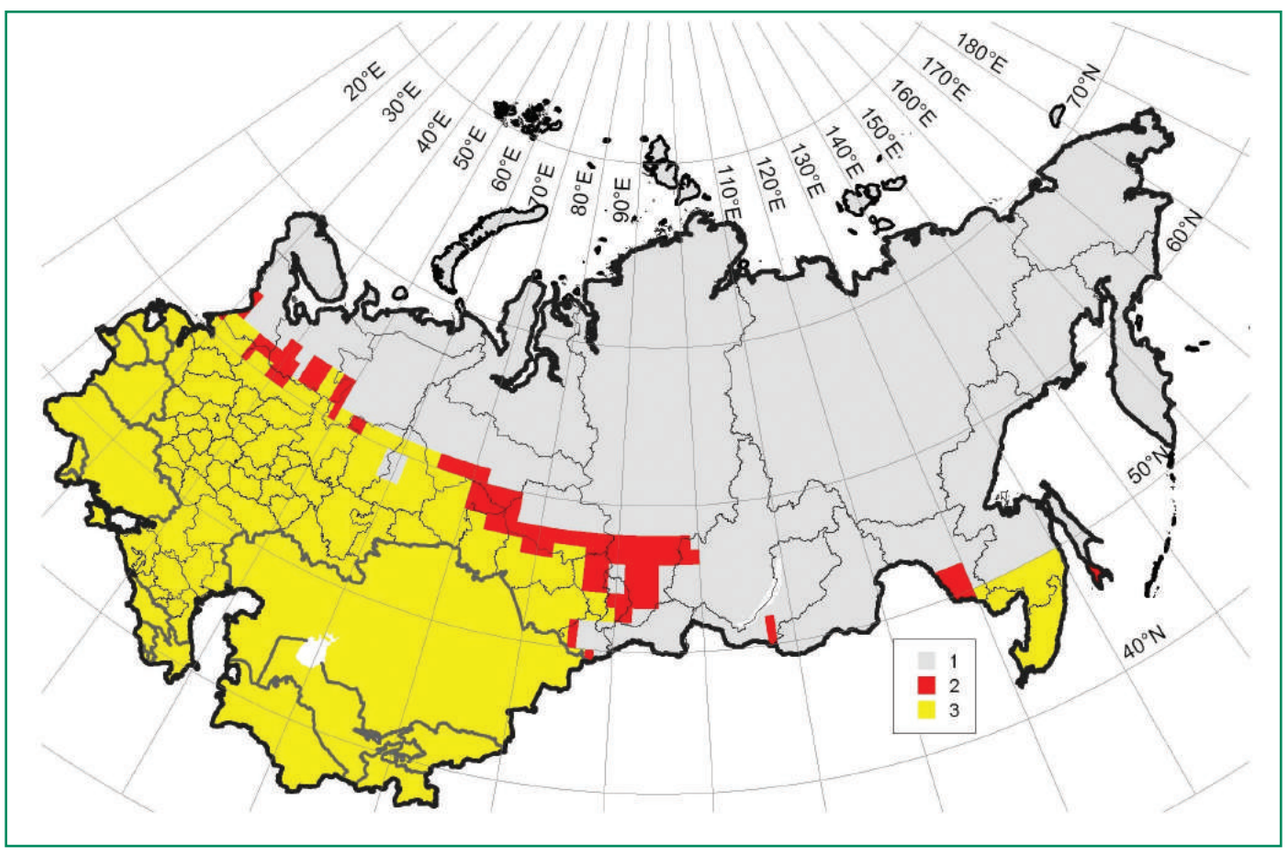


Рис. 6.7.7. Изменение климатического ареала колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) на территории России и соседних стран в 1991–2010 гг. по сравнению с 1951–1970 гг. (Попова, Семенов, 2013): 1 – территория вне границ ареала в оба периода; 2 – территория приращения ареала; 3 – территория ареала в оба периода.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:21 PM Page 940

ва сезонных генераций колорадского жука. Как показали модельные исследования (Попова, 2014б), выполненные с использованием критерия Злотникова (1967), это вызвано увеличением суммы эффективных температур воздуха с нижним порогом 11.5°С на этих территориях, что связано с общим потеплением климата в последние десятилетия. В основном, произошло расширение зоны с возможным развитием двух полных генераций колорадского жука в северном направлении и в южной части дальневосточного региона. Увеличение зоны с возможным завершением трех полных генераций было менее значительным (Попова, 2014б).

6.7.3.3.2. Влияние климатических факторов на возбудителей болезней сельскохозяйственных растений

Помимо вредителей сельскохозяйственных растений, которые непосредственно уничтожают урожай, питаясь на тех или иных культурах, существуют биологические организмы, которые проникают в ткани растений и вызывают у растений различные инфекционные заболевания. К этим организмам относятся многие представители вирусов, бактерий, грибов, оомицетов, а также фитопаразитические нематоды.

Болезнетворные организмы существенно зависят от растения-хозяина и в меньшей степени подвержены влиянию климатических условий. Это влияние в значительной мере опосредовано и связано с теми климатическими факторами, которые воздействуют на растение-хозяина. Однако распространение и, особенно, вредоносность отдельных возбудителей болезней растений также определяется климатическими условиями среды обитания, в первую очередь значениями температуры и влажности.

Один из таких представителей – **оомицет *Phytophthora infestans***, относящийся к классу Oomycetes. Это – один из самых распространенных и печально известный по историческим событиям (“великий картофельный голод” в Ирландии) патоген, вызывающий наиболее вредоносное заболевание картофеля и томатов – фитофтороз. При благоприятных погодных условиях он способен уничтожить урожай в течение 7–10 дней. При сильном поражении фитофторозом потери урожая картофеля могут достигать 70%, а потери томатов – 100%. Ежегодно в России от этого заболевания пропадает около 4 млн тонн клубней картофеля (Смирнов, 2010; Филиппов, 2005).

Фитофтороз широко распространен на территории бывшего СССР там, где выращиваются картофель и томаты. Однако вредоносность болезни различна в зависимости от климатических и почвенных условий (рис. 6.7.8а, б) (Попкова, 1972; Чумаков, Захарова, 1990, Захаренко, 2003; Спиглазова, Левитин, 2004; Хлопунова, 2004).

Степень развития фитофторы обусловлена целым рядом климатических факторов: температурой, влажностью воздуха и почвы, наличием дней с росой и их продолжительностью. Заражение растений возможно при относительной влажности воздуха более 75% и среднесуточной температуре воздуха 15–25°С. Развитие эпифитотий фитофтороза зависит в основном от влажности и температуры в течение различных стадий жизненного цикла оомицета. Особенно важно количество осадков, выпавших в июле–августе. Из различных исследуемых климатических критериев наибольший коэффициент корреляции отмечен между ГТК Селянинова и степенью развития болезни за июль–август ($r = 0.89 \pm 0.16$) (Дорожкин и др., 1976; Дорожкин, Бельская, 1979; Захарова, 1971, 1973; Попкова, 1972; Чумаков, Захарова, 1990, Захаренко, 2003).

Наблюдаемые в последние десятилетия на территории России изменения климата оказывают влияние, в основном, на изменение экологических особенностей и сроков развития *P. infestans*, а также на интенсивность развития данного патогена, преимущественно, в более северных районах. В южных регионах заболевание картофеля и томатов фитофторозом особенно актуально для Кавказа и Закавказья в условиях повышенного увлажнения субтропического климата, увеличившегося в последние десятилетия. В Средней Азии, напротив, жаркий и сухой климат, увеличение количества засух в последние годы привели к тому, что в этом регионе развитие патогена *P. infestans* практически не происходит (Айтматов, 2009).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 941

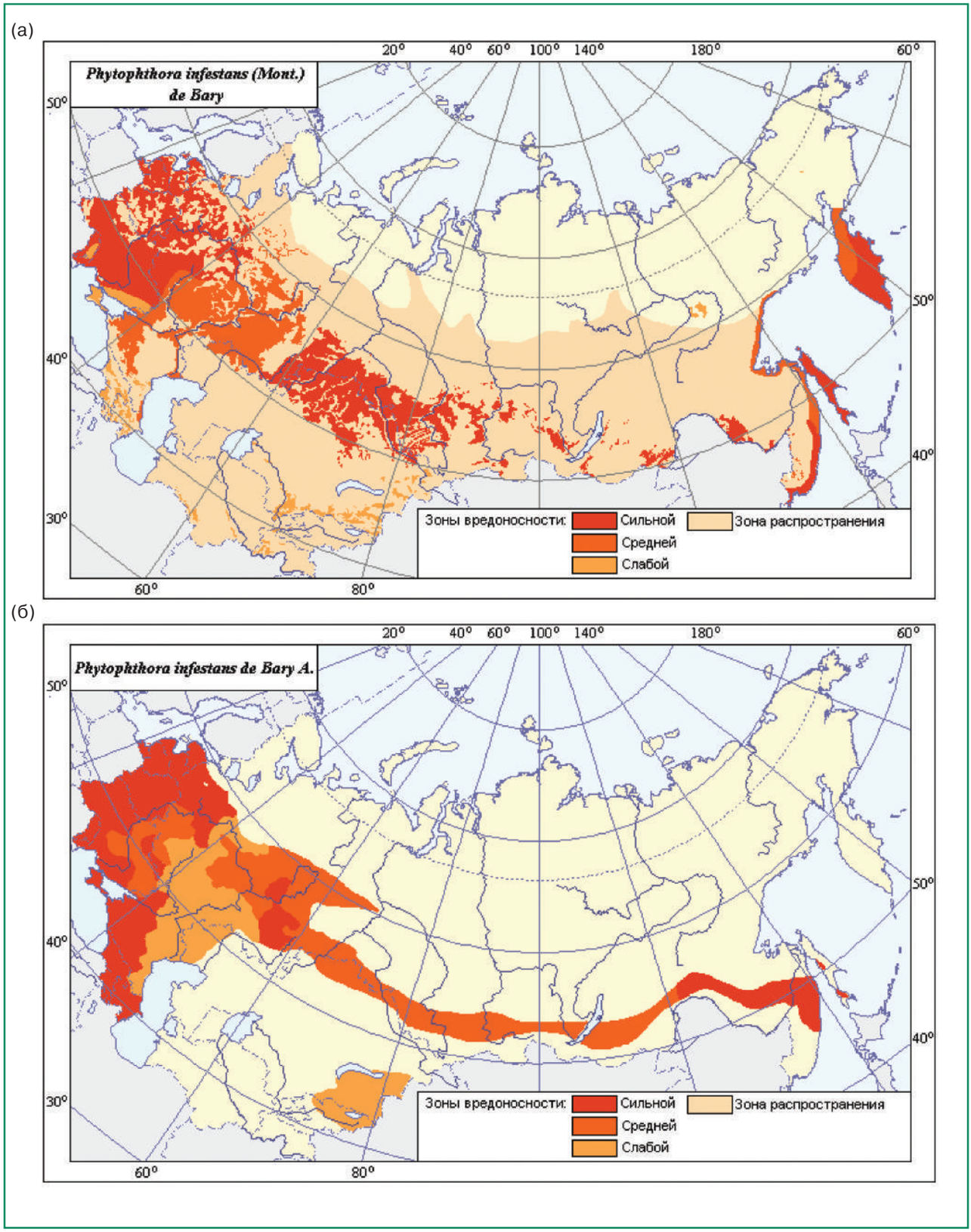


Рис. 6.7.8. Распространение и вредоносность фитофтороза (*Phytophthora infestans)* на территории России и соседних стран: а) картофеля (Спиглазова, Левитин, 2004) и б) томатов (Хлопунова, 2004).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 942

Общее потепление климата привело к удлинению вегетационного периода у растений в северо-западных районах ЕЧР на 2–3 недели. В связи с этим, быстрыми темпами стал увеличиваться ущерб, причиняемый картофелю возбудителем фитофтороза *P. infestans*. В первую очередь, это происходит за счет расширения зоны и продолжительности периода вредоносности болезни, так как из-за удлинения вегетационного периода увеличивается количество генераций возбудителя болезни и наблюдается существенное изменение популяций патогена в сторону нарастания их агрессивности (Coakley et al., 1999; Иванюк, Бусько, 2010). Также из-за повышения температуры воздуха в весенний период сроки посадки картофеля смещены на более ранние (2–3 декада апреля). При этом скороспелым сортам картофеля удается избежать заболевания фитофторозом. Однако среднеспелые, среднепоздние и поздние сорта, выращиваемые в северо-западных регионах, сильно страдают от фитофтороза (Иванюк, Бусько, 2010).

6.7.4. Последствия ожидаемых климатических изменений для сельского хозяйства

6.7.4.1. Оценка ожидаемых изменений продуктивности сельскохозяйственных культур

Влияние глобальных изменений климата на мировое сельское хозяйство оценивается в настоящее время главным образом по реакции урожайности важнейших продовольственных культур. В работе (Павлова, 2013) для оценки влияния климатических изменений на продуктивность региональных агроэкосистем используется имитационная система “климат–почва–урожай” (Сиротенко и др., 2007, 2011). Основу данной системы составляет динамическая модель, позволяющая имитировать с суточным шагом рост и развитие растений, а также процессы энерго- и массообмена в агроэкосистеме. Эта динамическая модель включает блок азотного питания для определения обеспеченности растений азотом. Решается соответствующая подсистема уравнений для расчета динамики минерального азота почвы путем моделирования процессов нитрификации, денитрификации, корневого поглощения и вымывания. При расчете скоростей минерализации и денитрификации наряду с другими используются данные о температуре почвы на глубине 0–20 и 0–80 см.

При оценке влияния изменений климата на продуктивность для этих расчетов в качестве входной климатической информации были использованы данные о будущем климате, полученные усреднением результатов моделирования с помощью 31-й глобальной климатической модели (Катцов, Говоркова, 2013). Далее эта группа моделей обозначается АН_31. Эти модели участвуют в международном проекте CMIP5 (CMIP5: Coupled Model Intercomparison Project – Phase 5; Diffenbaugh, Field, 2013), выполняемом в рамках Всемирной программы исследования климата – ВПИК (WCRP – World Climate Research Programme). Именно эти представления о климате будущего являются основой для оценок Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) в цикле подготовки Пятого оценочного доклада. В таблицах 6.7.6 и 6.7.7 приведены полученные оценки изменений продуктивности сельскохозяйственных культур (Павлова, 2013), рассчитанные для федеральных округов РФ для следующих временных срезов: 2011–2030 гг. (S2), 2028–2047 гг. – сценарий RCP8.5 и 2034–2053 гг. – сценарий RCP4.5 (S3), 2041–2060 гг. (S4), 2080–2099 гг. (S5). Оценки изменения продуктивности получены для двух типов климатов – для сценариев RCP4.5 и RCP8.5 антропогенного воздействия на климатическую систему.

Анализ результатов показал, что при изменениях климата в условиях сценария RCP4.5, биоклиматический потенциал (БКП) в первой трети текущего столетия увеличится на 8.2% по сравнению с современным уровнем, а к концу столетия – на 25.1% по земледельческой зоне на территории России (табл. 6.7.6). По отдельным федеральным округам оценки колеблются значительно: максимальный прирост БКП отмечается в северо-западных областях для всех временных срезов: S2, S3, S4, S5 (13.2–43.3%), минимальный – на юге зернового пояса России (Краснодарский, Ставропольский края, Ростовская область). По расчетам здесь до середины столетия (S3) будет наблюдать-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 943

Таблица 6.7.6. Изменение биоклиматического потенциала и продуктивности зерновых культур по федеральным округам России в XXI веке по отношению к уровню 1981–2000 гг. Оценки получены для среднего климата для группы моделей AH_31 в условиях сценария RCP4.5 (Павлова, 2013)

Федеральный округ	Изменение показателя, %							
	Биоклиматический потенциал				Продуктивность зерновых			
	Период времени							
	S2	S3	S4	S5	S2	S3	S4	S5
	Рост содержания CO_2, %							
	20	35	43	67	20	35	43	67
Северо-Западный	13.2	23.0	26.8	43.3	18.7	25.4	27.0	38.0
Центральный	8.8	15.6	18.7	28.7	9.4	11.9	13.8	18.3
Приволжский	10.5	13.0	15.8	24.6	3.1	0.3	1.8	4.5
Южный	–0.2	–1.1	1.0	5.8	–5.1	–5.3	–5.0	–1.2
Уральский	6.2	10.7	16.7	26.2	–2.7	–7.7	–6.3	–4.8
Сибирский	9.2	13.5	17.3	27.0	–0.8	–3.8	–1.8	1.2
Дальневосточный	8.6	12.9	15.5	27.9	13.0	17.0	19.6	30.8
Россия в целом	**8.2**	**12.3**	**15.6**	**25.1**	**3.6**	**3.0**	**4.4**	**8.5**

Таблица 6.7.7. Изменение биоклиматического потенциала и продуктивности зерновых культур по федеральным округам России в XXI веке по отношению к уровню 1981–2000 гг. Оценки получены для среднего климата для группы моделей AH_31 в условиях сценария RCP8.5 (Павлова, 2013)

Федеральный округ	Изменение показателя, %							
	Биоклиматический потенциал				Продуктивность зерновых			
	Период времени							
	S2	S3	S4	S5	S2	S3	S4	S5
	Рост содержания CO_2, %							
	28	39	51	80	28	39	51	80
Северо-Западный	13.4	22.3	26.1	21.4	15.9	21.9	20.4	14.2
Центральный	7.8	12.9	12.0	0.1	6.9	8.0	4.9	–9.5
Приволжский	9.8	11.4	10.6	–2.8	2.0	–1.0	–5.0	–25.6
Южный	–1.4	–3.4	–6.6	–14.1	–5.8	–8.3	–8.0	–10.3
Уральский	6.7	11.5	12.7	–2.7	–3.5	–7.1	–14.2	–37.9
Сибирский	8.8	14.4	13.0	1.1	–1.4	–3.7	–9.6	–27.3
Дальневосточный	8.9	11.7	10.4	2.7	11.7	16.2	16.0	3.4
Россия в целом	**7.7**	**11.1**	**10.5**	**–0.8**	**2.2**	**1.1**	**–2.4**	**–17.6**

ся тенденция к незначительному снижению уровня БКП (–1.1%), которая затем сменится положительной тенденцией (5.8% к 2099 г.).

При “жестком” сценарии RCP8.5 продуктивность зерновых культур снизится на 17.6% к концу столетия по сравнению с базовым периодом 1981–2000 гг. В то же время реакция БКП при реализации этого сценария незначительна – его уровень снизится примерно на 1% (табл. 6.7.7). К концу столетия при таком варианте глобального потепления максимального спада продуктивности зерновых культур следует ожидать в регионах с

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 944

большим валовым сбором – ПФО (–25.6%), ЮФО (–10.3%), УФО (–37.9%) и СФО (–27.3%) (табл. 6.7.7).

К негативным последствиям потепления нужно отнести возможное снижение урожайности зерновых культур в Центрально-черноземных и степных районах земледельческой зоны из-за роста степени засушливости климата и ускорения наступления фазы созревания, вызванных повышением средней температуры вегетационного периода. В таблице 6.7.8 приведены оценки изменений урожайности зерновых культур по основным зерновым субъектам РФ – областям, краям, республикам. В условиях сценария RCP8.5 при расчете будущего климата, как с помощью группы моделей AN_31, так и с помощью модели GFDL CM3 (Donner et al., 2011), ожидаемая урожайность зерновых в XXI веке в среднем по России будет снижаться (табл. 6.7.8).

Отрицательный эффект влияния изменений климата на зерновое хозяйство России может быть перекрыт увеличением валовых сборов зерна на территории страны за счет мер адаптации – путем сокращения посевов зерновых в тех регионах, где ожидается уменьшение урожайности, и увеличением посевных площадей там, где ожидается ее рост.

На рисунках 6.7.9–6.7.12 представлены карты, иллюстрирующие пространственное распределение изменений продуктивности сельскохозяйственных культур на территории земледельческой зоны России в XXI веке, рассчитанных для двух сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему Земли – RCP4.5 и RCP8.5 с помощью ансамбля моделей AH_31 и модели GFDL CM3.

Прогнозирование влияния дальнейших климатических изменений на сельскохозяйственную продукцию проводилось и другими авторами. Так, в работе (Tchebakova et al., 2011) рассматривается агроклиматический потенциал центральной Сибири в XXI в. Авторы делают вывод, что предстоящие изменения климата в 2020 и 2080 гг., рассчитанные с помощью модели HadCM3 с использованием сценариев антропогенных выбросов парниковых газов B1 и A2 (Special Report on Emission Scenarios, 2000), будут в целом благоприятны для большей части территории центральной Сибири (50 до 85% площади), и только уровень почвенного плодородия будет ограничивать продвижение сельского хозяйства на север. Будущие климатические ресурсы Сибири могут обеспечить потенциал для выращивания большого числа культур, которые в настоящее время не произрастают на этой территории (Tchebakova et al., 2011).

Таблица 6.7.8. Изменение урожайности зерновых культур (%) в основных зернопроизводящим субъектах РФ в XXI веке по отношению к уровню 1981–2000 гг, рассчитанное в условиях сценария RCP8.5 для среднего климата по группе моделей AH_31 и для климата, полученного с помощью модели GFDL CM3 (Павлова, 2013)

Субъект РФ	**Модельные средства для расчета климата**					
	AN_31			**GFDL CM3**		
	Период времени					
	S2	**S3**	**S5**	**S2**	**S3**	**S5**
Алтайский край	1	1	–27	–15	–25	–47
Оренбургская область	–2	–7	–40	–3	–24	–7
Ростовская область	–8	–13	–24	–10	–8	–12
Саратовская область	–8	–14	–36	–11	–15	–18
Омская область	–8	–12	–42	–26	–33	–5
Волгоградская область	–13	–20	–22	–11	–8	–1
Краснодарский край	–10	–20	–19	–10	–14	0
Ставропольский край	–8	–11	–21	–10	–15	–5
Республика Башкортостан	1	–3	–40	–10	–25	–29
Республика Татарстан	–3	–5	–37	0	–10	–24
Воронежская область	–4	–13	–39	–18	–17	–30
Среднее	**–6**	**–11**	**–31**	**–11**	**–18**	**–16**

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 945

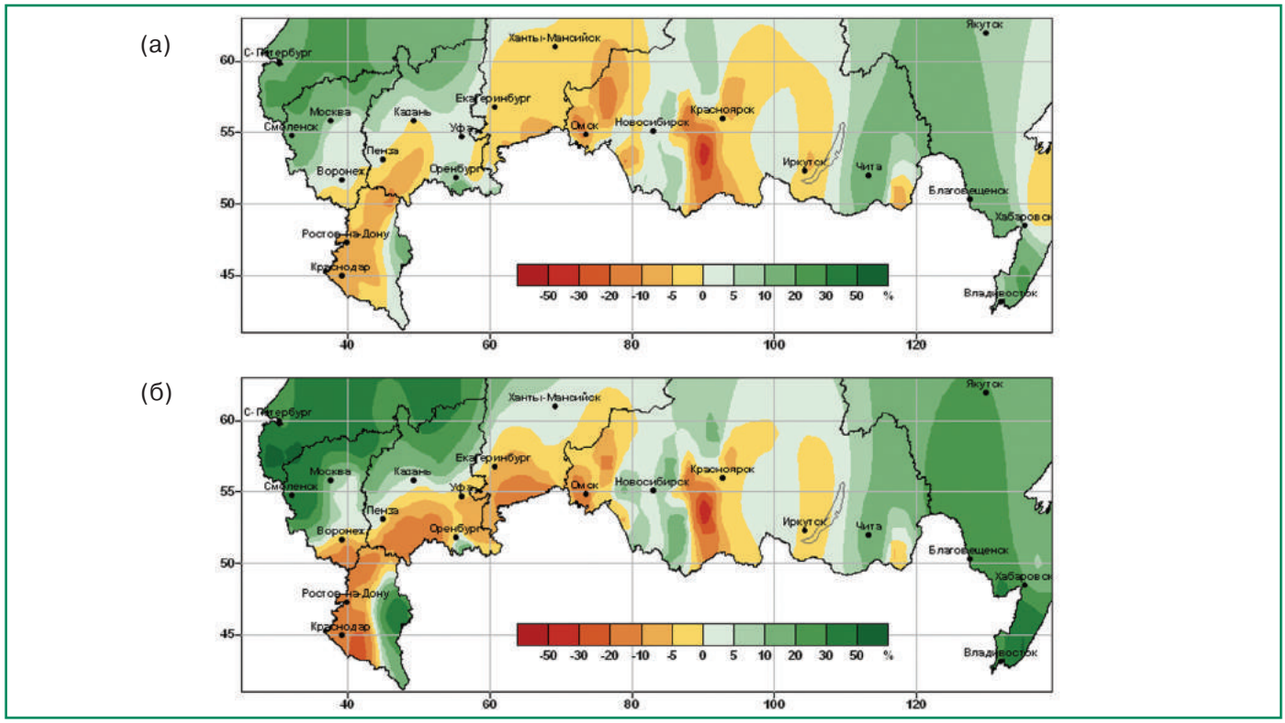


Рис. 6.7.9. Изменение продуктивности яровых зерновых культур (%) на территории земледельческой зоны России в XXI веке, рассчитанное для среднего климата для группы моделей AH_31 и сценария RCP4.5: а) 2011–2030 гг. и б) 2080–2099 гг. (Павлова, 2013).

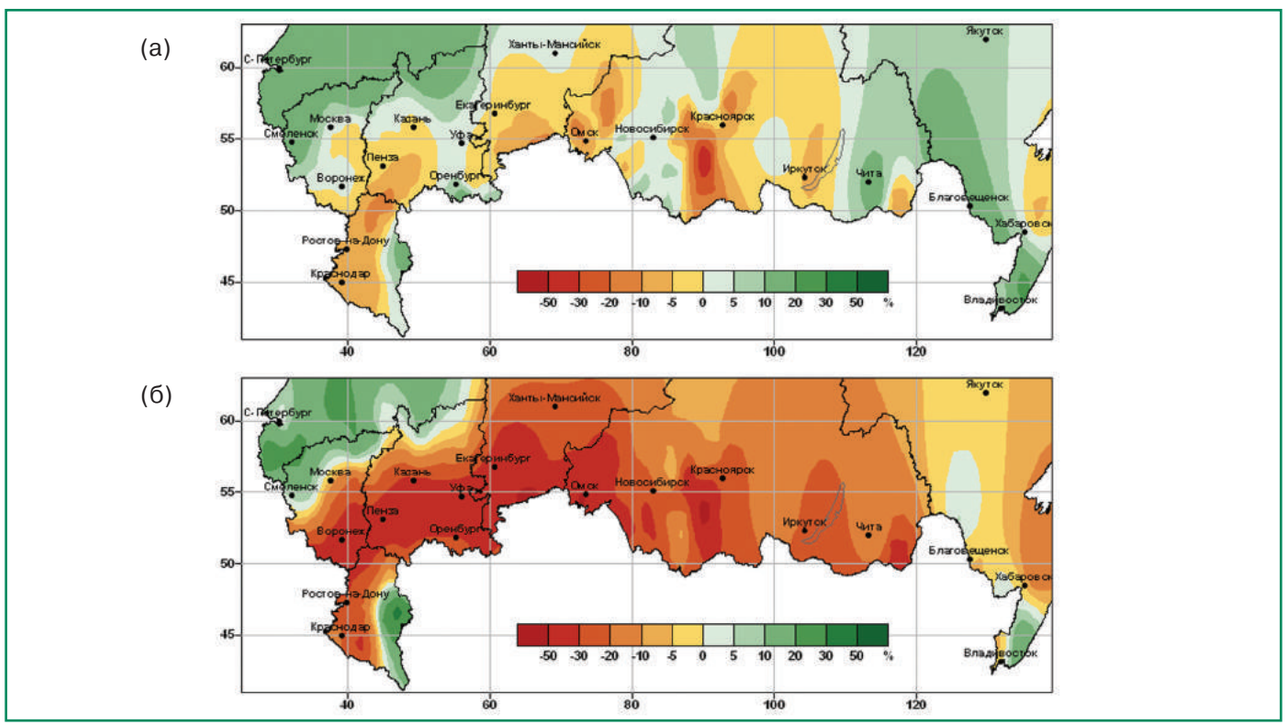


Рис. 6.7.10. Изменение продуктивности яровых зерновых культур (%) на территории земледельческой зоны России в XXI веке, рассчитанное для среднего климата для группы моделей AH_31 и сценария RCP8.5: а) 2011–2030 гг. и б) 2080–2099 гг. (Павлова, 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 946

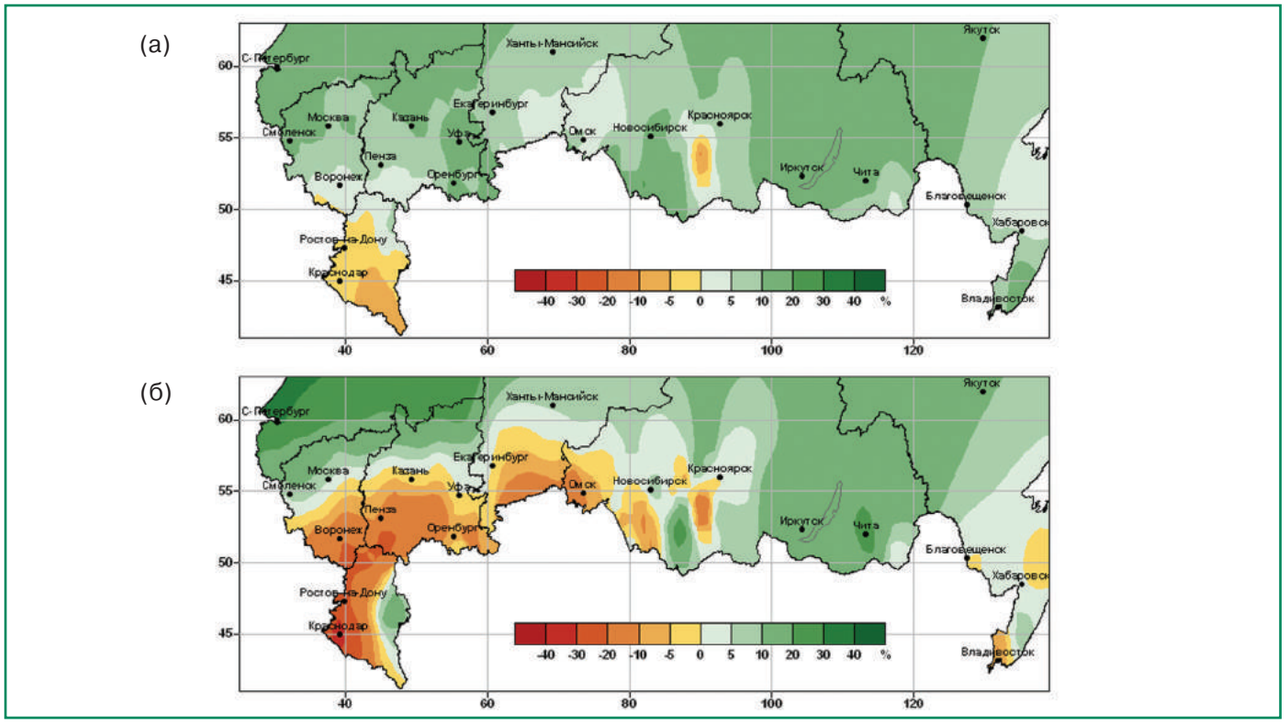


Рис. 6.7.11. Изменение биоклиматического потенциала культур (%) на территории земледельческой зоны России в XXI веке, рассчитанное для среднего климата для группы моделей АН_31 и сценария RCP8.5: а) 2011–2030 гг. и б) 2080–2099 гг. (Павлова, 2013).

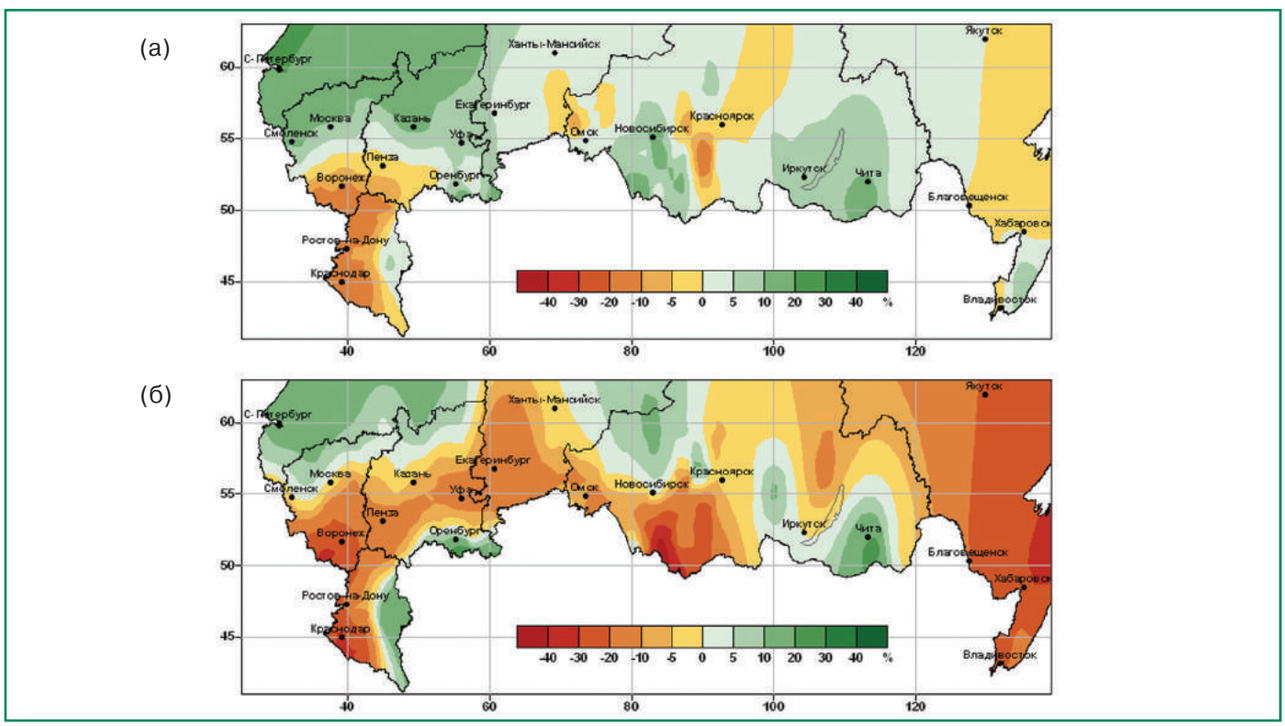


Рис. 6.7.12. Изменение биоклиматического потенциала культур (%) на территории земледельческой зоны России в XXI веке, рассчитанное с помощью модели GFDL CM3 для сценария RCP8.5: а) 2011–2030 гг. и б) 2080–2099 гг. (Павлова, 2013).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 947

6.7.4.2. Последствия ожидаемых изменений климата для вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений

Возможное потепление климата в будущем приведет к дальнейшему расширению ареалов различных климатозависимых насекомых-вредителей сельскохозяйственных растений в северном, северо-восточном и восточном направлениях. Так, продолжающееся потепление климата может привести к укоренению и расширению ареала средиземноморской плодовой мухи на территории Ставропольского края, Республик Кабардино-Балкария, Карачаево-Черкессия, Северная Осетия (Алания), Дагестан, Ингушетия, Калмыкия, Адыгея, Чеченской Республики, а в дальнейшем и на территории Ростовской, Волгоградской и Астраханской областей (Быковский и др., 2006; Ясюкевич, Давидович, 2010). При потеплении климата можно ожидать расширения ареала клопа вредная черепашка на север и восток, а также соединения разорванных ныне частей его ареала, как показано на рис. 6.7.4 (Нейморовец и др., 2006; Павлюшин и др., 2010). Расширится ареал и других зависимых от теплообеспеченности насекомых-вредителей, в том числе калифорнийской щитовки, яблонной плодожорки, американской белой бабочки, различных видов вредных саранчовых.

Более детально изучено потенциальное расширение ареала колорадского жука в условиях возможного потепления климата. Эти оценки были проведены с использованием различных методов. Один из них – метод линейной экстраполяции, основанный на сравнении климатических изменений, произошедших за прошедшие периоды, и перенесении этих изменений на будущий период. Подобным образом в работе (Попова, Семенов, 2013) был рассчитан климатический ареал колорадского жука *L. decemlineata*, который может сформироваться на территории России и соседних стран в 2031–2050 годах при сохранении наблюдаемых тенденций изменения климата (рис.

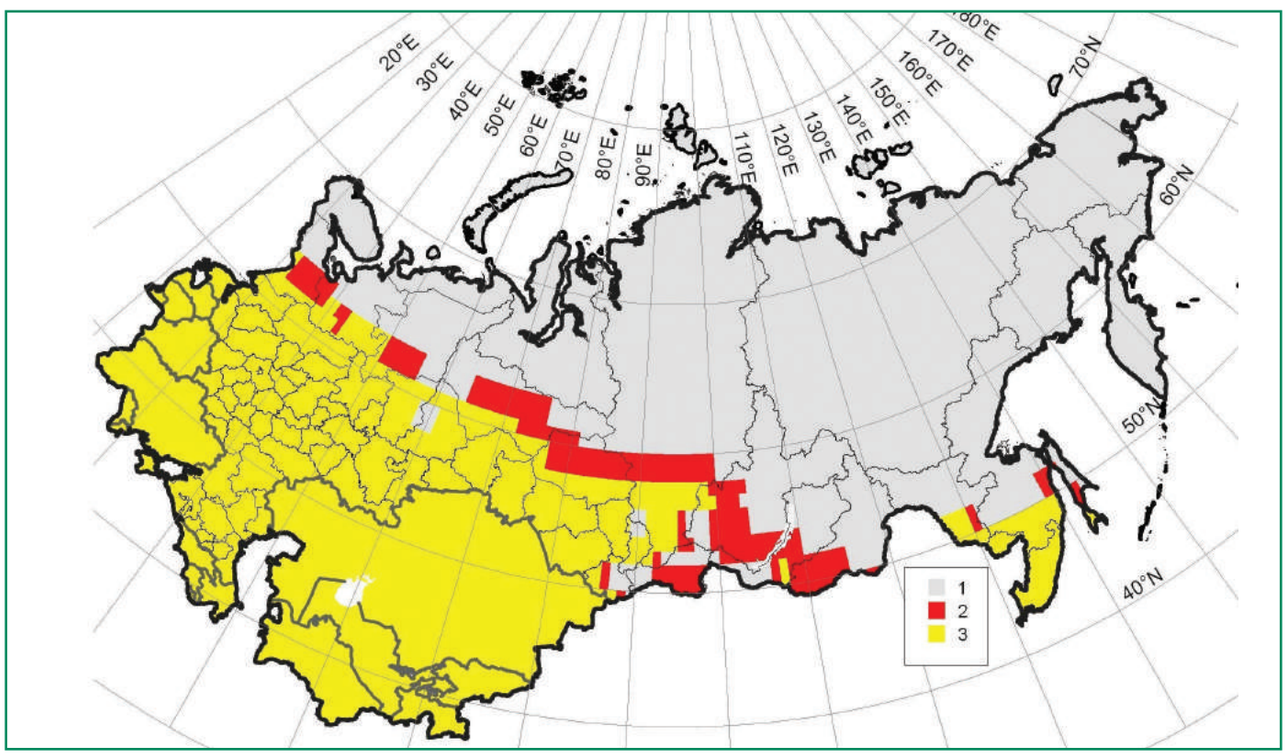


Рис. 6.7.13. Потенциальное изменение климатического ареала колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say) на территории России и соседних стран в 2031–2050 гг. по сравнению с 1991–2010 гг. при сохранении наблюдаемых тенденций изменения климата (Попова, Семенов, 2013): 1 – территория вне границ ареала в оба периода; 2 –территория приращения ареала; 3 – территория ареала в оба периода.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 948

6.7.13). Критерий для расчетного описания климатического ареала колорадского жука был приведен выше в данной главе при обсуждении последствий произошедших изменений климата.

По результатам этих расчетов, пригодные по климатическим показателям для устойчивого существования колорадского жука территории в России в дальнейшем будут продолжать расширяться в северном и, особенно, в восточном направлениях. Так, на севере климатический ареал *L. decemlineata* в 2031–2050 годах сможет достичь побережья Белого моря, а на востоке России он займет значительную часть Иркутской области, республик Бурятия и Тыва и Забайкальского края. Несколько расширится он и на территории республики Алтай, в Амурской области, в Хабаровском крае и на о-ве Сахалин.

Другой метод – расчет будущего климатического ареала вредителя в XXI веке для мультимодельного среднего климата в условиях различных сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему Земли (Попова, Попов, 2013, 2015). С использованием таких данных о будущем климате, полученных с помощью группы моделей AH_31 в условиях двух сценариев – RCP4.5 и RCP8.5 – был построен ожидаемый климатический ареал колорадского жука для следующих временных срезов: S3 (соответствует переходу средней глобальной температуры через 2°C), S4 (2041–2060 гг.), S5 (2080–2099 гг.). Климатический ареал был также рассчитан для базового периода 1981–2000 гг. Данные по температуре для него, взятые из работы (Rienecker et al., 2011), были предоставлены ГГО им. А. И. Воейкова. Этот “базовый” климатический ареал колорадского жука сравнивался в дальнейшем с климатическими ареалами, полученными для будущего климата в условиях двух рассматриваемых сценариев RCP4.5 и RCP8.5.

Увеличение среднеглобальной температуры на 2°C по отношению к доиндустриальному уровню считается сейчас мировым сообществом нежелательным (современная “глобальная цель” – непревышение этого уровня глобального потепления). Увеличение среднеглобальной температуры на 2°C по отношению к доиндустриальному уровню соответствует увеличению температуры периода 1981–2000 гг. примерно на 1.5°C. В условиях сценария RCP4.5 такое превышение случится в 2034–2053 гг., а в условиях сценария RCP8.5 – в 2028–2047 гг. Рассчитанные для этих периодов климатические ареалы колорадского жука представлены на рис. 6.7.14а и рис. 6.7.14б соответственно.

Рисунки 6.7.15а и 6.7.15б отображают расчетные климатические ареалы колорадского жука, которые могут сформироваться в 2041–2060 гг. в условиях сценариев RCP4.5 и RCP8.5 соответственно.

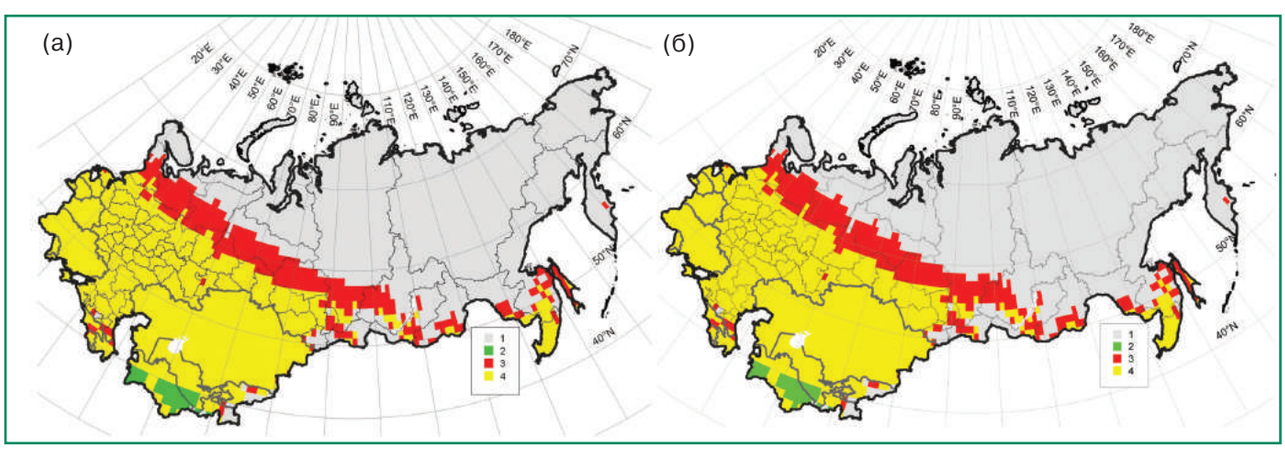


Рис. 6.7.14. Потенциальные изменения климатического ареала колорадского жука на территории России и соседних стран при увеличении среднегодовой температуры воздуха на 1.5°C по сравнению с базовым периодом 1981–2000 гг. Расчет проведен с использованием среднего климата по группе моделей AH_31 в условиях двух сценариев: RCP4.5 (а) и RCP8.5 (б) (Попова, Попов, 2015). 1 – территория вне границ климатического ареала вредителя до и после изменения температуры; 2 – территория сокращения ареала; 3 – территория приращения ареала; 4 – территории, входящие в ареал до и после изменения температуры.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 949

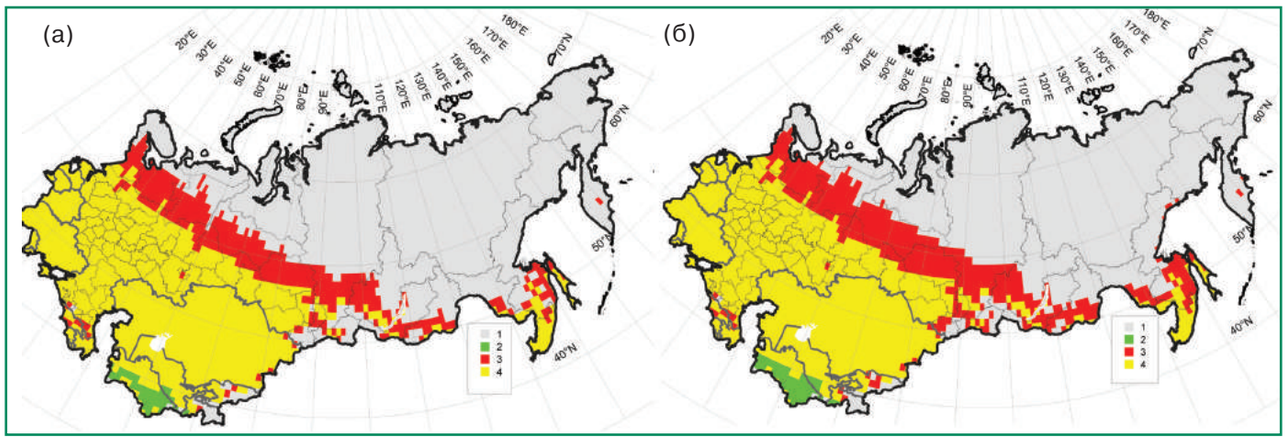


Рис. 6.7.15. Потенциальные изменения климатического ареала колорадского жука на территории России и соседних стран в 2041–2060 гг. относительно базового периода 1981–2000 гг. Расчет проведен с использованием среднего климата по группе моделей AH_31 в условиях двух сценариев: RCP4.5 (а) и RCP8.5 (б) (Попова, Попов, 2015). 1 – территория вне границ ареала в оба периода; 2 – территория сокращения ареала; 3 – территория приращения ареала; 4 – территория ареала в оба периода.

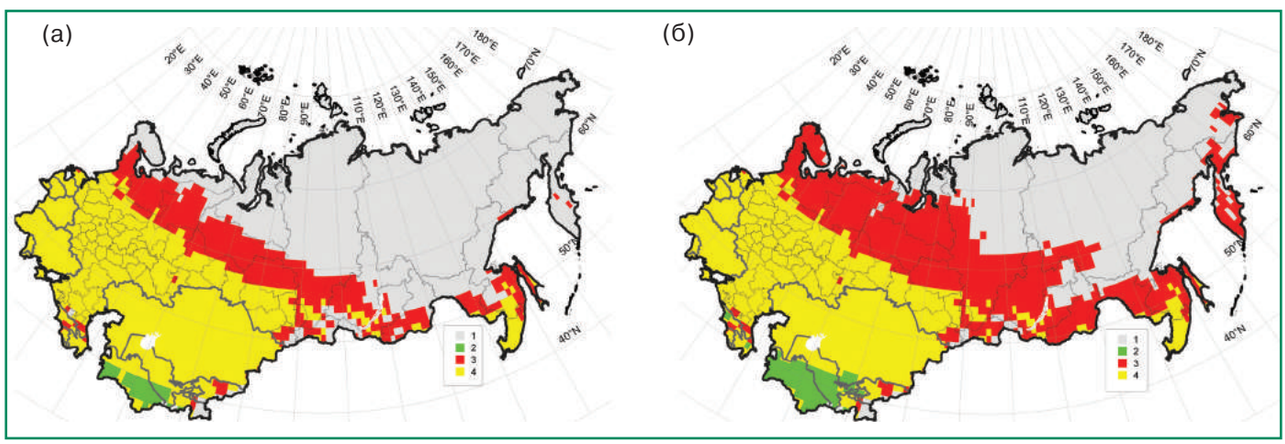


Рис. 6.7.16. Потенциальные изменения климатического ареала колорадского жука на территории России и соседних стран в 2080–2099 гг. относительно базового периода 1981–2000 гг. Расчет проведен с использованием среднего климата по группе моделей AH_31 в условиях двух сценариев: RCP4.5 (а) и RCP8.5 (б) (Попова, Попов, 2015). 1 – территория вне границ ареала в оба периода; 2 – территория сокращения ареала; 3 – территория приращения ареала; 4 – территория ареала в оба периода.

На рис. 6.7.16а и 6.7.16б показаны аналогичные расчетные данные для периода времени 2080–2099 гг. – последнего двадцатилетия XXI века.

На полученных картосхемах 6.7.14–6.7.16 видно, что и в условиях умеренного сценария RCP4.5, и в условиях экстремального сценария RCP8.5 климатический ареал колорадского жука будет непрерывно расширяться в северном, северо-восточном и восточном направлениях. При этом в южных регионах, преимущественно в Средней Азии, наблюдается его постепенное сокращение. Это связано с тем, что при дальнейшем потеплении климата среднегодовая температура воздуха превысит в этих районах значение 20°С, которое является верхним порогом, ограничивающим распространение *L. decemlineata* (Trouvelot, 1936). При экстремальном сценарии к концу века некоторое сокращение климатического ареала колорадского жука может произойти и в Закавказье.

Отметим, что увеличение средней глобальной температуры воздуха на 2°С по отношению к доиндустриальному уровню (или на 1.5°С по срав-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 950

нению с уровнем 1981–2000 гг.), вне зависимости от того, по какому сценарию будут развиваться климатические изменения в XXI веке, приведет к сходным результатам. На рис. 6.7.14а и 6.7.14б это хорошо видно, так как потенциальные ареалы колорадского жука, рассчитанные как для сценария RCP4.5, так и для сценария RCP8.5, за исключением нескольких небольших участков, довольно идентичны. Только по умеренному сценарию RCP4.5 это событие произойдет несколько позже, чем по экстремальному сценарию RCP8.5 (периоды 2034–2053 гг. и 2028–2047 гг. соответственно).

Потенциальные ареалы колорадского жука, построенные для различных сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему и относящиеся к середине XXI века (период 2041–2060 гг.), уже в большей степени отличаются друг от друга (рис. 6.7.15а и б). В конце же XXI века (период 2080–2099 гг.) эти различия станут значительными (рис. 6.7.16а и б). При этом климатический ареал вредителя, рассчитанный по умеренному сценарию RCP4.5 для конца XXI века (рис. 6.7.16а), будет сходен с ареалом, рассчитанным по экстремальному сценарию RCP8.5 для середины XXI столетия – 2041–2060 гг. (рис. 6.7.15б).

Согласно этим расчетным данным, устойчивое существование популяций колорадского жука в конце XXI века в условиях умеренного сценария (и в середине XXI века – в условиях экстремального сценария) станет возможным вплоть до северных пределов республики Карелия, Ханты-Мансийского автономного округа, Томской и Архангельской областей. Ареал местами будет достигать северной границы республики Коми. Далее в восточном направлении колорадский жук сможет занять значительную часть Красноярского края на юге, дойти до центральных районов Иркутской области, республики Бурятия и Забайкальского края. На Дальнем Востоке он продолжит свое расселение к северу в Амурской области и Хабаровском крае, а также сможет поселиться на о-ве Сахалин. Если учесть, что уже в настоящее время ареал колорадского жука продвинулся на севере до центральных районов республик Карелия и Коми, Архангельской и Тюменской областей, что колорадский жук занял весь юг Красноярского края и достиг границ с Иркутской областью, а на Дальнем Востоке отмечено его проникновение в Амурскую область и Хабаровский край (Мацишина, 2012; Павлюшин и др., 2009; Попова, Семенов, 2013), то климатический ареал, соответствующий экстремальному сценарию антропогенного воздействия на климатическую систему, может оказаться вполне реалистичным.

Если же глобальное потепление будет дальше развиваться по экстремальному сценарию антропогенного воздействия на климатическую систему, то к концу XXI века колорадский жук сможет проникнуть во все северные районы ЕЧР вплоть до берегов Белого и Баренцева морей, существенно продвинуться на восток, заняв практически всю Тюменскую область, значительную часть Красноярского края и Иркутской области, а также большую часть республик Алтай и Бурятия, Забайкальского края, Амурской области, о-ва Сахалин и Камчатского края. Также благоприятными по своим климатическим условиям для колорадского жука станут отдельные районы Якутии и восточного побережья Чукотки (рис. 6.7.16б, Попова, Попов, 2015).

В настоящее время кормовая база не является препятствием к распространению колорадского жука на территории России, так как ареал возделывания картофеля шире ареала вредителя, особенно в северном, северо-восточном и восточном направлениях. К тому же колорадский жук способен питаться и на других пасленовых, в том числе дикорастущих. Ожидаемые в XXI веке изменения климата, связанные с повышением приземной температуры воздуха, приведут к тому, что увеличатся возможности выращивания картофельной культуры и в других местообитаниях, до сих пор не подходящих для этого из-за холодных климатических условий.

Подобные расчеты по тем же средним данным группы моделей AH_31 в условиях сценариев RCP4.5 и RCP8.5 были сделаны в работе (Ясюкевич и др., 2013) для создания потенциального климатического ареала американской белой бабочки в XXI веке. При этом также наблюдалось постепенное расширение ареала вредителя в последующие временные периоды к северу и востоку. Различия в границах ареала американской белой бабочки, построенного для разных сценариев, начинали проявляться после 2040-х годов XXI века,

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 951

когда по экстремальному сценарию RCP8.5 скорость расширения этих границ увеличивалась по сравнению со сценарием RCP4.5.

В заключение этого раздела отметим, что в условиях дальнейшего потепления климата можно также ожидать усиления вредоносности отдельных видов вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений за счет изменения их экологических особенностей. Во-первых, это наблюдаемая в настоящее время у отдельных представителей смена пищевых предпочтений, в результате которой они начинают использовать в пищу вместо дикорастущих растений сельскохозяйственные культуры (свекловичная блошка, серый кузнечик, скачок, отдельные виды нестадных саранчовых). Во-вторых, при повышении средних суточных температур воздуха, более ранних сроках начала вегетации и удлинении вегетационного периода в дальнейшем будет происходить уже зафиксированное ныне увеличение числа поколений, которое может воспроизвести вредитель или патоген за один сезон на данной территории (яблонная плодожорка, калифорнийская щитовка, колорадский жук, возбудитель фитофтороза оомицет *Phytophthora infestans*). В-третьих, у многих вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных культур наблюдаются смещения сроков развития на более ранние (восточная плодожорка, саранчовые вредители, оомицет *P. infestans*). При дальнейшем потеплении эта тенденция сохранится, а, следовательно, увеличится и вред, причиняемый сельскохозяйственным растениям.

6.7.5. Адаптация сельского хозяйства к изменениям климата

В соответствии с Климатической Доктриной РФ упреждающая адаптация к последствиям изменений климата относится к числу приоритетов политики в области климата (Климатическая Доктрина…, 2009). Комплексная адаптивная интенсификация развития сельского хозяйства должна содействовать снижению потерь и использованию выгод, связанных с климатическими изменениями. Меры адаптации должны в максимальной степени учитывать как наблюдаемые тенденции, так и перспективные оценки будущего климата, а также ожидаемые последствия этих изменений для сельского хозяйства России.

Для европейских стран коэффициент использования климатических ресурсов изменяется от 33% для Франции до 45% для Англии. Для России этот коэффициент составляет в среднем всего 15%, изменяясь от 26% для территории Северного Кавказа до 10–15% – для Северо-Западного региона. Таким образом, нереализованный до настоящего времени адаптивный потенциал сельского хозяйства России превосходит аналогичный показатель для стран ЕС.

Актуальными остаются разработка и обоснование стратегии адаптивной интенсификации растениеводства (Жученко, 1990), ориентированной на устойчивый рост продуктивности, ресурсо-энергоэкономичность данной отрасли и природосохранность сельскохозяйственных и прилегающих к ним территорий. Для более полной реализации адаптивного потенциала высших растений необходимо использование и развитие современных методов селекции (индуцированного рекомбиногенеза, генной инженерии и др.), введение в сельскохозяйственное производство новых видов растений, конструирование высокопродуктивных и экологически устойчивых агрофитоценозов и агроэкосистем, использование современных методов повышения почвенного плодородия, включающих, в том числе, применение органических и минеральных удобрений и мелиорацию.

6.7.5.1. Растениеводство

Ниже представлены основные направления адаптации при производстве сельскохозяйственных культур в условиях изменения климата по отдельным федеральным округам (Оценка макроэкономических последствий…, 2011).

Северо-Западный ФО. Рост обеспеченности теплом и удлинение вегетационного периода существенно расширяют возможности для развития высокоинтенсивного сельскохозяйственного производства. Возможности увеличения продуктивности земледелия представляются значительными, учитывая, что уровень использования БКП региона составляет лишь 12%.

В результате увеличения кормовой базы и сокращения периода стойлового содержания скота

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 952

улучшатся условия для животноводства. Повысится продуктивность сенокосов и пастбищ, в том числе за счет увеличения продолжительности безморозного периода.

Центральный ФО. На фоне положительных трендов урожайности всех зерновых и зернобобовых культур за период с 1975 по 2010 гг. в центрально-черноземных областях прослеживалась тенденция снижения коэффициента увлажнения в течение теплого периода года. В дальнейшем эта тенденция, по-видимому, может отрицательно сказаться на урожайности, прежде всего, яровых зерновых культур. Об этом же свидетельствует уменьшение ГТК, суммы осадков за летний период и максимальный для сельскохозяйственных районов России рост температуры воздуха в июле (более 1°С за 10 лет). Вместе с тем, улучшение условий увлажнения в осенний период и заметное уменьшение повторяемости лет с вымерзанием озимых культур смягчает отрицательные последствия роста засушливости климата для растениеводства.

Происходящий повсеместно рост теплообеспеченности сельскохозяйственных культур, а также увеличение продолжительности вегетационного периода являются положительными факторами развития сельского хозяйства региона. Наблюдаемое в ряде районов увеличение аридности не всегда снижает продуктивность аграрного производства за счет высокой исходной увлажненности территории. В целом, изменения агрометеорологических условий региона способствуют росту урожайности сельскохозяйственных культур, который в настоящее время составляет около 2% за десятилетие. Возможно увеличение площадей озимых культур, благодаря росту температуры самого холодного периода года.

Северо-Кавказский и Южный ФО. В данном регионе, играющем ведущую роль в производстве зерна в России (около 20% общего объема), наблюдается быстрый рост средней температуры самого холодного месяца года – января, что свидетельствует об уменьшении рисков вымерзания озимых зерновых культур. Уменьшение индекса сухости, наряду с ростом осадков осеннего периода, позволяет сделать благоприятную перспективную оценку роста урожайности озимых зерновых. За последние 30 лет рост урожайности озимой пшеницы в Краснодарском и Ставропольском краях превышал 10% за десятилетие при вдвое меньшей скорости роста урожайности яровых зерновых культур.

Темпы роста сумм активных температур (среднесуточных значений температуры, больших 10°С) превысили в ряде районов 150°С · сут/10 лет, что наряду с увеличением продолжительности вегетационного периода до 5–6 суток за 10 лет свидетельствует о возможности расширения посевов теплолюбивых культур. В связи с потеплением климата может быть поставлен вопрос о дальнейшем развитии в этом регионе зоны субтропического земледелия, возобновлении возделывания хлопчатника, расширении площадей посевов сои и сахарной свеклы.

Приволжский ФО. В последние десятилетия наблюдался рост теплообеспеченности сельскохозяйственных культур в Поволжье – самой засушливой территории России, на которую приходится 18% общенационального производства зерна. Следует отметить быстрый рост (15% за 10 лет) обусловленной изменениями климата урожайности озимой пшеницы на территории Саратовской области; рост урожайности в целом зерновых культур за последние 30 лет составил 7–8%. На территории Поволжья повсеместно наблюдается весьма быстрый рост зимних температур, в том числе в январе – до 1°С за десятилетие, что свидетельствует в целом о некотором улучшении условий зимовки сельскохозяйственных культур.

Уральский ФО. Показатели теплообеспеченности сельскохозяйственных культур за период 1976–2012 гг. росли быстрыми темпами на севере региона. Вместе с тем, на юге региона потепление климата практически не проявлялось. Как негативное явление, можно отметить понижение январских температур на части территории региона. Степень аридности территории, оцениваемая индексом сухости, заметно уменьшилась, а влагообеспеченность сельскохозяйственных культур увеличилась повсеместно за исключением достаточно увлажненных северных районов. Как и в большинстве регионов России, на Урале наблюдалось уменьшение степени континентальности климата. Климатообусловленный рост урожайности зерновых культур составил 1–1.5% за 10 лет. Изменения климатических условий благоприят-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 953

ствуют увеличению производства зерна яровых культур в регионе.

Сибирский ФО. Сумма активных температур, характеризующая теплообеспеченность растений, росла на территории региона со скоростью 50–100°С за 10 лет, хотя напряженность термического режима, связанная с июльской температурой, в некоторых районах уменьшалась. Наблюдается сравнительно быстрый рост продолжительности вегетационного периода, превышающий в отдельных районах 3 дня за 10 лет.

Потепление климата, которое в Западной Сибири не сопровождается ростом засушливости, создает благоприятные условия для развития сельского хозяйства и ведет к повышению его продуктивности за счет более широкого внедрения позднеспелых культур, сортов и гибридов. Потепление климата может способствовать укреплению кормовой базы животноводства за счет многоукосных трав и пожнивных посевов. Климатообусловленный рост урожайности яровых зерновых культур в Западной Сибири за последние десятилетия составил 6% за 10 лет, что свидетельствует о возможном значительном росте продуктивности зернового хозяйства региона за счет более эффективного использования почвенно-климатических ресурсов.

Дальневосточный ФО. Отмечаемый повсеместно рост теплообеспеченности сельскохозяйственных культур, а также увеличение продолжительности вегетационного периода являются положительным фактором развития сельского хозяйства региона. Наблюдаемое в ряде районов увеличение аридности не ведет к снижению продуктивности аграрного производства, благодаря высокой исходной увлажненности территории. Изменения агрометеорологических условий территории региона в целом способствуют росту урожайности сельскохозяйственных культур, который в настоящее время составляет около 2% за десятилетие. Возможно увеличение площадей озимых культур благодаря росту температуры самого холодного периода года.

Существует ряд априорных оценок реакции видов сельскохозяйственных растений из разных природных зон на изменения климата. Так, отмечается, что виды, распространенные в высоких широтах, а также параметры их вегетационного периода, будут наиболее чувствительными к изменениям климата. Виды растений умеренных широт будут реагировать на климатические воздействия изменениями в сроках начала событий вегетационного цикла, в то время как виды из низких широт – смещениями в пространстве, т. е. изменениями ареала (Pau et al, 2011). В этой же работе с целью адаптации зернового хозяйства к изменениям климата предлагается предпринять меры по совершенствованию инфраструктуры, включая развитие ирригации и повышение гибкости производства, страхование и поддержку государством в случае угроз для зернового производства и т. д.

6.7.5.2. Защита и карантин сельскохозяйственных растений

Наблюдаемые в последние десятилетия на территории России изменения климата связаны, в первую очередь, с увеличением температуры воздуха и с повышением рассчитанных на ее основе прикладных климатических индексов. Наиболее важные из них – сумма активных температур (сумма среднесуточных значений температуры выше определенного температурного порога, определяющего начало активной жизнедеятельности или стадии развития одного или нескольких биологических организмов) и сумма эффективных температур (сумма превышений среднесуточной температурой некоторого порогового значения t_0 – нижнего температурного порога развития организма). Изменение значений этих прикладных климатических индексов, наряду с изменением среднегодовых значений температуры, а также средних значений температуры наиболее теплого и холодного месяцев, приводят к тому, что границы местообитаний, пригодных для устойчивого существования видов вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений на территории России, меняются. При потеплении это приводит, как правило, к расширению границ ареалов – у видов появляются возможности для заселения новых, ранее ими необжитых районов.

В этих условиях одной из основных задач сельскохозяйственного производства, направлен-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 954

ных на сохранение будущего урожая, должен стать усиленный фитосанитарный контроль у северных, северо-восточных и восточных границ современных ареалов и зон массового размножения опасных вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений.

На территории Российской Федерации создана карантинная служба, осуществляющая комплекс государственных мероприятий, направленных на защиту растительных ресурсов страны и позволяющих предупредить проникновение и распространение опасных вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных культур в новые регионы. В дальнейшем рекомендуется усилить ее действие в тех районах, где из-за наблюдаемого глобального потепления климата возможно появление или массовое распространение особо опасных сельскохозяйственных вредителей и патогенов.

Существует периодически обновляемый перечень карантинных объектов, куда входят отсутствующие или имеющие ограниченное распространение на территории РФ вредители и возбудители болезней сельскохозяйственных культур. В настоящий момент в него включены такие климатозависимые насекомые-вредители как американская белая бабочка, калифорнийская щитовка, восточная плодожорка (Перечень карантинных объектов, 2007).

Также в список внесена средиземноморская плодовая муха, которая, однако, входит в перечень отсутствующих на территории РФ вредителей, тогда как она уже обнаружена в Краснодарском крае (Быковский и др., 2006). Это указывает на необходимость более частого и тщательного обновления данного документа. При этом важно составлять перечни карантинных объектов не только для всей Российской Федерации в целом, но и для отдельных субъектов РФ, особенно для тех, которые находятся в пограничной зоне ареалов климатозависимых видов вредных организмов. Пока в этой работе в РФ есть и явные недоработки. Так, в последние годы такой злостный вредитель сельскохозяйственных растений как колорадский жук, способный уничтожить значительную часть урожая картофеля, из-за своего широкого распространения по территории России исключен из федерального списка карантинных объектов. Однако его следует включить в перечни карантинных объектов тех регионов РФ, которые расположены вдоль или на территории прохождения северных, северо-восточных и восточных границ ареала вредителя. Это – Республики Карелия, Коми, Архангельская область (СЗФО), Тюменская область (УФО), Красноярский край, Иркутская область, Республики Бурятия и Тыва, Забайкальский край (СФО), а также Амурская, Сахалинская области, Камчатский и Хабаровский края (ДФО). Подобные меры позволят предупредить появление колорадского жука в еще не занятых им регионах.

То же самое относится и к опасному представителю саранчовых – мароккской саранче, которая еще до недавнего времени присутствовала на территории РФ лишь в отдельных локальных местообитаниях Северного Кавказа (Республики Чечня и Дагестан) и не представляла реальной угрозы зерновому хозяйству России. Однако в последние годы стали происходить вспышки массового размножения этого вредителя, причем не только в привычных для него регионах, но и там, где он раньше никогда за историю наблюдений не был обнаружен – в отдельных районах Ставрополья и Калмыкии (Саранчовые вредители, 2012; Обзор фитосанитарного мониторинга…, 2013). Это связано с увеличением здесь числа жарких и засушливых лет, которое вызвано общим потеплением климата. Таким образом, мароккская саранча должна быть внесена в перечни карантинных объектов Северо-Кавказского, Южного и Приволжского Федеральных округов России для предотвращения ее проникновения в новые местообитания.

Расширение зоны вредоносности возможно и наблюдается и у других видов вредных саранчовых – итальянского пруса, азиатской саранчи и отдельных нестадных видов. Поэтому карантинные службы и службы защиты растений в приграничных с современными ареалами распространения этих вредителей регионах должны быть готовы к вспышкам массового размножения и на их территории (отдельные субъекты федерации Приволжского, Уральского, Центрального, Дальневосточного округов).

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 955

Также в настоящее время выдвигаются мнения об исключении из перечня карантинных объектов такого вредителя как американская белая бабочка (Ижевский, 2002) и возбудителя глободероза картофеля – фитопаразитической нематоды *Globodera rostochiensis* из-за все увеличивающегося их распространения по территории России. Однако это решение может быть преждевременно, во всяком случае, при исключении из общероссийского федерального перечня карантинных объектов следует оставить эти и другие объекты в аналогичных перечнях отдельных субъектов федерации.

В районах повышенного риска вдоль северных, северо-восточных и восточных границ современных ареалов опасных сельскохозяйственных вредителей и патогенов из-за возможности расширения этих границ в результате улучшения климатических условий при потеплении климата местным станциям защиты растений необходимо заранее быть готовыми к принятию соответствующих мер по сохранению урожая и уничтожению вредных организмов. Важным мероприятием по защите сельскохозяйственных растений от вредителей и патогенов является правильный подбор сортов, устойчивых к тем или иным заболеваниям, что указывает на необходимость продолжения и расширения соответствующих селекционных работ. Так посадка скороспелых сортов картофеля поможет сохранить урожай от фитофтороза, ведутся работы по выведению сортов картофеля, не благоприятных для употребления их в пищу колорадским жуком. Важным направлением является обнаружение и внедрение в практику защиты растений элиситоров – веществ, повышающих иммунитет растений к различным биогенным заболеваниям.

Увеличение ущерба от вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных культур при современном потеплении климата возможно и за счет изменения их экологического и фенологического поведения. Происходящие в настоящее время удлинение вегетационного периода, быстрое весеннее нарастание среднесуточных температур воздуха, смещение сроков вегетации на более ранние даты приводят к увеличению числа генераций, которое способны давать за теплый сезон различные представители климатозависимых вредных организмов на данной территории. Наблюдаемая смена пищевых предпочтений у отдельных представителей фитофагов, которые с дикорастущих видов растений переходят на питание сельскохозяйственными культурами, причиняет большой вред урожаю. Подобные явления указывают на необходимость тщательно изучать экологию и фенологию различных видов вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений, в частности их размножение, развитие и способность выживать при различных значениях температуры и влажности. Важно также оценивать текущее и прогнозируемое изменение этих значений в различных сельскохозяйственных регионах России, особенно на границах современных ареалов основных климатозависимых сельскохозяйственных вредителей и патогенов. Для этого нужно на государственном уровне поддерживать и развивать различные научные центры и институты, как центральные, так и региональные, где происходят исследования в данных направлениях.

6.7.6. Заключение

Тенденция к росту урожайности зерновых и зернобобовых культур, озимой пшеницы и ярового ячменя на территории России, наблюдавшаяся в 1976–2012 гг., в определенной мере может быть объяснена улучшением климатических условий за этот период.

Расчеты показывают, что на большей части территории земледельческой зоны России наблюдаемые изменения климата за последние 36 лет обусловили рост урожайности озимой пшеницы от 1% на юге ЦФО до 17% на юге Поволжья. На территории ЮФО и УФО, в Сибири и на Дальнем Востоке, а также в СЗФО и на севере ЦФО изменение агрометеорологических условий привело к повышению урожайности зерновых и зернобобовых культур на 1–22%. На территории УФО и СФО (30% валового производства ячменя) рост климатически обусловленной урожайности ярового ячменя за 1975–2010 гг. составил 5–11% от среднего уровня за этот период. В то же время, на значительной части ЕЧР выявлена слабовыраженная тенденция к снижению урожайности ярового ячменя и зерновых и зер-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 956

нобобовых культур (1% за 10 лет), обусловленная изменениями климата.

Обобщенные оценки реакции урожайности сельскохозяйственных культур на возможные в будущем изменения климата и рост содержания CO_2 в атмосфере приведены в табл. 6.7.9. Эти оценки соответствуют следующим будущим климатам: средний климат для ансамбля AH_31; климат, рассчитанный по модели GFDL CM3; климат, соответствующий увеличению среднеглобальной температуры на 1.5°C по отношению к периоду 1981–2000 гг. (что соответствует +2°C по отношению к доиндустриальному уровню).

Данные табл. 6.7.9 показывают, что к середине XXI века глобальное потепление приведет к росту БКП территории России на 7.2–11.1% по сравнению с современным уровнем. К концу текущего столетия уровень БКП может снизиться на 6.6% по сравнению с современным уровнем. Заметим, что расчет значений БКП современной земледельческой зоны выполнялся при естественном увлажнении и современном уровне плодородия почв.

К концу столетия возможные потери продуктивности зерновых культур на территории России в результате глобального потепления (при учете положительного влияния обогащения атмосферы диоксидом углерода) могут составить до 17.6%. При расчетах с помощью модели GFDL CM3 выявляется отрицательный тренд продуктивности зерновых культур, при этом потери могут составить от 0.9% для периода 2011–2030 гг. до 16.4% для периода 2080–2099 гг.

Необходимо отметить, что все оценки получены для современного агротехнического уровня сельскохозяйственного производства без учета возможности его адаптации к наблюдаемым и ожидаемым изменениям климата. Как показывают исследования последних лет, потенциал адаптации мирового сельского хозяйства и, в частности, России к современному потеплению климата

Таблица 6.7.9. Изменение биоклиматического потенциала на территории России в XXI веке, рассчитанное для сценария RCP8.5 с помощью различных климатических моделей (Павлова, 2013)

Модели	**Изменение показателя, % от современного уровня**			
	Период			
	2011–2030 гг.	**2028–2047 гг.**	**2041–2060 гг.**	**2080–2099 гг.**
	Биоклиматический потенциал			
Средний климат для группы моделей AH_31 в условиях сценария RCP4.5	7.7	11.1	10.5	–0.8
Климат, соответствующий увеличению средней глобальной температуры 1981–2000 гг. на 1.5°C	–	8.5	–	–
Климат, рассчитанный моделью GFDL CM3 в условиях сценария RCP8.5	3.9	7.2	3.4	–6.6
	Продуктивность зерновых			
Средний климат для группы моделей AH_31 в условиях сценария RCP8.5	2.2	1.1	–2.4	–17.6
Климат, соответствующий увеличению средней глобальной температуры 1981–2000 гг. на 1.5°C	–	2.9	–	–
Климат, рассчитанный моделью GFDL CM3 в условиях сценария RCP8.5	–0.9	–4.5	–8.4	–16.4

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 957

достаточно велик (Climate Change…, 2009; Акимов, 2013, Проблема адаптации…, 2012, Экономический анализ…, 2013).

Основой стратегии адаптивной интенсификации сельского хозяйства России в XXI веке должно стать:

– ускоренное развитие аграрного сектора экономики Нечерноземной зоны и, в первую очередь, Центрального, Северо-Западного и других регионов, где достаточная влагообеспеченность посевов гарантирует стабильную продуктивность растениеводства;

– оптимизация соотношения посевов озимых и яровых сельскохозяйственных культур с учетом изменений (благоприятных для посевов) условий осенне-зимнего периода;

– расширение посевных площадей более теплолюбивых и урожайных культур, обеспечивающих интенсификацию сельскохозяйственного производства (кукурузы, подсолнечника, сорго, сои и др.);

– расширение посевных площадей пожнивных (вторых) сельскохозяйственных культур для использования роста тепловых ресурсов;

– развитие орошаемого земледелия для повышения устойчивости сельскохозяйственного производства и утилизации дополнительных тепловых ресурсов;

– расширение зоны субтропического земледелия на юге России и ускорение развития таких отраслей сельского хозяйства как плодоводство, виноградарство, производство хлопка и риса, эффективность которых может существенно возрасти при ожидаемых изменениях климата;

– повышение эффективности животноводства за счет увеличения кормовой базы в результате роста биоклиматического потенциала и сокращения периода стойлового содержания скота при потеплении климата;

– всемерное развитие влагосберегающих технологий, подбор более устойчивых культур (сортов), создание страховых запасов продовольствия для снижения потерь от возможной аридизации климата и обеспечения продовольственной безопасности.

Полученные данные указывают на то, что наблюдаемые изменения в распространении, вспышках массового размножения, фенологии и экологии вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений напрямую связаны с происходящими в последние десятилетия климатическими изменениями. В частности, смещение изолиний таких биоклиматических характеристик как сумма активных и сумма эффективных температур воздуха в северных, северо-восточных и восточных регионах России в условиях общего потепления климата приводит к смещению границ ареалов и зон массового размножения вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений в ставшие более пригодными для их проживания части географического пространства. Также при потеплении климата наблюдается увеличение агрессивности и вредоносности отдельных представителей вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений и изменение их экологических особенностей: смещение фаз развития на более ранние сроки, увеличение количества генераций за сезон на той же территории, смена пищевых предпочтений.

Следует отметить, что наблюдаемое увеличение температуры в южных регионах не способствует снижению численности вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений и сокращению их ареалов на этих территориях, что теоретически было ожидаемо, поскольку высокие значения температуры ранее считались фактором, лимитирующим их распространение. Примерами могут служить вспышки массового размножения саранчовых и появление очагов размножения колорадского жука в Средней Азии (Попова, Попов, 2009; Кахаров, 2008; Камахина, 2008). Подобное приспособление к более теплым погодным условиям и колебаниям влажности наблюдается и у такого влаголюбивого и предпочитающего более прохладные климатические условия возбудителя болезней сельскохозяйственных растений как *Phitophthora infestans*.

Отдельные ученые указывают даже на появление новых подвидов вредителей, в частности, среднеазиатского подвида у колорадского жука (Фасулати, 2007; Удалов, Беньковская, 2011), или на образование новых рас, как у *P. infestans* (Иванюк, Бусько, 2010), способных переносить более

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 958

жаркие и засушливые условия, чем это проявлялось ранее.

Существующие результаты расчетов будущих климатов с помощью глобальных климатических моделей показывают, что потепление на территории России в XXI веке, в основном, будет продолжаться (Climate Change 2007, 2007a, 2007b; Оценочный доклад…, 2008a; Катцов, Говоркова, 2013). Наибольшего потепления следует ожидать в Сибири и в северных регионах России. Туда, вслед за потеплением, произойдет расширение границ ареалов многих вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений. Этому будет также способствовать ожидаемое существенное увеличение средней температуры воздуха за холодный сезон в Сибири и на Севере, повышение годовых среднесуточных минимумов температуры приземного воздуха, сокращение районов с многолетней мерзлотой и увеличение снежного покрова в Западной и Восточной Сибири, что сделает внутрипочвенные температурные условия более благоприятными для зимующих особей, находящихся на различных стадиях развития (Оценочный доклад…, 2008a; Доклад об особенностях климата…, 2011).

Массовому размножению саранчовых на юге России будет также благоприятствовать ожидаемое там увеличение интенсивности и количества засух.

Таким образом, прогнозируемое изменение климата в XXI веке будет способствовать дальнейшему расширению границ ареалов и зон массового размножения различных вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений, а также усилению их агрессивности и вредоносности. Подобная ситуация должна быть учтена как федеральной, так и региональными службами карантина и защиты растений в перспективных планах своей работы. Целесообразно обратить особое внимание на усиление научно-исследовательской работы в области изучения влияния изменения климата на продуктивность сельского хозяйства и естественных врагов сельскохозяйственных растений и животных, поскольку многие вопросы в этой области еще остаются недостаточно проработанными.

6.7.7. Литература

Айтматов М., 2009. Проведение мониторинга на картофельных полях в Иссык-кульской области Кыргызстана, Новости ЦАЗ, № 42, с. 13.

Акимов А. В., 2013. Продовольственная безопасность – новый фактор международных отношений, Международная жизнь, №5, с. 87–100.

Американская белая бабочка, 1980. Защита растений, № 1, с. 36–40.

Бей-Биенко Г. Я., Мищенко Л. Л. 1951. Саранчовые фауны СССР и сопредельных стран. Определители по фауне СССР, № 38, ч. I, II. М.–Л., АН СССР, 668 с.

Биоклиматический потенциал России: продуктивность и рациональное размещение сельскохозяйственных культур в условиях изменения климата, 2012. А. В. Гордеев, В. И. Кирюшин, (ред.), М., Россельхозакадемия, 202 с.

Бондарев Л. Г., 2003. Саранча в Европе, Вестник МГУ, сер. 5, № 1, с. 67–70.

Бондаренко Н. В., Поспелов С. М., Персов М. П., 1983. Общая и сельскохозяйственная энтомология. М., Колос, 416 с.

Будыко М. И., 1948. Испарение в естественных условиях. Л.: Гидрометеоиздат. 136 с.

Булыгинская М. А., Шамшев И. В., 1999. Сем. Arctiidae. Насекомые и клещи – вредители сельскохозяйственных культур. В. И. Кузнецов (ред.), т. 3, ч. 2. Чешуекрылые. СПб., Наука, с. 320–331.

Быковский А. В., Анисимов А. И., Мордкович Я. Б., 2006. Анализ вероятности распространения средиземноморской плодовой мухи на территории Российской Федерации по климатическим аналогам. В кн.: Проблемы энтомологии Северо-Кавказского региона. Материалы 1-й Всероссийской научно-практической Интернет-конференции, Ставрополь, АГРУС, с. 84–91.

Васильев В. П., Лившиц И. З., 1984. Вредители плодовых культур. М., Колос, 399 с.

Вилкова Н. А., Сухорученко Г. И., Фасулати С. Р., Нефедова Л. И. 2004. Фенотипическая структура популяций вредной черепашки в ареале вида и особенности ее адаптивной изменчивости под влиянием антропогенных факторов. В кн.: Химический метод защиты растений.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 959

Состояние и перспективы повышения экологической безопасности, СПб., ВИЗР, с. 45–48.

Вредители и болезни картофеля, 2012. Фитосанитарный мониторинг. Защита растений. Официальный сайт ФГБУ "Россельхознадзор", www.rosselhoscenter.ru/index.../380-vrediteli-i-bolezni-kartofelya

Гамзаев И. М., 2008. Экология и меры борьбы с калифорнийской щитовкой *Quadrapidiotus perniciosus* Comst. в плодовых насаждениях Дагестана. Автореф. дис. канд. биол. наук, Махачкала, 124 с.

Гаппаров Ф. А., Лачинский А. В., Сергеев М. Г., 2008. Вспышка мароккской саранчи в Центральной Азии, Защита и карантин растений, № 3, с. 22–24.

Глобальные изменения климата и прогноз изменений рисков в сельском хозяйстве, 2009. А. Л. Иванов, В. И. Кирюшин (ред.), М., Россельхозакадемия, 517 с.

Гриньков А. С., Идрисхаджаев Р. А., 1994. Саранча в наступлении, мы в обороне, Степные просторы, № 5, с. 16–17.

Гричанов И. Я., 1997. Интегральный критерий фитосанитарной оценки сельскохозяйственных территорий, Сборник научных трудов СПГАУ, СПб, СПГАУ, с. 95–100.

Гричанов И. Я., 2008. Вредители селькохозяйственных культур. *Dociostaurus maroccanus* (Thnb.) – Мароккская саранча. В: Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения, А. Н. Афонин, С. Л. Грин, Н. И. Дзюбенко, А. Н. Фролов (ред.), http://www.agroatlas.ru.

Гричанов И. Я., Овсянникова Е. И., 2003. Вредители селькохозяйственных культур. *Hyphantria cunea* Drury – Американская белая бабочка. В: Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения, А. Н. Афонин, С. Л. Грин, Н. И. Дзюбенко, А. Н. Фролов, (ред.), http://www.agroatlas.ru.

Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2012. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. Обнинск., ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", 196 с.

Давидьян Г. Э., 2008. *Quadraspidiotus perniciosus* (Comst.) – Калифорнийская (вредная) щитовка. В: Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения, А. Н. Афонин, С. Л. Грин, Н. И. Дзюбенко, А. Н. Фролов, (ред.), http://www.agroatlas.ru

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации на 2010 год, 2011. М., Росгидромет, 66 с.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2012 год. 2013. М., Росгидромет, 86 с., http://www.meteorf.ru

Долженко В. И., 2003. Вредные саранчовые: биология, средства и технология борьбы. СПб, ВИЗР, 216 с.

Долженко В. И., 2011. Фитосанитарная обстановка по саранчовым вредителям и луговому мотыльку по состоянию на июнь 2011 года. Фитосанитарный мониторинг 2011, сайт РАСХН, отдел защиты растений, greenport.ru/fitosanitarnyij-monitoring.html.

Дорожкин Н. А., Ремнева З. И., Бельская С. И., Псарева В. В., 1976. Фитофтороз картофеля и томатов, Минск, Ураджай, 224 с.

Дорожкин Н. А., Бельская С. И., 1979. Болезни картофеля. Минск, Наука и техника, 246 с.

Жученко А. А., 1990. Адаптивное растениеводство (эколого-генетические основы). Кишенев, "ШТИИНЦА", 431 с.

Захаренко В. А., 2003. Тенденции изменения комплексов, видового разнообразия, внутрипопуляционных структур и динамики вредных организмов. М., РАСХН, 31 с.

Захаренко В. А., 2006. Рекомендации по предотвращению рисков чрезвычайных ситуаций биогенного характера, вызываемых вредными организмами. М., РАСХН, 110 с.

Захарова Т. И., 1971. Вредоносность фитофтороза при поражении ботвы картофеля, Микология и фитопатология, т. 1, вып. 5.

Захарова Т. И., 1973. Фитофтороз картофеля и помидоров. В: Распространение болезней сельскохозяйственных культур в СССР в 1968–1972 гг. А. Е. Чумаков (ред.), ВАСХНИЛ, ВИЗР, Л., с. 54–60.

Злотников М. Д., 1967. Возможный ареал распространения и сроки развития колорадского

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 960

жука в Европейской части СССР, Труды Всесоюзного научно-исследовательского ин-та защиты растений, вып. 27, с. 68–74.

Иванюк В. Т., Бусько И. М., 2010. Система мероприятий по защите картофеля от фитофтороза в условиях Белоруссии, Главный агроном, № 10, Сельхозиздат.

Игнатова Е. А., 2009. Восточная плодожорка в субтропиках РФ. В кн.: Труды Ставропольского отделения Русского Энтомологического общества. вып. 5. Материалы II международной научно-практической Интернет-конференции "Актуальные вопросы энтомологии". Ставрополь, 1 марта 2009 г., Ставрополь, АГРУС, с. 212–216.

Ижевский С. С., 2002. О возможности вывода американской белой бабочки *Hyphantria cunea* Drury (Lepidoptera: Arctiidae) из числа карантинных объектов. Защита и карантин растений, № 12, с. 14–17.

Камахина Г. Л., 2008. Ключевые инвазии чужеродных видов флоры и фауны Туркменистана, Проблемы освоения пустынь, № 4, Ашхабад, с. 34–38.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, вып. 569, с. 76–98.

Кахаров К. Х., 2008. Биологические особенности колорадского жука (Leptinotarsa decemlineata, Say) и меры борьбы с ним в условиях Таджикистана. Автореф. дис. д. с.-х. наук, СПб, 39 с.

Клещенко А. Д., 2013. Агрометеорологическое и агроклиматическое обеспечение аграрного сектора экономики, Труды ФГБУ "ВНИИСХМ", вып. 38. с. 8–20.

Климатическая доктрина Российской Федерации, 2009. http://meteoinfo.ru/climatedoctrine.

Коваль А. Г., Гусева О. Г., 2008. Изменение комплекса насекомых-фитофагов как следствие изменения климата, Защита и карантин растений. № 1, с. 42–43.

Колорадский картофельный жук *Leptinotarsa decemlineata* Say, 1981. Р. С. Ушатинская (ред.), М., Наука, 337 с.

Конюкова Л. Г., 1972. Длительность периода с температурой выше 10 гр. Агроклиматический атлас мира Гольцберг И. Я. (ред.), М.–Л., Гидрометиздат, с. 62.

Лачининский А. В., Сергеев М. Г., Чильдебаев М. К. и др., 2002. Саранчовые Казахстана, Средней Азии и сопредельных территорий, Международная ассоциация прикладной акридологии и университет Вайоминга, Ларами, 387 с.

Мацишина Н. В., 2012. Особенности биологии и экологии колорадского жука **Leptinotarsa decemlineata** (Say, 1824) (Coleoptera, Chrysomelidae) в Приморском крае. Автореф. дис….канд. биол. наук, Владивосток, 19 с.

Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологический систем, 2012. С. М. Семенов (ред.), М., Росгидромет, 508 с.

Нейморовец В. В., Гричанов И. Я., Овсянникова Е. И., Саулич М. И. 2006. Ареал и зоны вредоносности вредной черепашки *Eurygaster integriceps* Puton (Heteroptera, Scutelleridae), Вестник защиты растений, № 4, с. 27–31.

Никитенко Ю. В., 2004. Совершенствование системы мер борьбы с вредными саранчовыми (Orthoptera, Acridoidea) в условиях Ставропольского края. Автореф. дис. канд. биол. наук, Ставрополь, 185 с.

Обзор фитосанитарного состояния посевов сельскохозяйственных культур в Российской Федерации в 2012 году и прогноз развития вредных объектов в 2013 году. 2013. Д. Н. Говоров, А. В. Живых (ред.), М., 501 с.

Овсянникова Е. И., Гричанов И. Я., 2002. Развитие яблонной плодожорки в условиях потепления климата в Европейской части России, Вестник защиты растений, № 3, с. 20–28.

Овсянникова Е. И., Гричанов И. Я., 2004. Вредители сельскохозяйственных культур. *Cydia pomonella* L. – Яблонная плодожорка. В: Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения. А. Н. Афонин, С. Л. Грин, Н. И. Дзюбенко, А. Н. Фролов (ред.) http://www.agroatlas.ru.

Оценка макроэкономических последствий изменений климата на территории Российской

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 961

Федерации на период до 2030 года и дальнейшую перспективу, 2011. В. М. Катцов, Б. Н. Порфирьев (ред.), Росгидромет, М., 450 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008а. т. I. Изменения климата. М., Росгидромет, 227 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008б. т. II. Последствия изменений климата. М., Росгидромет, 288 с.

Павлова В. Н., 2010. Анализ и оценка влияния климатических условий последних десятилетий на урожайность зерновых культур в земледельческой зоне России, в сб. Проблемы экологического мониторинга и продуктивности экосистем, т. XXIII, с. 215–230.

Павлова В. Н., 2013. Агроклиматические ресурсы и продуктивность сельского хозяйства России при реализации новых климатических сценариев в XXI-ом веке, Труды ГГО, вып. 569, с. 20–37.

Павлова В. Н., Сиротенко О. Д., 2012. Наблюдаемые изменения климата и динамика продуктивности сельского хозяйства России, Труды главной геофизической обсерватории, СПб, вып. 565, с. 132–151.

Павлючук М. В., Демкин В. И., Яшина Н. В., 2000. Вредоносность клопа вредная черепашка (*Eurygaster integriceps* Put.) в зависимости от биоэкологических зон ареала ее распространения в Ставропольском крае. В кн.: Защита и карантин растений, сборник научных трудов, Ставрополь, с. 19–23.

Павлюшин В. А., Сухорученко Г. И., Фасулати С. Р., Вилкова Н. А., 2009. Колорадский жук: распространение, экологическая пластичность, вредоносность, методы контроля, Приложение к журналу: Защита и карантин растений, № 3, 32 с.

Павлюшин В. А., Вилкова Н. А., Сухорученко Г. И., Нефедова Л. И., 2010. Вредная черепашка: распространение, вредоносность. Методы контроля, Приложение к журналу: Защита и карантин растений, № 1, 32 с.

Перечень карантинных объектов (вредителей растений, возбудителей болезней растений и растений (сорняков)), 2007. Приложение к Приказу Министерства сельского хозяйства от 26 декабря 2007 года № 67, 5 с.

Попкова К. В., 1972. Фитофтора картофеля. М., Колос, 175 с.

Попова А. И., 1962. Калифорнийская щитовка, М.–Л., Сельхозиздат, 77 с.

Попова Е. Н., 2011. Изменение биоклиматических показателей на территории России в последние десятилетия. В кн.: Девятое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу. Материалы рос. конф. 3–6 октября 2011 г., Томск, изд-во Аграф-Пресс, с. 64–66.

Попова Е. Н., 2014а. Возрастание саранчовой угрозы вслед за потеплением климата в России: расчетные оценки, Агро XXI, № 7–9, с. 12–15.

Попова Е. Н., 2014б. Влияние климатических изменений на расширение ареала и фенологию колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata*, Chrysomelidae, Coleoptera) на территории России, Зоологический журнал, т. 93, № 4, с. 537–548.

Попова Е. Н., Попов И. О., 2009. Вредные саранчовые на юге России и климатические факторы, влияющие на их размножение и распространение. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. XXII, М., ИГКЭ, с. 124–146.

Попова Е. Н., Попов И. О., 2013. Климатические факторы, определяющие границы ареалов вредителей и возбудителей болезней сельскохозяйственных растений, и расчетные методы оценки изменения ареалов при изменении климата. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 25, М., ИГКЭ, с. 175–204.

Попова Е. Н., Попов И. О., 2015. Потенциальные изменения климатического ареала колорадского жука на территории России и соседних стран при различных сценариях антропогенного воздействия на климат, Изв. РАН, сер. географ., № 2, (в печати).

Попова Е. Н., Семенов С. М., 2013. Современные и ожидаемые изменения границ климатического ареала колорадского жука в России и соседних странах, Метеорология и гидрология, № 7, с. 103–110.

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 962

Проблема адаптации. Научно-исследовательский отчет OXFAM, октябрь 2012. www.oxfam. org.

Растянников В. Г., Дерюгина И. В., 2009. Урожайность хлебов в России, 1795–2007, М., ИВ РАН, 191 с.

Рябова Н. В., 2011. Влияние экологических факторов на структуру и динамику численности популяции колорадского жука в условиях Кемеровской области. Диссерт. канд. биол. наук, Кемерово, 185 с.

Саранчовые вредители, 2012. Фитосанитарный мониторинг, Защита растений. Официальный сайт ФГБУ "Россельхознадзор", www.rosselhoscenter.ru/index.php/.../231-saranchovye-vrediteli

Селянинов Г. Т., 1928. О сельскохозяйственной оценке климата, Труды по с.-х. метеорологии, вып. 20, с. 169–178.

Сергеев М. Г., 2007. Итальянская саранча на юго-востоке Западной Сибири: вероятно нарастание численности, Защита и карантин растений, № 10, с. 38–39.

Сергеев М. Г., 2010. Вредные саранчовые России и сопредельных регионов: прошлое, настоящее, будущее, Защита и карантин растений, № 1, с. 18–22.

Сергеев М. Г., Лачинский А. В., 2007. Вредные саранчовые: мировой обзор, Защита и карантин растений, № 11, с. 24–28.

Сергеев М. Г., Копанева Л. М., Рубцов И. А. и др. 1995. Сибирская кобылка (*Aeropus sibiricus* L.). Новосибирск, Наука, 176 с.

Сиротенко О. Д., Павлова В. Н., 2010. Новый подход к идентификации функционалов погода–урожай для оценки последствий изменений климата, Метеорология и гидрология, № 2, с. 92–100.

Сиротенко О. Д., Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2007. Современные климатические изменения теплообеспеченности, увлажненности и продуктивности агросферы России, Метеорология и гидрология, № 8, с. 90–103.

Сиротенко О. Д., Клещенко А. Д., Черняков Б. А., Павлова В. Н., 2010. Адаптация сельского хозяйства России к меняющимся погодно-климатическим условиям, сб. докладов научно-практической конференции ТСХА, с. 39–46

Сиротенко О. Д., Клещенко А. Д., Павлова В. Н., Абашина Е. В., Семендяев А. К., 2011. Мониторинг изменений климата и оценка последствий глобального потепления для сельского хозяйства, Агрофизика, № 3, с. 31–39.

Сиротенко О. Д., Абашина Е. В., Павлова В. Н., 2013. Динамика климатообусловленных изменений теплообеспеченности, увлажненности и продуктивности земледельческой зоны России, Труды ФГБУ "ВНИИСХМ", вып. 38. с. 41–53.

Слобожанина Е. А., 2002. Биологические особенности колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say.) в условиях Курганской области и обоснование мер борьбы с ним. Диссерт. канд. с.-х. наук, Курган, 166 с.

Смирнов А. Н., 2010. Оценка стратегий размножения и поддержания жизнеспособности оомицета *Phytophthora infestans* в связи с современными методами защиты картофеля и томата от фитофтороза. Диссерт. докт. биол. наук, Москва, 433 с.

Спиглазова С. Ю., Левитин М. М., 2004. Болезни сельскохозяйственных культур. *Phytophthora infestans* (Mont.) de Bary. – Фитофтороз картофеля. В: Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения, А. Н. Афонин, С. Л Грин. Н. И. Дзюбенко, А. Н. Фролов (ред.), http://www.agroatlas.ru.

Справочник карантинных фитосанитарных зон на территории Российской Федерации на 1 января 2010 г., 2010. М., МСХ РФ, Госинспекция по карантину растений РФ, ВНИИ карантина растений, 287 с.

Столяров М. В., 2000. Проблема массовых размножений стадных саранчовых на юге России на рубеже столетий, в кн.: Актуальные вопросы биологизации защиты растений, М. С. Соколов, Е. П. Угрюмов (ред.), Пущино, с. 94–100.

Столяров М. В., 2005. Некоторые особенности прогнозирования динамики численности стадных саранчовых. Надолго ли затихает их размножение? Защита и карантин растений, № 1, с. 38–41.

Столяров М. В., 2007. Особенности мониторинга стадных саранчовых и противосаранчовых

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 963

кампаний на юге России, Защита и карантин растений, № 4, с. 40–43.

Сторчевая Е. М., 1999. О влиянии погодно-климатических условий центральной зоны садоводства Краснодарского края на численность и вредоносность яблонной плодожорки *Laspeyresia pomonella* L. (*Lepidoptera*, *Tortricidae*). В кн.: Прогноз развития метеоситуаций на ближайшие десятилетия XXI века и реакция на них сельскохозяйственных культур. Материалы межрегиональной научно-практической конференции, Краснодар, 23 марта 1999 г., Краснодар, с. 61–63.

Сторчевая Е. М., Прах С. В., 2003. Биологические особенности калифорнийской щитовки в изменяющихся погодно-климатических условиях. В кн.: Оптимизация породно-сортового состава и систем возделывания плодовых культур, Краснодар, с. 373–375.

Страшная А. И., Максименкова Т. А., Чуб О. В., 2011. О сроках сева озимых культур в условиях изменения климата и их прогнозирование в Приволжском федеральном округе, Труды Гидрометцентра России, вып. 347, с. 190–206.

Страшная А. И., Максименкова Т. А., Чуб О. В., 2013. Оперативное агрометеорологическое обеспечение аграрного сектора экономики России в условиях изменения агроклиматических ресурсов, Труды ФГБУ "ВНИИСХМ", вып. 38, с. 21–40.

Удалов М. Б., Беньковская Г. В., 2011. Популяционная генетика колорадского жука: от генотипа до фенотипа, Вавиловский журнал генетики и селекции, т. 15, № 1, с. 156–172.

Фасулати С. Р., 2007. Изучение адаптивной изменчивости вредителей для экологизации систем защиты растений на примере колорадского жука, Информационный бюллетень ВПРС МОББ, СПб, с. 246–250.

Филиппов А. В., 2005. Фитофтороз картофеля, Защита и карантин растений, № 4, с. 74–91.

Хлопунова Л. Б., 2004. Болезни сельскохозяйственных культур. *Phytophthora infestans* de Bary A. – фитофтороз (бурая гниль плодов томата). В: Агроэкологический атлас России и сопредельных стран: экономически значимые растения, их вредители, болезни и сорные растения, А. Н. Афонин, С. Л Грин, Н. И. Дзюбенко, А. Н. Фролов (ред.), http://www.agroatlas.ru.

Цыпленков Е. П., 1970. Вредные саранчовые насекомые в СССР, Л., Колос, 272 с.

Чумаков А. Е., Захарова Т. И., 1990. Вредоносность болезней сельскохозяйственных культур. М., Агропромиздат, 126 с.

Шамилов А. С., 2011. Американская белая бабочка и система защитных мероприятий в очагах ее массового размножения. Автореф. диссерт. канд. биол. наук, М., 22 с.

Шутова Н. Н., 1973. Экологические условия существования калифорнийской щитовки *Quadraspidiotus perniciosus* (Comst.) в СССР, Труды Центральной научно-исследовательской лаборатории по Карантину растений, вып. 1: Калифорнийская щитовка – *Quadraspidiotus perniciosus* (Comst.), М., с. 20–27.

Экономический анализ влияния изменения климата на сельское хозяйство России: национальные и региональные аспекты (на примере производства зерна. Научно-исследовательский отчет OXFAM, апрель 2013 г. http://grow.clicr.ru.

Эколого-географические последствия глобального потепления климата XXI века на Восточно-Европейской равнине и Западной Сибири, 2011. Н. С. Касимов, А. В. Кислов (ред.), МГУ, Географический факультет, М., 493 с.

Ясюкевич В. В., Попова Е. Н., Гельвер Е. С., Ривкин Л. Е., 2007. Влияние климатических факторов на формирование ареала колорадского жука (*Leptinotarsa decemlineata* Say). В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 21, СПб, Гидрометеоиздат, с. 348–379.

Ясюкевич В. В., Давидович Е. А. 2010. Влияние наблюдаемого и ожидаемого изменения климата на распространение насекомых. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 23, СПб, Гидрометеоиздат, с. 316–333.

Ясюкевич В. В., Давидович Е.А., Титкина С.Н., Попова Е. Н., Ясюкевич Н.В. 2011. Изменения климата во второй половине XX века – начале XXI века и связанные с ними изменения потенциального ареала колорадского жу-

OD-2-1-3n 12/9/14 6:22 PM Page 964

ка (*Leptinotarsa decemlineata* Say). В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 24, СПб, Гидрометеоиздат, с. 354–370.

Ясюкевич В. В., Титкина С. Н., Попов И. О., Давидович Е. А., Ясюкевич Н. В., 2013. О формировании вторичного ареала американской белой балочки (*Hyphantria cunea* Drury, Arctiidae, Lepidoptera) в России и соседних странах в XXI веке. В кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 25, М., ИГКЭ, с. 458–484.

Brown M. E., de Beurs K. M., Marshall M., 2012. Global phenological response to climate change in crop areas using satellite remote sensing of vegetation, humidity and temperature over 26 years, Remote Sensing of Environment, vol. 126, pp. 174–183.

Coakley S. M., Scherm H., Chakraborty S., 1999. Climate change and plant disease management, Annual Review of Phytopathology, vol. 37, pp. 399–426.

Climate Change 2007, 2007a. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averty K. B., Tignor M., Miller H. L., (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.

Climate Change 2007, 2007b. Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Parry M. L., Canziani O. F., Palutikof J. P., van der Linden P. J., Hanson C. E., (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 976 p.

Climate Change: Impact on Agriculture and Costs of Adaptation, 2009. International Food Policy Research Institute, Washington, D.C. Update October 2009, 19 p. http://www.ifpri. org/sites/default/files/publications/pr21.pdf

Diffenbaugh N. S., Field C. B., 2013. Changes in Ecologically Critical Terrestrial Climate Conditions, Science, vol. 341, pp. 486–492.

Donner L. J., Wyman B., Hemler R. S., et al., 2011. The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component AM3 of the GFDL Global Coupled Model CM3, Journal of Climate, vol. 24. no. 13. pp. 3484–3519.

Lobell D. B., Schlenker W., Roberts J. C., 2011a. Climate trends and global crop production since 1980. Science express, www.sciencexpress. org/5 May 2011/.

Lobell D. B., Schlenker W., Roberts J. C., 2011b. Supporting online material for Climate trendsand global crop production since 1980. www.sciencemag.org/cgi/content full/science.1204531/DC1

Pau S., Wolkovich E. M., Cook B. I., Davies T. J., Kraft N. J. B., Bolmgren K., Betancourt J. L., Cleland E. E., 2011. Predicting phenology by integrating ecology, evolution and climate science, Global Change Biology. vol. 17, no. 12. pp. 3633–3643.

Reilly J. at al., 1996. In Impacts, Adaptation and Mitigation of Climate Change, Contribution of Working Group I to the Second Assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R. T Watson, M. C. Zinyowera, R. H. Moss (eds.), (Cambridge Univ, Press, Cambridge,).

Rienecker M. M., Suarez M. J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J. et al., 2011. MERRA – NASA's Modern-Era Retrospective, Anal. Res. Appl., J. Climate, 24, pp. 3624–3648.

Schimmelpfennig D., Lewandrowski J., Reilly J., Tsigas M., Parry I., 1996. Agricultural adaptation to climate change: Issues of Long run-sustainability, An Economic Research Service Report, pp. 1–57.

Special Report on Emission Scenarios, 2000. N. Nakicenovich et al., (eds), A special report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 599 pp.

Tchebakova N. M., Parfenova E. I., Luzanova G. I., Soja A. J., 2011. Agroclimatic potential across central Siberia in an altered twenty-first centure, Environ. Res. Lett., 6 (2011).

Trouvelot B., 1936. Le doryphore de pomme de terre en Amqrique du Nord, Ann. Epiphyt., N. S., vol. 1, pp. 277–336.

OD-2-1-3n 12/15/14 5:59 PM Page 965

Глава 6.8 ЛЕСНОЕ ХОЗЯЙСТВО

Б. Г. Шерстюков

Л. М. Битков

6.8.1. Введение

Леса России занимают 70% территории ее суши и являются важным природным комплексом страны. По данным Глобальной оценки лесных ресурсов ФАО ООН (ГОЛР-2010) общая площадь лесов мира составляет 4033060 тыс. га (по методике ФАО в понятие “лес” не входят заросли кустарников и городские леса). Десять наиболее богатых лесными ресурсами стран располагают 67% общей площади лесов. Российская Федерация является лидером по площади лесов – 809090 тыс. га, или 21.1% общей площади лесов мира. (Леса и лесные ресурсы Российской Федерации. http://www.rosleshoz.gov.ru/docs/other/77/1.pdf 19.11.2013)

Леса России обладают не только значительными лесными ресурсами, но и мощным биосферным и средозащитным потенциалом. Он сказывается, по крайней мере, на всем Северном полушарии.

По разным оценкам изменения климата могут оказывать как позитивное, так и негативное воздействие на лесную растительность и на лесное хозяйство. Под лесным хозяйством понимают, обычно, систему мероприятий, направленных на воспроизводство и выращивание лесов, охрану их от пожаров, вредителей и болезней, регулирование лесопользования, контроль за использованием лесных ресурсов, обследование и учет лесов (Энциклопедия лесного…, 2006). Далее рассматриваются последствия современного потепления и произошедших изменений других характеристик климата, включая параметры его экстремальности, для собственно продуктивности лесов, а также для распространения климатозависимых инфекционных и неинфекционных болезней леса.

6.8.2. Информация, представленная в ОД_РФ-1

В первом оценочном докладе Росгидромета (Оценочный доклад…, 2008) в части лесного хозяйства рассматривалось только влияние экстремальных проявлений изменяющихся климатических условий, сопровождающихся лесными пожарами.

Климатическим фоном, способствующим возникновению лесных пожаров, является установившаяся на длительное время сухая и жаркая погода. Однако первопричиной около 70% лесных пожаров – нарушение людьми правил пожарной безопасности в лесу. Прямые потери от лесных пожаров (стоимость сгоревших и поврежденных древостоев, лесной продукции и др.), например, в 2004 г. составили почти 20 млрд руб. Число учтенных лесных пожаров в России в конце XX–начале XXI века увеличилось. Число суток в году с пожароопасностью “высокой и больше” заметно увеличилось, особенно в центре ЕЧР, на юге Западной Сибири и Дальнего Востока. При сохранении наблюдаемых тенденций изменения климата России в дальнейшем произойдет как увеличение числа дней с пожароопасной обстановкой высокой интенсивности, так и пожароопасной обстановкой средней интенсивности.

Лесные пожары являются главной природной причиной потерь в лесном хозяйстве, однако также значительный ущерб наносят неблагоприятные погодные условия, насекомые и болезни леса. Учитывая, что лесные пожары главным образом зависят от погодных условий, а пагубная роль болезней и насекомых усиливается в годы, когда лес ослаблен неблагоприятными погодными условиями, роль погоды и климата в жизни леса является исключительно важной. Изменения климата или изменения его структуры (экстремальность) отражаются на продуктивности лесов и на лесном хозяйстве в целом.

6.8.3. Климатические условия как фактор продуктивности лесов

Лес выполняет важные для человека функции: древесно-эксплуатационные (заготовка древесины и других видов лесного сырья) водоохранные (регулирование водного режима рек, озер, водохранилищ и других водных объектов, накопление запасов подземных вод и т. д.), защитные (защита различных объектов и территорий от неблагопри-

OD-2-1-3n 12/15/14 5:59 PM Page 966

ятных природных или антропогенных воздействий), санитарно-гигиенические (микроклиматические условия для здоровья людей в городских поселениях и в природных зонах) и другие.

Современное потепление климата сопровождается изменениями многих метеорологических характеристик, имеющих важное значение в жизни леса и в выполнении его функций.

Продуктивность леса в заданный период времени оценивается количеством различных ресурсов, произведенных лесом за этот определенный период времени на единице площади, а также эффективностью выполнения им в соответствующий период экологических функций.

Биологическая продуктивность – это количество биомассы, произведенной лесом за определенный период времени на единице площади. Древесная продуктивность – количество древесины, произведенной насаждением за определенный период на единице площади. Как отмечено в работе (Карпачевский и др., 2009), леса России преимущественно бореального типа, имеют низкую биологическую продуктивность.

Комплексная продуктивность – это совокупная биологическая и экологическая продуктивность участка леса. Экологическая продуктивность леса оценивается способностью леса выполнять экологические функции в определенный период (Федеральное агентство лесного хозяйства. http://www.rosleshoz.gov.ru/).

Под “потенциальной продуктивностью” понимается максимально возможная продуктивность для данных климатических и почвенных условий. Климатологические методы определения продуктивности основаны на зависимости потенциальной продуктивности от климатических факторов. Обычно несколько гидротермических показателей климата путем арифметических операций комбинируют в один комплексный показатель, называемый климатическим индексом прироста, который связывают с годичным приростом древостоя.

Годичный прирост древесины для древостоев отдельно взятой древесной породы в одинаковом возрасте и при одинаковой обеспеченности влагой определяется годовой суммой среднесуточных значений активной температуры независимо от географического района (Лосицкий, Чуенков, 1973). Для более точных расчетов учитывают, что фотосинтез происходит только в часы солнечного сияния, и поэтому вводят поправку на длительность солнечного сияния. В высоких широтах продолжительность светлого времени суток больше чем в низких. Региональные особенности солнечного сияния влияют на сумму активных температур фотосинтеза вегетационного периода многих растений, но для леса поправку обычно не учитывают. Сумма активных температур определяет потенциальную продуктивность древостоя.

Если за единицу обеспеченности теплом принять 100°С · сут, то в среднем по всем лесным районам России для разных древесных пород потенциальная продуктивность в расчете на эту единицу оказалась равной: для сосны 0.18–0.22 м^3, для ели 0.24–0.30, для дуба 0.14–0.19, для березы 0.16–0.19, для осины 0.22–0.2 м^3. Выявленная закономерность позволяет выполнять примерную расчетную оценку изменения продуктивности древостоев при климатическом изменении термического режима.

Климат в значительной степени определяет границы распространения и характер лесной растительности. Северная граница леса, как правило, совпадает с изотермой средней температуры июля +10°С. Минимальное количество осадков, необходимое для произрастания леса, в большинстве случаев составляет примерно 100 мм в год; оно существенно зависит от температуры.

В лесном хозяйстве климат характеризуют, обычно, следующими показателями (Сенов, Грязькин, 2006):

1. Продолжительность вегетационного периода – устанавливается по числу суток со среднесуточной температурой в приповерхностном слое не менее +5°С в почве и +10°С в воздухе. Этот показатель варьирует от 80–100 сут в северной тайге до 120–130 сут в южной.

2. Сумма активных температур (среднесуточных значений температуры воздуха не меньших 10°С) за вегетационный период. В лесной зоне она изменяется от 900 до 2500°С · сут.

3. Количество атмосферных осадков за год (или за вегетационный период). В таежной зоне оно варьирует от 600 до 300 мм в год.

4. Радиационный баланс в кДж/см^2 в год (50 в северной тайге и 170 в лесостепи).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 967

Приведенные показатели определяют сложившиеся границы распространения и характер лесной растительности, а изменение показателей теоретически создает предпосылки для смещения этих границ, однако древесная растительность в возрасте, при котором она имеет значение для лесного хозяйства, может сформироваться на новом месте за гораздо большее время, чем тот интервал лет, на котором произошли современные изменения климата. Запаздывание ответной реакции древостоя лишком велико.

6.8.4. Негативные факторы в жизни леса

Существует несколько основных негативных факторов в жизни леса. В результате естественных процессов и антропогенных воздействий ежегодно леса усыхают или погибают от пожаров, насекомых и болезней, промышленных выбросов и прочих факторов. За последние 20 лет в Российской Федерации ежегодно усыхает в среднем около 300 тыс. га лесных насаждений.

На рис. 6.8.1 показано изменение по годам площади погибших лесных насаждений в Российской Федерации по данным работы (Каткова, 2010) за 1992–2008 гг. и далее по данным (Федеральная служба государственной статистики http://www.gks.ru/free_doc/new_site/business/sx/les2.htm)

На рисунке 6.8.1 видно, что по годам наблюдаются существенные колебания общей площади погибших лесов. Это объясняется межгодовыми вариациями горимости лесов, вспышками воздействия вредителей и болезней леса, неблагоприятными климатическими аномалиями (Каткова, 2010). Все эти факторы имеют выраженный климатобусловленный компонент.

Проявления рассмотренных неблагоприятных воздействий часто принимают характер стихийного бедствия. За период 1995–2007 гг. большая часть погибших насаждений расположена в многолесных и труднодоступных районах Сибирского и Дальневосточного федеральных округов. При этом интенсивность гибели насаждений в целом по РФ колебалась от 0.22 до 1.27 га погибших древостоев на каждую тыс. га покрытой лесом площади. По данным за 1992–2012 гг. (Федеральная служба государственной статистики http://www.gks.ru/free_doc/new_site/business/sx/les2.htm) максимальная интенсивность усыхания наблюдалась в 2005 г., сравнимые величины были в 2000 г. и 2010 г. и определялась в основном лесны-

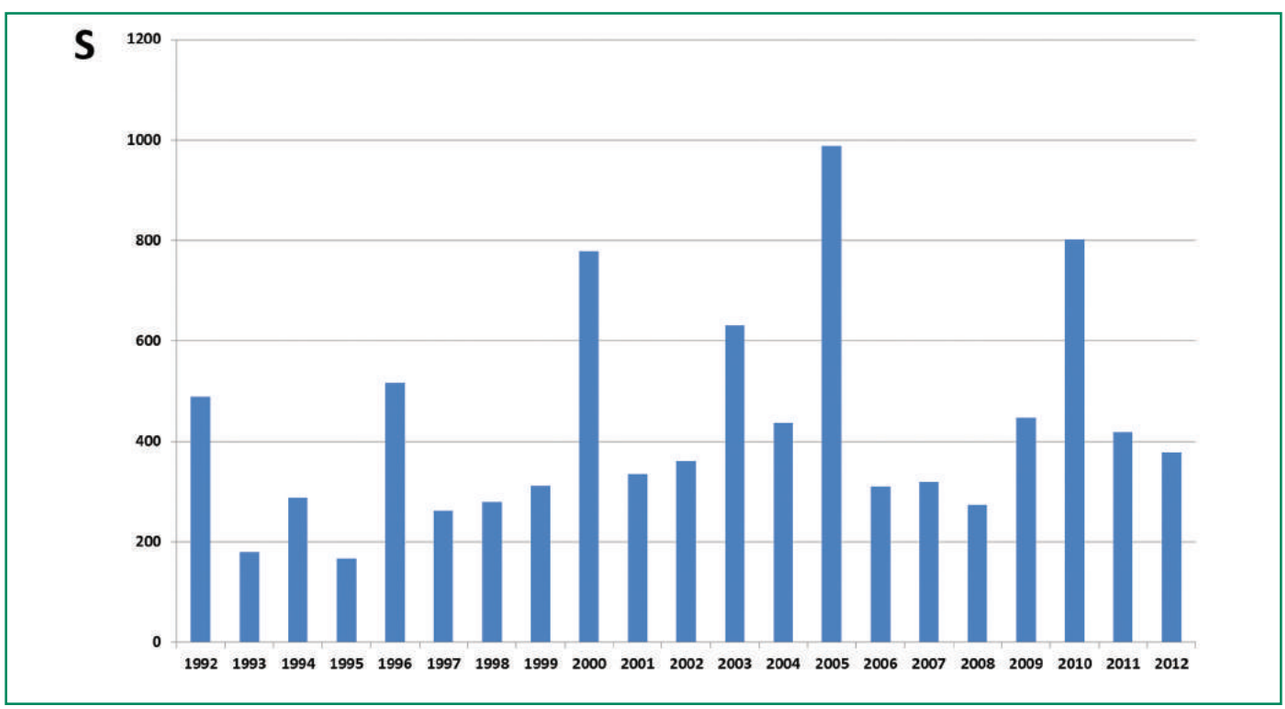


Рис. 6.8.1. Площадь погибших лесных насаждений в РФ (тыс. га).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 968

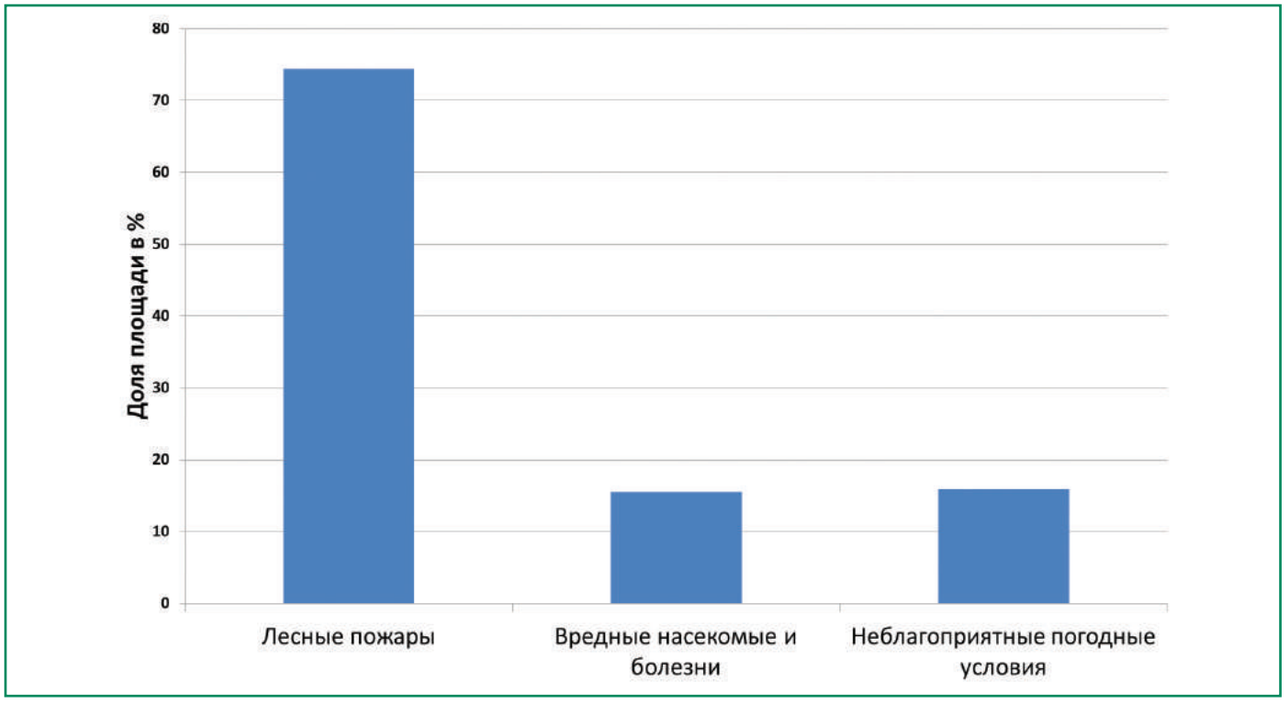


Рис. 6.8.2. Площадь погибших по разным причинам лесов в РФ за 1992–2008 гг., % (Каткова, 2010).

ми пожарами и воздействием неблагоприятных погодных условий.

На рис. 6.8.2 видно, что из всех погибших лесов за период 1992–2008 гг. больше всего древостоев погибло от пожаров 74.3%. За последние десять лет 2003–2012 гг. от пожаров погибло 2531.6 тыс. га насаждений, что составило около 60% от площади всех усохших древостоев за этот период.

Особым был 2010 год. Неблагоприятное воздействие на состояние лесов в 2010 г. оказывали: погодные и почвенные условия, болезни, прочие непатогенные абиотические факторы, вредные насекомые, пожары и антропогенные факторы (рис. 6.8.3) (Ефремов и др., 2012).

В 2010 году наибольшее влияние оказали пожары (58.7%). От них наиболее пострадали леса Рязанской области (121.6 тыс. га), Республики Марий Эл (72.8 тыс. га), Забайкальского края (59.1 тыс. га), Московской (19.8 тыс. га) и Воронежской областей (17.0 тыс. га).

Вторая по значимости причина гибели насаждений (25.3%) – неблагоприятные погодные и почвенные условия – это, прежде всего, повреждения ураганными ветрами. Наиболее пострадали от этого фактора леса Вологодской (76.3 тыс. га), Новгородской (57.0 тыс. га), Ярославской (44.9 тыс. га) и Ленинградской (46.3 тыс. га) областей (Ефремов и др., 2012)

Воздействие других факторов, из которых наиболее значительным было повреждение насекомыми и поражение болезнями, проявилось на незначительной площади.

Гибель насаждений в 2000–2009 годах увеличилась почти в 1.5 раза по сравнению с предыдущим периодом: если с 1990 по 1999 г. от различных факторов в РФ погибло 3 017.6 тыс. га насаждений, то с 2000 по 2009 г. – около 4 347.8 тыс. га. Общая площадь лесных насаждений, погибших в 2010 г., по данным лесопатологического мониторинга с учетом дистанционных наблюдений (ФБУ “Рослесозащита), составила 1392.6 тыс. га. Это в 7 раз превышает показатели 2009 г.

По последним данным (Оценка влияния природных и антропогенных факторов на состояние лесов за 2012 год. ФБУ “Российский центр защиты леса” http://www.rcfh.ru/16_08_2013_8b4d9.html) в 2012 году удельная площадь земель лесного фонда, покрытых лесной растительностью, усохшая от всех причин гибели древостоев составила в целом по России 0.47 га/тыс. га.

В таблице 6.8.1 приведены сведения о погибших насаждениях отдельно по причинам, вызвав-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 969

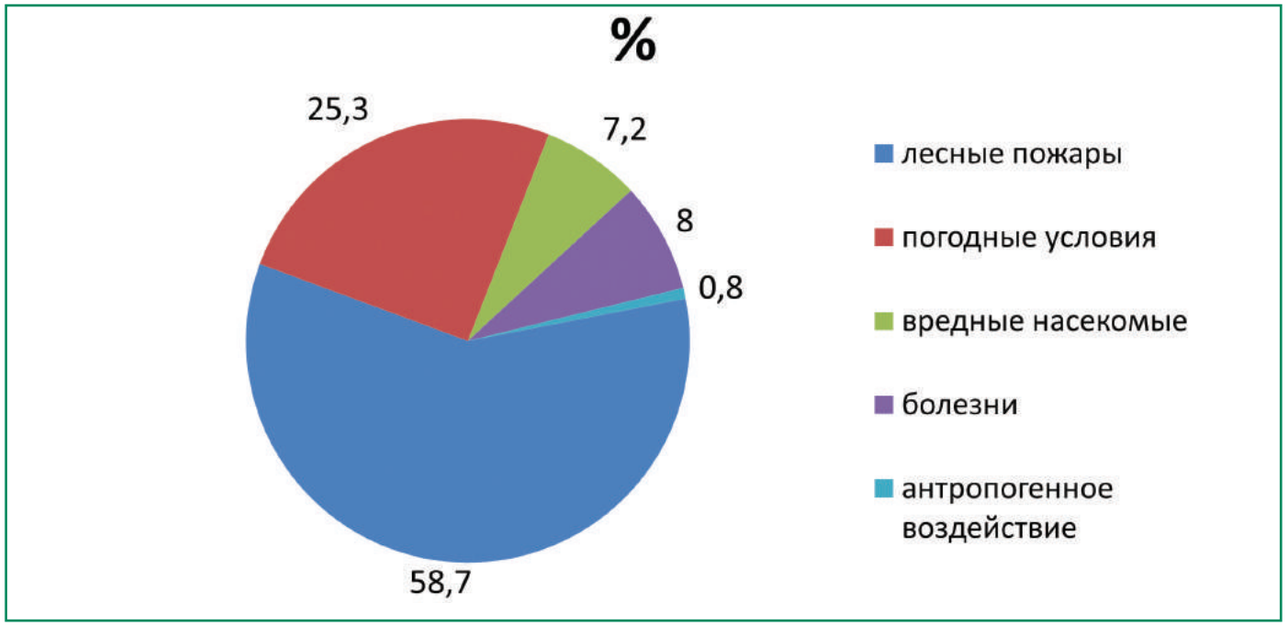


Рис. 6.8.3. Доля площадей лесов, погибших в России по разным причинам в 2010 г., %.

Таблица 6.8.1. Площади погибших насаждений по разным причинам за 2012 год по данным (Оценка влияния природных и антропогенных факторов на состояние лесов за 2012 год. ФБУ "Российский центр защиты леса" http://www.rcfh.ru/16_08_2013_8b4d9.html)

Федеральный округ	Погибшие насаждения (числитель – всего, га; знаменатель – удельная гибель	В том числе по причинам, га/%						
		Лесные пожары	Повреждения насекомыми	Неблагоприятные погодные условия и почвенно-климатические факторы	Болезни леса	Повреждения дикими животными	Антропогенные факторы	Промышленные выбросы
Центральный	53268	22477	20269	4654	5795	29	44	–
	2.53	42.2	38.0	8.7	10.9	0.1	0.1	
Северо-Западный	62323	18698	298	41255	1063	–	1009	–
	0.73	30.0	0.5	66.2	1.7	1.6	–	
Приволжский	33323	9567	7698	13321	2435	3	299	–
	0.9	28.7	23.1	40.0	7.33	–	0.9	–
Южный	1878	984	–	870	870	10	2	–
	0.85	52.4		46.4	0.6	0.5	0.1	
Северо-Кавказский	268	2	–	220	46	–	–	–
	0.18	0.7		82.1	17.2			
Уральский	31009	27046	516	2301	1003	4	139	–
	0.46	87.21.7	7.4	3.2	–	0.5		
Сибирский	159189	137611	3223	2776	12916	–	2644	19
	0.59	86.5	2.0	1.7	8.1		1.7	
Дальневосточный	24616	14377	89	3042	7078	–	30	–
	0.08	58.4	0.4	12.4	28.7		0.1	
Всего	**365874**	**230762**	**32093**	**68439**	**30348**	**46**	**4167**	**19**
	0.47	**63.1**	**8.8**	**18.7**	**8.3**	–	**1.1**	–

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 970

шим их усыхание по федеральным округам и по стране в целом.

Удельная площадь погибших насаждений оценивается относительно площадей покрытых лесной растительностью в регионе. Наибольшее значение этого показателя в 2012 году отмечено в насаждениях Центрального и Приволжского федеральных округов 2.53 и 0.93 соответственно.

Усыхание лесов в 2012 году было выявлено практически во всех регионах страны от Калининградской области до Чукотского автономного округа. Площади погибших насаждений составляли от нескольких гектаров (Краснодарский край, Курская область, Ямало-Ненецкий автономный округ) до десятков тысяч гектаров (Красноярский и Забайкальский края, Иркутская и Ленинградская области).

Общая площадь погибших лесных насаждений в 2012 году составила 365.9 тыс. га. Наибольшие площади усыхания, как и в предыдущие годы, выявлены в Сибирском и Дальневосточном федеральных округах на площади 183.8 тыс. га, что составляет 50.2% от всех погибших насаждений по стране. Общие размеры гибели лесов, по сравнению с 2011 годом, снизились на 10.3%, и составляют величину в 1.15 раза меньше среднего показателя за последние десять лет наблюдений (422.3 тыс. га).

6.8.4.1. Лесные пожары

Пожары являются основной причиной гибели лесов. Они возникают при длительной сухой погоде, но в более чем 90% случаев возгорание возникает по вине человека. (Энциклопедия..., 2006). Межгодовые колебания и многолетние изменения климата создают существенно различные условия для возгорания леса в разные годы в разных регионах. На рис. 6.8.4 по данным (Оценка влияния природных и антропогенных факторов на состояние лесов за 2012 год. ФБУ “Российский центр защиты леса” http://www.rcfh.ru/16_08_2013_8b4d9.html) показано изменение по годам числа возникающих лесных пожаров и площадей лесных земель, пройденных пожарами.

В целом по РФ большие площади, пройденные пожарами были в 1998, 2003, 2008–2010 и 2012 годах, в эти годы пожарами было охвачено более 2000 тыс. га леса. За рассмотренный период наблюдается тенденция увеличения числа очагов возгораний в XX веке и уменьшение числа возгораний в годы наступившего XXI века. При этом

Рис. 6.8.4. Число лесных пожаров (тыс.) и лесная площадь (тыс. га), пройденная пожарами, на территории РФ в 1985–2012 гг.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 971

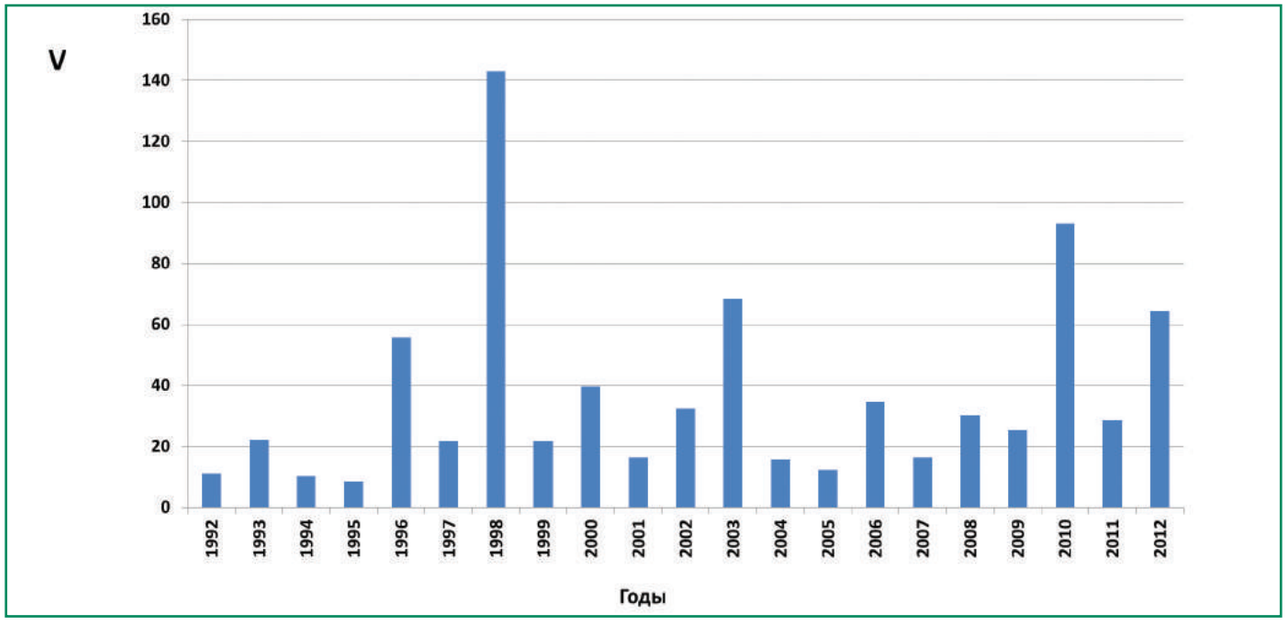


Рис. 6.8.5. Количество леса, сгоревшего на корню на территории РФ, млн м^3 (Федеральная служба государственной статистики. http://www.gks.ru/free_doc/new_site/business/sx/les2.htm).

на всем интервале не наблюдается уменьшения лесной площади, пройденной огнем.

Различают площади лесных земель пройденных пожарами и площади выгоревшего леса. Особенности рельефа, водные преграды и направление ветра создают условия, при которых выгорает не весь лес, иногда остаются острова леса незатронутого огнем. Потери леса оценивают объемом сгоревшей древесины. На рис. 6.8.5 показано количество сгоревшего леса в единицах объема по годам.

В целом на территории РФ наибольшие потери леса наблюдались 1998, 2003, 2010 и 2012 годах. В эти годы выгорало более 60 млн м^3 леса.

За 2012 год от лесных пожаров погибло 230.8 тыс. га лесов, что составляет 63.1% площади всех усохших насаждений по стране. По сравнению с 2011 годом площади насаждений, погибших от лесных пожаров, снизились на 8.9 тыс. га. Сложившаяся величина усыхания от этих факторов на 9.7% меньше средних значений за последние десять лет (253.2 тыс. га). За 2012 год от лесных пожаров больше всего погибло древостоев в Республике Саха (453.2 тыс. га), в Забайкальском крае (421.7 тыс. га) краях и в Иркутской области (176.2 тыс. га).

В 2012 году гибель насаждений от лесных пожаров выявлена в 66-ти субъектах страны от Псковской области до Чукотского автономного округа. В древостоях пяти федеральных округов (Центральный, Южный, Уральский, Сибирский и Дальневосточный) воздействия этих причин послужили основным фактором усыхания насаждений этих регионов. В тридцати четырех территориальных образованиях страны лесные пожары были преобладающими факторами в усыхании древостоев. В 7-ми регионах Российской Федерации, в труднодоступных насаждениях Сибирского и Дальневосточного федеральных округов, воздействие лесных пожаров явилось единственной причиной гибели насаждений. От воздействия пожаров наиболее пострадали леса Сибирского федерального округа (137.6 тыс. га или около 60% от всех погибших насаждений по стране). В древостоях этого округа выявлены максимальные объемы усыхания от лесных пожаров – Красноярский (73.1 тыс. га) и Забайкальский (35.6 тыс. га) края. (Оценка влияния природных и антропогенных факторов на состояние лесов за 2012 год. ФБУ “Российский центр защиты леса” http://www.rcfh.ru/16_08_2013_8b4d9.html)

Древесные породы имеют разную пожаростойкость. В порядке убывания пожаростойкости можно перечислить: лиственница, сосна, кедр, пихта, ель. У лиственных пород по пожаростой-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 972

кости осина превосходит березу. Светлохвойные светолюбивые породы заметно превосходят по пожаростойкости темнохвойные теневыносливые виды – ель, пихту и даже кедр. Под влиянием пожаров формируются растительные комплексы, более устойчивые к воздействию огня. Таким образом, происходит определенная стабилизация структуры лесного фонда в пределах конкретного лесного массива (Мартынов и др. 2008).

6.8.4.2. Экстремальные погодные условия

Неблагоприятными погодными условиями для леса являются экстремальные условия погоды. При поиске корреляционных зависимостей годичного прироста от параметров среды необходимо учитывать то обстоятельство, что величина ответной реакции деревьев на внешнее воздействие определяется как суммарным действием всех факторов, так и очень часто действием одного из них, который является в текущий момент времени лимитирующим. Растения повреждаются низкими и высокими температурами.

Низкие температуры приводят к образованию морозобойных трещин. Поздними весенними заморозками повреждаются хвоя и листья, побеги текущего года, цветы. Отмечаются случаи массового повреждения растений весной в период таяния снега – выжимание корней чередующимися ночными морозами и дневными оттепелями. За счет многократного образования в почве кристаллов льда и поднятия почвы (ночью), а при наступлении теплой погоды – таяния льда и опускания почвы, корни растений выталкиваются на поверхность почвы. Страдают от этого в первую очередь молодые растения на глинистых и суглинистых почвах.

Экстремально высокие положительные температуры также имеют отрицательные последствия для леса. Особенно сильно они проявляются на фоне недостатка влаги. Высокая температура вызывает ожег коры, опал шейки корня, наносит вред древесным растениям в любом возрасте. (Сенов и др., 2006).

Таким образом, усиление экстремальности климата может неблагоприятно сказываться на состоянии деревьев.

Проведенные ежегодные наблюдения с 1970 г. за усыханием дубовых древостоев в Центрально-Черноземном государственном природном биосферном заповеднике имени В. В. Алехина (расположен на территории Курской области) показали его обусловленность климатическими аномалиями отдельных лет (Рыжков, Рыжкова, 2000). Выявлено три года с экстремальными погодными условиями вегетационных периодов 1992-й, 1994-й и 1999-й, в течение которых наблюдалось существенное увеличение текущего отпада стволов главной породы. Основной причиной ослабления дубрав по мнению исследователей явились засухи, нередко сопровождающиеся вспышками размножения листогрызущих насекомых. В отмеченные годы за летние месяцы выпало минимальное количество атмосферных осадков: 1992 г. – 67.1 мм, 1994 г. – 153.5 мм, 1999 г. – 142.9 мм. По данным работы (Рыжков, и др., 2001), больше всего пострадали дубовые леса упомянутого заповедника в годы с сочетанием летних и осенних засух. Пагубным по своим последствиям была летняя засуха 1972 г. Установлена достоверная связь между отпадом стволов дуба и минимумами осадков и максимумами температур воздуха в конце каждого вегетационного периода, особенно с сентябрьскими показателями (Рыжков, Рыжкова, 2000).

Таким образом, на функционировании дубравных сообществ в наибольшей степени сказываются экстремальные проявления климатических факторов, в частности летние и осенние засухи в сочетании с поздними весенними заморозками (Рыжков и др., 2001).

6.8.4.3. Вредные насекомые и болезни

Известны случаи, когда гибель лесов от насекомых и болезней в несколько раз превышала потери от пожаров. Массовые усыхания еловых насаждений от короедов неоднократно наблюдались в Западной Европе и России на фоне засух. Известны многочисленные примеры, когда короед-типограф буквально опустошал еловые леса Швеции, Норвегии, Германии, некоторых регионов России. Уничтожению подвергались в первую очередь леса, пораженные патогенными грибами (опенком, корневой губкой и др.), а также пострадавшие от ураганов (Маслов, 2010).

Неинфекционные болезни леса, вызываются недостатком или избытком воды, нарушениями

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 973

режима питания, недостатком кислорода в почве, воздействием слишком высокой или низкой температуры, недостатком света, наличием в воздухе или почве ядовитых веществ и многими другими причинами. Под действием этих факторов происходит усыхание деревьев, отставание в росте, хлороз (бледно-желтая или белесая окраска листьев или хвои), пожелтение, побурение или засыхание листьев и хвои. Иногда возникают ожоги и отлуп коры, морозобойные раны, происходит искривление и отмирание побегов.

Инфекционные болезни растений вызываются грибами, бактериями, вирусами или цветковыми растениями-паразитами. Часто инфекционное заболевание развивается на фоне предварительного ослабления или повреждения растений неинфекционными процессами. Например, морозобоины и ожоги коры могут явиться первопричиной развития инфекционных некрозов и раковых заболеваний стволов, или из-за механических повреждений в рану может попасть возбудитель инфекционной болезни (Энциклопедия…, 2006). Таким образом, воздействие вредных насекомых и болезней на лес в значительной мере провоцируется экстремальными погодными условиями.

Таким образом, три из четырех негативных факторов (лесные пожары, экстремальные погодные условия, вредные насекомые и болезни) в жизни леса связаны с погодными условиями каждого года. Роль многолетних средних климатических условий в жизни леса несколько иная.

6.8.5. Реакция леса на изменения климата

Несмотря на то, что климатические условия являются одним из важнейших условий жизни леса, вопрос о влиянии современных изменений климата на продуктивность леса остается до конца не решенным. Однонаправленные изменения климата и продуктивности лесных растений часто без достаточных оснований связывают между собой. В настоящее время в Евразии в южной тайге почти исчезли дубравы, деградируют пихтарники. В Европе ухудшается состояние ельников, что отчасти связано и с промышленным загрязнением атмосферы. Проявляется и обратное влияние леса на климат. Вырубка лесов на большой площади приводит к изменению газового состава и влажности атмосферы, уменьшению водности рек, изменению водного режима почвы.

Д. Г. Замолодчиков отмечает, что в научной литературе уже накоплен ряд натурных свидетельств по изменениям древесно-кустарниковой растительности в ряде регионов вблизи северной границы распространения леса (Замолодчиков, 2011). Однако имеющейся информации пока недостаточно, чтобы делать надежные выводы о масштабах и значимости данных процессов на уровне крупных регионов.

В работе (Демаков, Смыков, 2009) проведен анализ изменений параметров сосновых лесов Республики Марий Эл за период с 1953 по 2007 гг. Показано, что их площадь за это время увеличилась в 1.21 раза (на 79.3 тыс. га), а общий и удельный запас стволовой древесины – в 2.06 и 1.70 раза (на 38.34 млн м^3 и 67.4 м^3/га соответственно). Высказано предположение, что одной из причин столь существенного увеличения производительности древостоев является, в частности, увеличение концентрации CO_2 в атмосфере.

Современное изменение климата выражается, в первую очередь, в повышении среднемесячных температур. При этом в наземных экосистемах происходит ускорение минерализации детрита. Следствием повышения интенсивности деструкционных процессов в почве является снижение запаса углерода в соответствующем пуле сухостоя и валежа. Другим следствием является увеличение количества азота почвы в форме, доступной для растений, что, в свою очередь, способствует росту продуктивности древостоев, поскольку данный фактор является лимитирующим в большинстве экосистем бореальных лесов (Федорец, Бахмет, 2003; Bobbink et al., 2010).

В ряде работ утверждается, что данные наблюдений пока не позволяют идентифицировать явные ответные реакции лесных экосистем на наблюдающиеся изменения климата. В некоторых работах отмечается запаздывание реакции лесных экосистем на климатические изменения. Запаздывание ответной реакции древостоя может составлять от десятков до сотен лет (Ваганов, 1996).

Оценка влияния флуктуаций климата, возраста и густоты древостоев на величину годичного прироста в высоту деревьев усложняется поиском не только вида метеорологического фактора

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 974

(температура, сумма осадков, ГТК, продолжительность солнечного сияния и т. д.), наиболее сильно влияющего на величину годичного прироста деревьев, но и времени его воздействия (месяц или сезон года). Необходимо учитывать, что физиологические процессы у деревьев, оказывающие влияние на годичный прирост, протекают в течение всего года, в том числе и в зимний период. Задача усложняется наличием инерционности ответных реакций деревьев на изменения условий среды (после климатогенного стресса деревья не могут сразу дать прирост, адекватный сложившимся благоприятным погодным условиям) и неоднородностью ценопопуляций древесных растений, различающихся по величине отклика на флуктуации климата (Демаков, Исаев, 2009; Демаков и др., 2010).

В работе (Демаков, Сафин, 2009) показано, что в Марий Эл с середины 1970-х годов во многих биотопах началось возрастание годичного прироста деревьев сосны, особенно четко выраженное в экстремальных условиях их произрастания (на олиготрофных болотах, в сухих и свежих борах). Существенным образом повысился за последние 50 лет и запас древостоев во всех группах возраста, за исключением спелых и перестойных. Особенно сильно повысился запас стволовой древесины в березняках. Увеличение производительности древостоев в Марий Эл зафиксировали в средневозрастных и приспевающих мезотопных сосняках, которое произошло, несмотря на значительный отпад деревьев, достигавший за десятилетие 23.4–53.9% по числу стволов; отпад был обусловлен активной деятельностью смолевки. Однако, авторы работы (Демаков, Сафин, 2009) утверждают, что повышение производительности лесов Марий Эл во второй половине XX столетия нельзя объяснить изменением климата. Они обращают внимание на то, что теплее становятся только зимние месяцы, особенно февраль. Временной тренд показателя теплого периода года фактически отсутствует. Годичные флуктуации температуры воздуха во все месяцы года во много раз перекрывают величину временного тренда: размах колебаний составляет 12.3°C для зимних месяцев и 6.0°C для летних.

На рис. 6.8.6 видно, что запас стволовой древесины возрастал на фазе временного похолодания климата с 1953 по 1973 год, а затем на фазе интенсивного потепления оставался постоянным до середины 1990-х годов. График демонстрирует, что производительность древостоев в Республике Марий Эл слабо зависит от температуры.

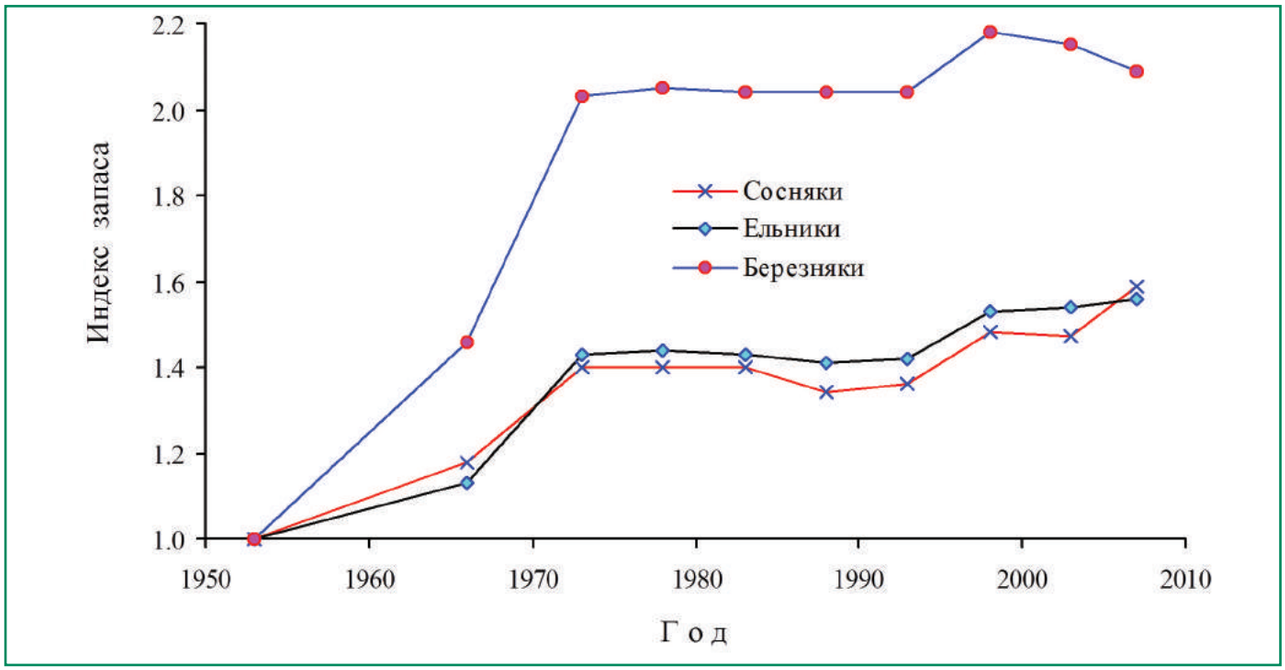


Рис. 6.8.6. Изменение запаса стволовой древесины в сосняках, ельниках и березняках, м^3/га; средневозрастных древостоев в Республики Марий Эл относительно уровня 1953 года (Демаков, Сафин, 2009).

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 975

Сумма осадков и гидротермический коэффициент также имеют тенденцию к небольшому возрастанию. Однако годичные флуктуации значений этих показателей значительно перекрывают величину тренда. Определенное влияние оказывает и лесохозяйственная деятельность. Так, объем отпуска древесины по всем видам пользования уменьшился за это время в 4.6 раза (с 4.55 до 0.99 млн м^3). Особенно резко снизился объем заготовки древесины при рубках главного пользования. Неблагоприятное воздействие лесосек на окружающие насаждения продолжается очень длительное время и пока еще слабо изучено.

В ряде работ показано, что за последние полвека существенно повысилась продуктивность средневозрастных и приспевающих древостоев основных лесообразующих пород в ряде регионов России, в частности в Марий Эл (Демаков, Сафин. 2009) однако авторы этой работы утверждают, что произошло это не за счет изменений климата, а за счет других факторов, роль которых остается пока малоизученной.

В обобщающей работе (Удра. 1988) представлены обоснованные расчеты миграционных возможностей основных лесоообразователей Европы. Например, чтобы продвинуться на 100 км в северном направлении при потеплении климата дубу потребуется более 10 тыс. лет (продвижение менее 10 метров в год), а хвойным видам деревьев для продвижения на юг при похолодании климата – от 1 до 7 тыс. лет. В связи с этим О. В. Смирнова с соавторами (Восточноевропейские леса..., 2004; Смирнова, Турубанова, 2003) отметили явное несоответствие между миграционными возможностями растений и рядом опубликованных гипотез о быстрых смещениях (в пределах одного века) границ лесного биома на сотни километров (см., например, Чебакова, 2006).

В работе (Назимова и др., 2010) отмечено наличие в лесных экосистемах бореальной области Сибири обратных связей, препятствующих внешним воздействиям и поддерживающих лес в устойчивом состоянии вблизи границ его климатического ареала. К близким выводам пришел Л. М. Битков (Битков, 2007) по результатам исследований состояния ельников, произрастающих вблизи южной границы их ареала на ЕЧР (Калужская область). Ельники на длительном историческом этапе, несмотря на повышение температуры воздуха в XX столетии и участившиеся засухи, несмотря на наблюдающиеся в некоторые годы усыхания ельников, в целом, при отсутствии бессистемных антропогенных воздействий, не сдают свои позиции в местах, эволюционно вошедших в состав экологической ниши ели европейской.

В зарубежных публикациях приводятся противоречивые сведения о смещении северной границы леса в разных регионах в связи с потеплением климата. Исследование (Harsch et al., 2009) показало, что глобально только 52% всех лесных границ продвинулись к северу за последние 100 лет, а во многих районах границы леса даже отступили к югу (Cherosov et al., 2010).

Авторы работы (Демаков и др., 2009), изучая тенденции глобального изменения климата на территории Республики Марий Эл, пришли к выводу, что наблюдаемое за последние полвека повышение продуктивности средневозрастных и приспевающих древостоев основных лесообразующих пород Марий Эл произошло не за счет изменения климата.

Все это заставляет предположить, резюмирует О. В. Смирнова (Смирнова и др. 2003), что именно антропогенная деятельность, а не динамика климата является основным фактором изменчивости границ восточноевропейских широколиственных лесов.

Изменения структуры лесов возможно при долговременных пессимальных (критических) климатических условиях, если они приведут к деградации основных зональных лесообразующих видов деревьев. В экологии известно такое явление, как экологическая валентность – способность видов живых организмов переносить колебания воздействия негативных факторов среды. Формируется некоторый интервал значений негативных факторов, в котором сохраняется нормальная жизнедеятельность живых организмов. Варьирование климатических факторов, которое не смещает на длительное время климатические параметры за пределы зоны нормальной жизнедеятельности основных зональных лесообразователей, не способно инициировать перемещение лесообразователей из своей зоны в другую. Кроме того, для смещения необходимо более длительное время, чем годы наблюдаемых современных изменений климата.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 976

Условия жизни леса определяется многими факторами, каждый из которых подвержен долгопериодным изменениям, поэтому, несмотря на большое значение климата, колебания в жизни леса не всегда связаны с колебаниями климата.

Дендрологические исследования показали, что в течение двадцатого века в северной части сибирской тайги рост деревьев хорошо коррелировал с повышением летних температур (Briffa et al., 2008). Некоторые изменения являются существенными, например, удвоение биомассы деревьев в северной Норвегии с 1957 года (Tommervik et al., 2009). Однако, по данным моделирования границ леса при различном климате на Европейском севере, не получено доказательства смещения границ вечнозеленых лесов под влиянием современных изменений климата (Wolf et al., 2008; Wramneby et al., 2010). Подробнее об изменении границ биомов и дендрологических свидетельствах изменения климата см. главу 4 раздела 4.

Приведенные в настоящем разделе материалы показывают, что устойчивой связи характеристик роста и продуктивности деревьев с изменениями климата пока выявить не удается, хотя некоторые специальные погодные индексы показывают, что изменения климата создают потенциальные условия для изменения структуры и продуктивности лесов.

6.8.6. Перспективная оценка потенциальной опасности лесных пожаров в XXI веке при изменении климата

Существенным климатозависимым лимитирующим фактором в жизни леса являются лесные пожары. Оценки будущего климата на основе физико-математического моделирования показывают, что в условиях существующих сценариев развития мирового хозяйства потепление климата будет продолжаться в обозримом будущем. Наряду с повышением температуры воздуха в приповерхностном слое будут наблюдаться изменения всех других параметров климатической системы, которые могут отразиться на метеорологических условиях горимости леса. В работе (Шерстюков, Шерстюков мл., 2013) предложен метод расчета числа пожароопасных дней за теплое полугодие, исходя из значений средней месячной температуры и месячной суммы осадков, с помощью уравнения линейной регрессии. Тем самым предполагается, что экстремальные температурно-влажностные условия в атмосфере, способствующие лесными пожарами, удовлетворительно (хотя и косвенно) описываются этими гидрометеорологическими величинами.

В этом разделе будущий климат XXI века описывается среднемодельным климатом по группе моделей АН_31 (Катцов, Говоркова, 2013). Пространственное разрешение – 1° × 1°. Климат характеризуется – среднемесячными значениями температуры и месячными суммами осадков. Характеристики климата были подготовлены и предоставлены нам ГГО им. А. И. Воейкова для условий двух сценариев антропогенного воздействия на климатическую систему: RCP4.5 (умеренный сценарий) и RCP8.5 (экстремальный сценарий).

Исходя из этих оценок будущего климата, с помощью упомянутого выше уравнения линейной регрессии для территории России были вычислены оценки ожидаемого числа пожароопасных дней для четырех временных периодов (срезов) XXI века (Шерстюков, Шерстюков мл., 2013): 2011–2030 гг.; 2034–2053 гг. и 2028–2047 гг. (RCP4.5 и RCP8.5 соответственно); 2041–2060 гг., 2080–2099 гг.

На карты-схемы выводились значения отклонений $D = N - N_0$ среднего ожидаемого для данного временного среза числа пожароопасных суток N от среднего числа N_0 пожароопасных суток за базовый период 1981–2000 гг.

В условиях экстремального сценария RCP8.5 в 2011–2030 гг. заметные изменения числа дней с индексом Нестерова $G > 1000$, по сравнению с нормой 1981–2000 гг., произойдут почти на всей ЕЧР, в Западной Сибири и на юге Восточной Сибири (увеличение – до 9 сут). На некоторых обширных территориях число пожароопасных суток в теплом сезоне увеличится на 10–19 (см. рис. 6.8.7).

В условиях умеренного сценария оценки оказались практически идентичными. Это означает, что на первом временном интервале 2011–2030 гг. различия в сценариях изменения климата не сказываются на оценках пожароопасности.

В 2028–2047 гг. в условиях экстремального сценария RCP8.5 (рис. 6.8.8) и в условиях умеренного сценария RCP4.5 среднее число пожаро-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 977

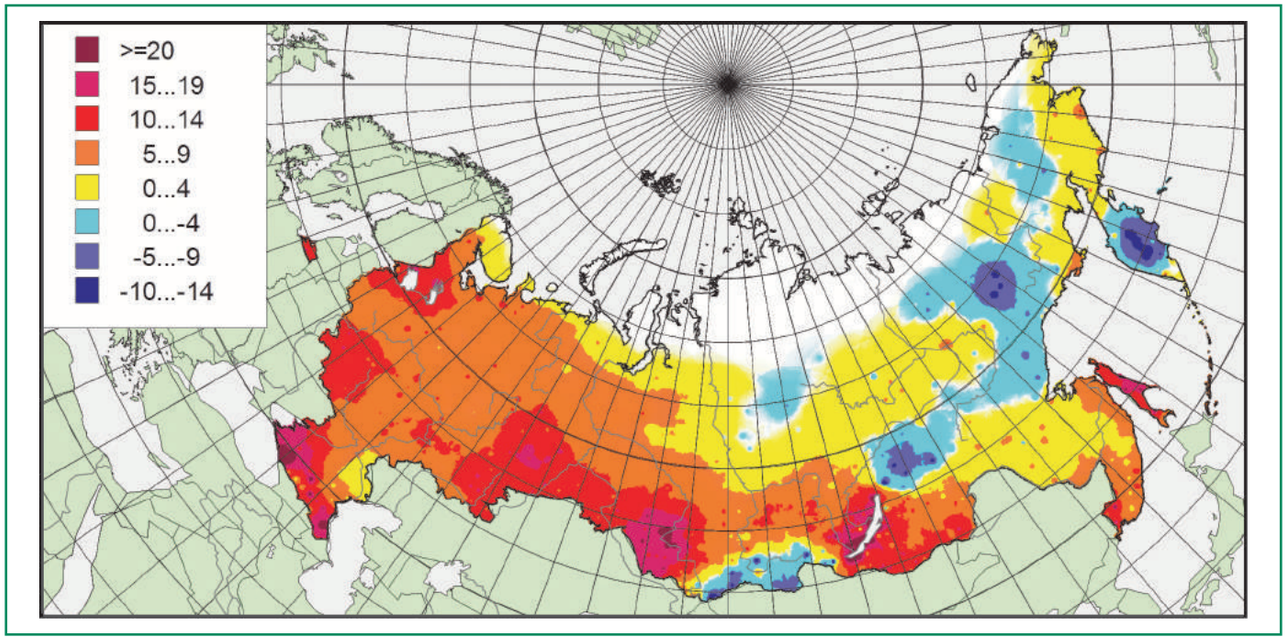


Рис. 6.8.7. Перспективная оценка изменения среднего числа пожароопасных суток (с индексом Нестерова $G > 1000$) в мае–сентябре в 2011–2030 гг. по сравнению с нормой за 1981–2000 гг. в условиях сценария RCP8.5.

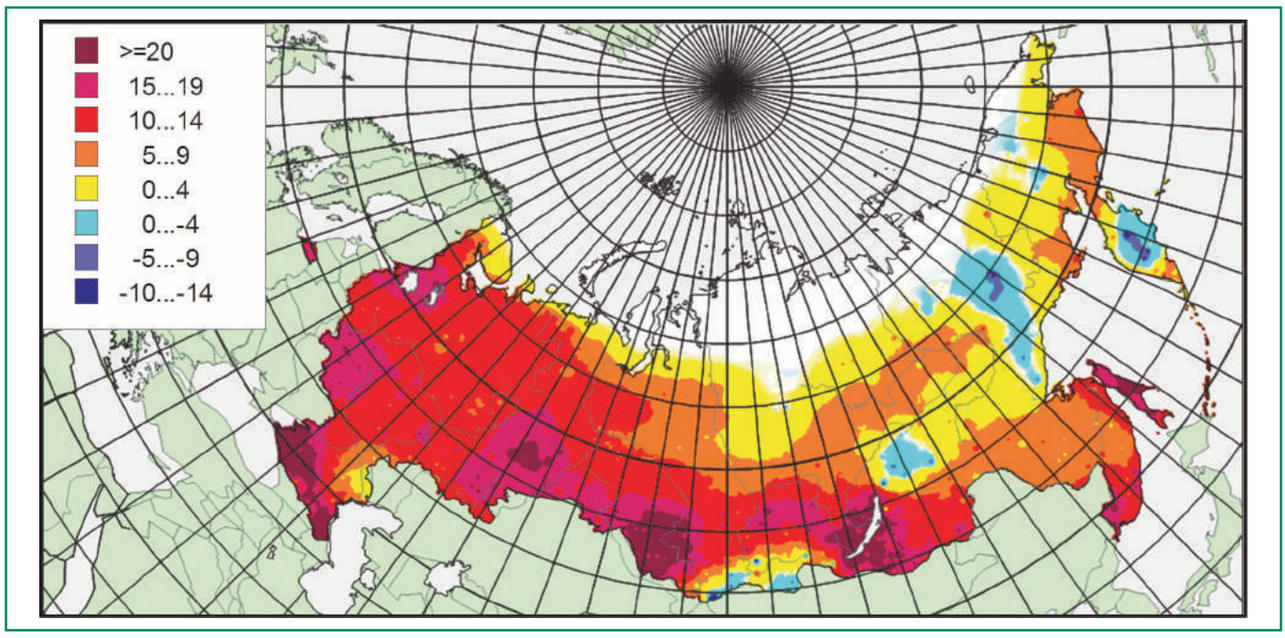


Рис. 6.8.8. Перспективная оценка изменения среднего числа пожароопасных суток (с индексом Нестерова $G > 1000$) в мае–сентябре в 2028–2047 гг. по сравнению с нормой за 1981–2000 гг. в условиях сценария RCP8.5. В этот период времени средняя глобальная температура превысит доиндустриальный уровень на 2°С.

опасных суток увеличится на 10–14 и более на тех же территориях, на которых в 2011–2030 гг. увеличение составило 5–9 сут.

В 2041–2060 гг. в условиях экстремального сценария RCP8.5 почти на всей ЕЧР ожидается увеличение числа пожароопасных суток на 10–14 и 15–19 суток на юге Сибири (см. рис. 6.8.9)

В условиях умеренного сценария RCP4.5 прогнозах территории с градацией увеличения числа

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 978

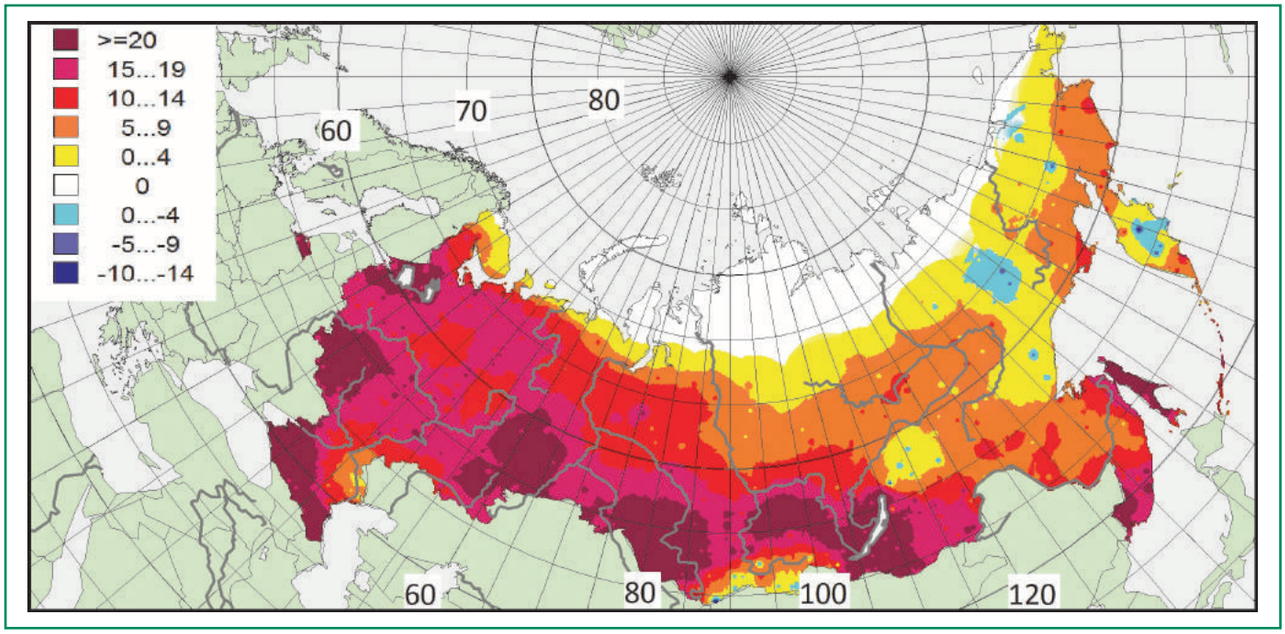


Рис. 6.8.9. Перспективная оценка изменения среднего числа пожароопасных суток (с индексом Нестерова $G > 1000$) в мае–сентябре в 2041–2060 гг. по сравнению с нормой за 1981–2000 гг. в условиях сценария RCP8.5.

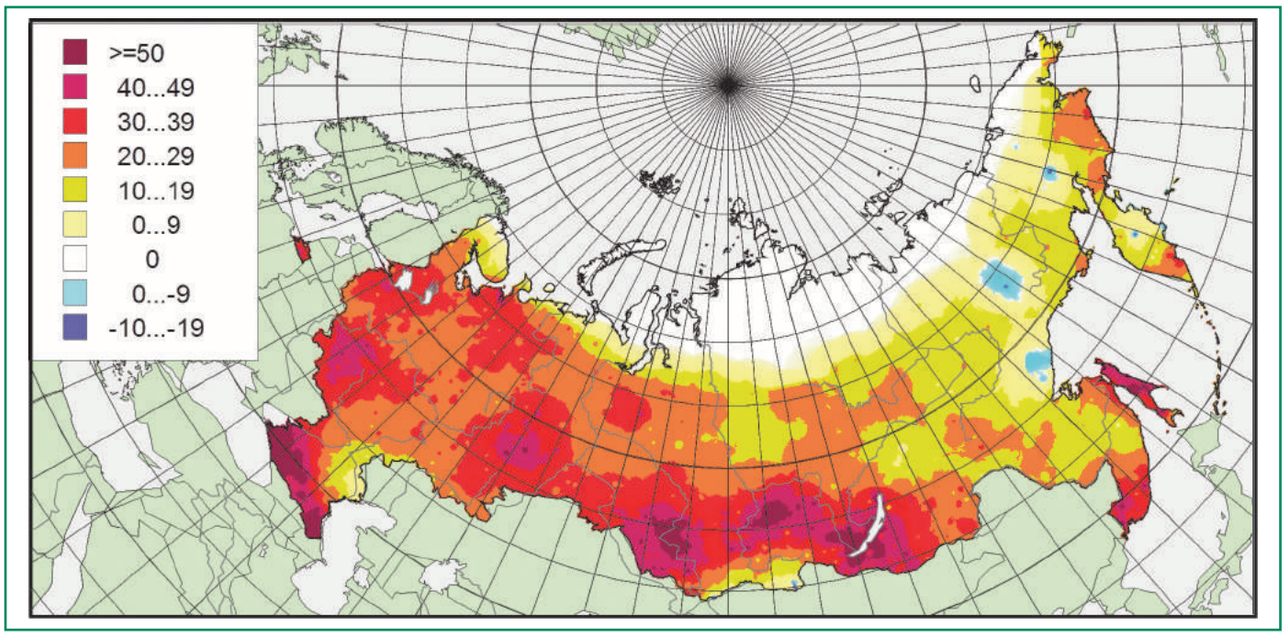


Рис. 6.8.10. Перспективная оценка изменения среднего числа пожароопасных суток (с индексом Нестерова $G > 1000$) в мае–сентябре в 2080–2099 гг. по сравнению с нормой за 1981–2000 гг. в условиях сценария RCP8.5.

пожароопасных суток на 15–19 занимают меньшие площади на карте-схеме.

В конце XXI века, в 2080–2099 гг., в условиях экстремального сценария RCP8.5 на всей ЕЧР и в Западной Сибири, и частично в Восточной Сибири ожидается увеличение числа пожароопасных суток на 20–29 (см. рис. 6.8.10). В тех же географических районах на значительных площадях число пожароопасных суток увеличится на 30–50.

В условиях умеренного сценария RCP4.5 к концу нынешнего века увеличение числа пожароопасных суток будет менее выражено (рис.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 979

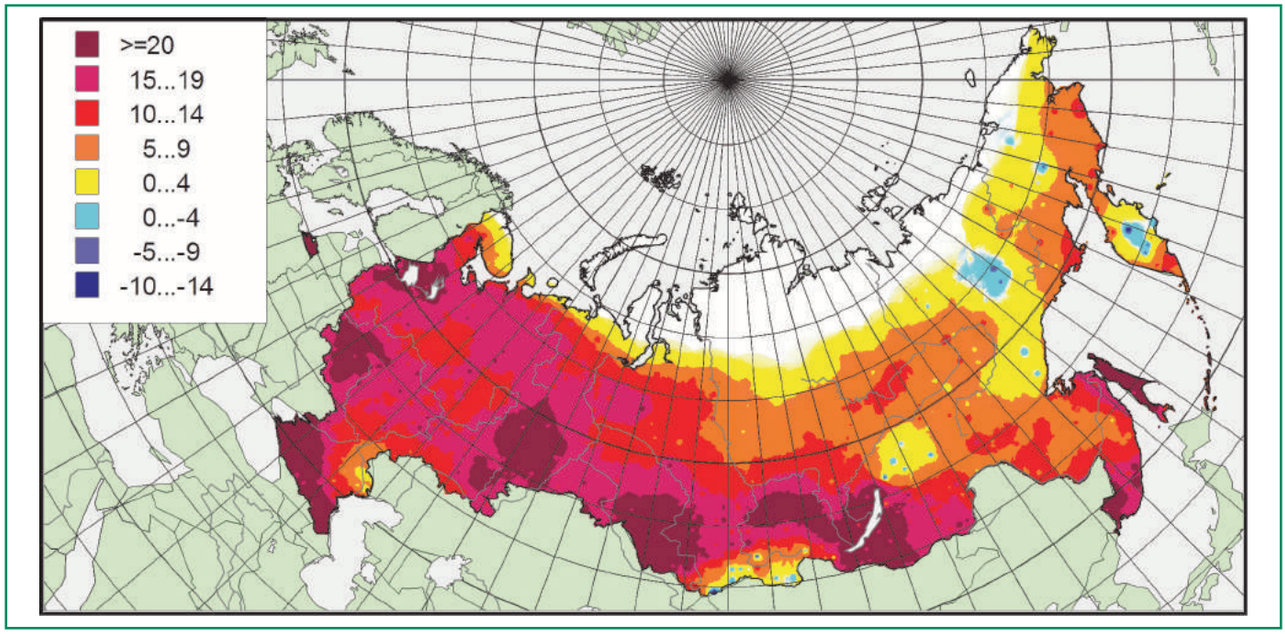


Рис. 6.8.11. Перспективная оценка изменения среднего числа пожароопасных суток (с индексом Нестерова $G > 1000$) в мае–сентябре в 2080–2099 гг. по сравнению с нормой за 1981–2000 гг. в условиях сценария RCP4.5.

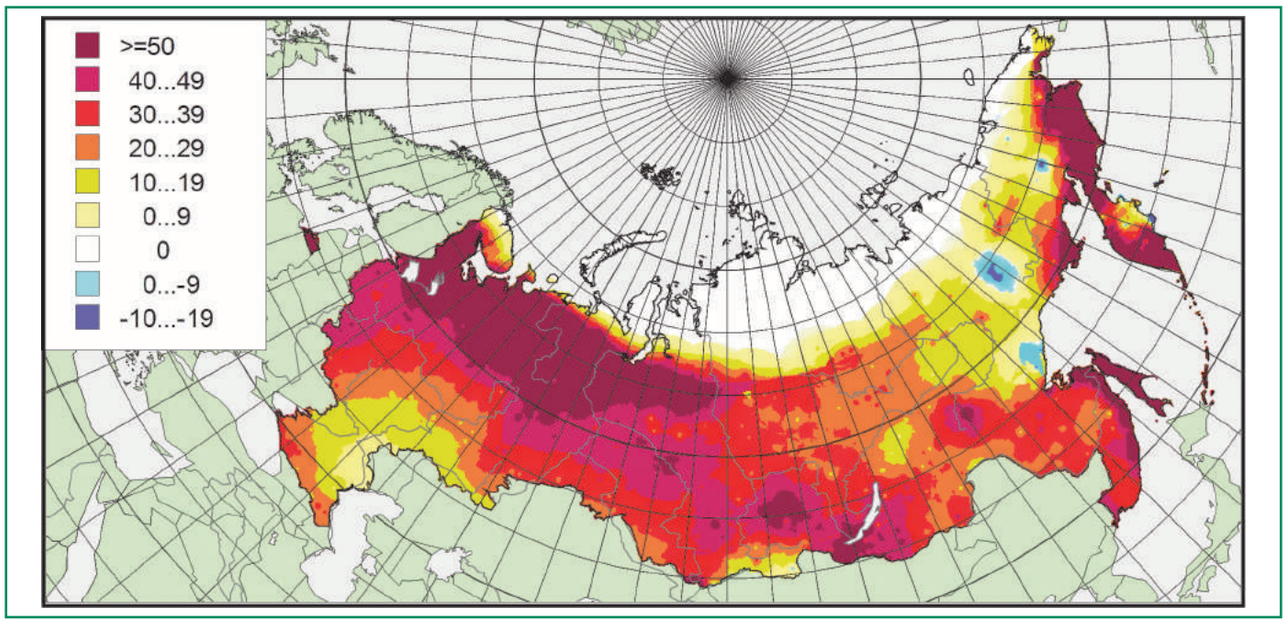


Рис. 6.8.12. Перспективная оценка относительного изменения (%) среднего числа пожароопасных суток (с индексом Нестерова $G > 1000$) в мае–сентябре в 2080–2099 гг. по сравнению с нормой за 1981–2000 гг. в условиях сценария RCP8.5.

6.8.11), чем в условиях экстремального сценария RCP8.5. Типичное увеличение составит 10–19 сут, в некоторых местах до 15–20 сут.

Для всех рассмотренных временных срезов и при обоих сценариях просматривается общая тенденция нарастания в XXI веке метеорологических предпосылок возникновения лесных пожаров почти во всех районах лесной зоны России. Различия оценок изменения пожароопасности в условиях умеренного и экстремального сценариев в первой половине XXI века не велики, но во второй половине они становятся заметными.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 980

В южных широтах России абсолютное число пожароопасных суток за теплый сезон всегда больше, чем в других широтах. Поэтому дополнительно построена прогностическая карта относительных изменений числа пожароопасных суток за теплый сезон в % от аналогичных значений в базовом периоде 1981–2000 гг., т. е. картировалась величина 100% $(N - N_0) / N_0$. На рис. 6.8.12 показана такая карта-схема для временного среза 2080–2099 гг. в условиях экстремального сценария RCP8.5.

В условиях экстремального сценария RCP8.5, в 2080–2099 гг. по сравнению с нормой за 1981–2000 гг., на преобладающей части территории России число пожароопасных суток увеличится на 20–40%. В северной половине ЕЧР, в Западной Сибири, на юге Восточной Сибири и на Дальнем Востоке число пожароопасных суток может увеличится еще больше – на 40–50%.

Согласно сведениям, приведенным в Программе Российской Федерации "Развитие лесного хозяйства на 2012–2020 годы", разработанной Федеральным агентством лесного хозяйства, в ближайшие годы в среднем площади, на которых будет гибнуть лес от пожаров, возрастут до 320 тыс. гектаров (при 240–290 тыс. гектаров в последние 20 лет). Не уменьшится и доля площади, связанная с крупными лесными пожарами (5.5–10% по количеству случаев в 2008–2010 гг.); она равна примерно 90% всей лесной площади, пройденной огнем. Ослабленный пожарами лес чаще подвергается воздействию болезней и вредителей. При сохранении существующих тенденций площадь очагов вредителей и болезней в лесах Российской Федерации к 2020 г. может удвоиться и достичь 6–7 млн га.

В службе лесного хозяйства постоянно сокращается перечень средств защиты леса от вредных организмов особенно в части экологически безопасных и эффективных биологических препаратов. Объемы мероприятий по локализации и ликвидации очагов вредных организмов в лесах на территории субъектов Российской Федерации за последние 4 года сократились почти в 10 раз. Ущерб от повреждения лесов вредителями леса составляет в среднем не менее 2300 рублей на 1 гектар (Сведения из государственной программы Российской Федерации "Развитие лесного хозяйства на 2012–2020 годы", разработанной Федеральным агентством лесного хозяйства).

6.8.7. Устойчивое управление лесами и адаптация к изменениям климата

Лесные экосистемы, являющиеся одним из основных компонентов природной среды, не только обеспечивают человека традиционными лесными ресурсами (в первую очередь древесиной), но регулируют многие протекающие в биосфере Земли процессы (Каткова, 2010). "Управление лесами" в современном понимании этого термина включает в себя управление лесным хозяйством и лесопользованием, а также управление любым воздействием на леса, связанным и не связанным с ведением лесного хозяйства и лесопользованием, влияющим на состояние и воспроизводство лесов.

Сейчас специалистами широко употребляется выражение "устойчивое управление лесами". Чаще всего этот термин подразумевает такое ведение лесного хозяйства и такой характер использования лесных ресурсов, которые позволяют сохранять и использовать не только продукцию древесины, но и экологические функции лесов, эстетическую и рекреационную ценность, биологическое и ландшафтное разнообразие. На необходимость устойчивого управления лесами было обращено особое внимание правительств на Конференции ООН по окружающей среде и развитию в Рио де Жанейро (1992 г.). Согласно "Лесным принципам", разработанным на этой конференции, "лесные ресурсы и лесные земли следует использовать так, чтобы удовлетворять социальные, экономические, экологические, культурные и духовные потребности современного и будущего поколений".

Главным и конечным продуктом управления лесами является сам лес, как совокупность экосистем, способная к выполнению широкого спектра социальных, экологических и природоохранных функций (охрана водных и воздушных ресурсов, регулирование содержания углекислоты в атмосфере, поддержание высокого естественного биологического разнообразия, сохранение зависящих от леса водных, болотных и других экосистем, обеспечение рекреаци-

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 981

онных ресурсов и др.). Получение материальной лесной (например, древесной) продукции является лишь одной из функций управления лесами, выполнение которой в ущерб другим функциям недопустимо.

Устойчивое управление лесами (УУЛ) означает развитие всех типов лесов и строгое соблюдение "лесных принципов" как серьезной гарантии сохранения биоразнообразия и предотвращения нежелательных изменений климата. Политика УУЛ должна осуществляться на основе такой системы ведения хозяйства, которая способна обеспечить сбалансированное потребление всех ресурсов леса, использование его возможностей для экономического и культурного развития человечества. Сохранение биоразнообразия является одной из основных целей УУЛ. На практике это означает поддержание сохранившихся в лесном фонде страны (региона) исторических ландшафтов, мест обитания и экологических ниш отдельных популяций и видов живых организмов, а также целых экосистем.

Устойчивое управление лесами предполагает многоцелевое, непрерывное и неистощительное использование лесных ресурсов. При этом цель ведения лесного хозяйства заключается в долговременном экономически эффективном лесопользовании.

Опыт России показывает, что концепция лесоуправления, в основе которой лежит только максимизация лесного дохода, не учитывающая поддержания средообразующих и нерыночных составляющих лесного хозяйства, может привести к необратимым изменениям ландшафтов и видового состава, к общему обеднению природной среды, уменьшению биологического разнообразия и снижению биологической устойчивости лесов (Писаренко, 2003).

В условиях наблюдаемого и возможного в будущем потепления климата необходимо, в том числе, усиление мер по охране леса от пожаров и по развитию систем слежения за пожарами и своевременному тушению очагов пожаров. Необходимо также наращивать перечень средств защиты леса от вредных организмов.

Устойчивое управление лесами должно базироваться на подготовке к различным сценариям изменения климата. Практически любой из вариантов изменения климата в будущем может создать на обширных территориях в России благоприятные условия для роста и развития одних видов растений и экстремальные условия для других видов растений. Это неизбежно приведет к перестройкам лесных биоценозов, которые надо уметь предвидеть.

Передача отдельных полномочий Российской Федерации в области лесных отношений субъектам Российской Федерации (Лесной кодекс Российской Федерации, статья 83, часть 1 http://base.consultant.ru/cons/cgi/online.cgi?req=doc;base=LAW;n=133350 обусловливает необходимость более пристального внимания к повышению эффективности использования лесов, снижению уровня их повреждения неблагоприятными факторами (прежде всего лесными пожарами), достижению требуемого качества работ по воспроизводству лесов и охране лесного фонда от незаконного использования. Кроме того, для всей территории РФ необходимо унифицировать подходы по формированию региональных органов лесного управления, организации надлежащего государственного лесного надзора и государственного пожарного надзора в лесах, а также создание надежной системы государственного учета лесов и результатов лесохозяйственной деятельности. В связи с этим требуется дальнейшее, в ряде случаев неотложное, совершенствование лесного законодательства.

Для адаптация лесного хозяйства к изменениям климата при любых сценариях антропогенного воздействия на климатическую систему необходимо разработать:

– региональные экологические шкалы лесной флоры и фауны для определения пределов "выносливости" лесных популяций, видов и экосистем к изменениям климата с целью определения критических пределов изменения климата;

– региональные лесотипологические и хронобиологические методы поддержания биологической устойчивости эдификаторов (строителей) лесов при проведении лесохозяйственных мероприятий;

– региональные методы создания сложных и смешанных насаждений после лесозаготовок с целью обеспечения взаимозаменяемости видов лесных растений при изменении климата;

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 982

– региональные методы достоверного прогноза и эффективной ликвидации (или локализации) очагов болезней, массового размножения вредных насекомых и пожаров.

6.8.8. Заключение

Лесное хозяйство существенно подвержено влиянию современного изменения климата. Оно выявляется, если учитывать параметры его экстремальности. Эффект долговременного постепенного потепления, хотя и является одним из факторов, влияющих на продуктивность древостоев, повсеместно пока не выявлен в данных наблюдений за продуктивностью.

Древостои имеют широкие диапазоны толерантности, позволяющие им без последствий переносить небольшие медленные изменения состояния внешней среды. Потепление климата теоретически создает предпосылки для смещения границ леса к северу, однако древесная растительность в возрасте, при котором она имеет значение для лесного хозяйства, может сформироваться на новом месте за гораздо большее время, чем тот интервал лет, на котором произошли современные изменения климата.

В то же время, достоверно установлено, что экстремальные погодные аномалии являются существенным негативным фактором для лесного хозяйства. Примерно 15% площадей погибшего леса является следствием прямого воздействия экстремальных погодных условий – гибель при ураганном ветре, усыхание после сильных морозов зимой и т. д. Еще примерно столько же усыхает под воздействием вредных насекомых и болезней. Следует отметить, что болезни и вредные насекомые наиболее эффективно угнетают лес, когда он ослаблен неблагоприятными экстремальными погодными условиями. Но наибольшие потери леса происходят при лесных пожарах, которые являются частым следствием продолжительной жаркой и сухой погоды. Примерно 70% от общей площади леса, погибающего в России по разным причинам, погибает от лесных пожаров.

Во всех случаях (ураганные ветры, сильные морозы, пожары, болезни и насекомые) влияние современного климата на лес происходит через изменения частоты и интенсивности экстремальных погодных условий.

Согласно существующим перспективным оценкам климата будущего, выполненным с помощью физико-математических моделей климата для XXI века, потепление климата будет продолжаться, а экстремальность климата будет увеличиваться и при умеренных, и при экстремальных сценариях антропогенного воздействия на климатическую систему.

Основываясь на таких оценках, можно предположить, что к концу нашего столетия потери лесного хозяйства, вызванные изменением климата, будут расти за счет лесных пожаров, вредных насекомых и болезней. В связи с этим необходимы масштабные мероприятия по устойчивому управлению лесным хозяйством, способные ослабить или нейтрализовать ожидаемые последствия неблагоприятные изменений климата, в первую очередь последствия экстремальных погодных условий.

6.8.9. Литература

Битков Л. М., 2007. Основы хронолесоводства: рефераты, статьи, эссе на актуальную тему. Калуга: Издательство научной литературы Н. Ф. Бочкаревой, 116 с.

Ваганов Е. А., 1996. Регистрация потепления в текущем столетии клетками годичных колец деревьев, Доклады Академии наук, т. 351, № 2, с. 281–283.

Восточноевропейские леса. 2004. История в голоцене и современность: в 2 кн. О. В. Смирнова (ред.), М.: Наука, кн. 1. 480 с.

Демаков Ю. П., Исаев А. В., 2009. Закономерности роста деревьев ели в пойме рек Большой и Малой Кокшаги, Научные труды государственного природного заповедника “Большая Кокшага”. вып. 4. Йошкар-Ола, с. 68–12.

Демаков Ю. П., Сафин М. Г., 2009. Изменение производительности лесов Марий Эл во второй половине XX века, Аграрная Россия. Специальный выпуск, с. 57–58.

Демаков Ю. П., Смыков А. Е., 2009. Динамика сосновых лесов Республики Марий Эл за последние полвека, Хвойные бореальной зоны, т. XXVI, № 2, с. 203–210.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 983

Демаков Ю. П. Исаев А. В., Медведкова Е. А., 2010. Влияние флуктуаций климата на динамику радиального прироста хвойных деревьев в пойменных лесах Марий Эл. Принципы и способы сохранения биоразнообразия: материалы IV Всеросс. науч. конф. с междунар. участием. Йошкар-Ола, МарГУ, с. 307–310.

Демаков Ю. П., Сафин М. Г., Смыков А. Е., 2009. Изменения климата и состояния лесов Марий Эл в истекшем столетии, Вестник Марийского государственного технического университета. Серия "Лес. Экология. Природопользование", вып. 2. с. 40–48.

Ефремов Д. Ф., Захаренков А. С., Копейкин М. А., Кузьмичев Е. П., Сметанина М. И., Солдатов В. В., 2012. Профилактика и меры предупреждения лесных пожаров в системе лесоуправления Российской Федерации. Е. П. Кузьмичев (ред.), М., Всемирный банк, 104 с.

Замолодчиков Д. Г., 2011. Оценка климатогенных изменений разнообразия древесных пород по данным учетов лесного фонда, Успехи современной биологии, т. 131, № 4, с. 382–392.

Карпачевский М. Л., Тепляков В. К., Яницкая Т. О., Ярошенко А. Ю., 2009. "Основы устойчивого лесоуправления". М,, Всемирный фонд дикой природы, 143 с.

Каткова Т. Е., 2010. Сохранение лесов как фактор устойчивого экологического развития, Материалы международной конференции "Лесные экосистемы в условиях изменения климата: биологическая продуктивность, мониторинг и адаптационные технологии". 28 июня – 2 июля 2010 г. Йошкар-Ола., МарГТУ. с. 44–49. url:http://csfm.marstu.net/publications.html.

Катцов В. М., Говоркова В. А., 2013. Ожидаемые изменения приземной температуры воздуха, осадков и годового стока на территории России в 21-м веке: результаты расчетов с помощью глобальных климатических моделей (CMIP5), Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, т. 569, с. 76–98.

Леса и лесные ресурсы Российской Федерации. Федеральное агенство лесного хозяйства. http://www.rosleshoz.gov.ru/docs/other/77/1.pdf 19.11.2013

Лесной кодекс Российской Федерации, статья 83, часть 1. http://base.consultant.ru/cons/cgi/online.cgi?req=doc;base=LAW;n=133350

Лосицкий К. Б., Чуенков В. С., 1973. Эталонные леса. М., Лесная промышленность, 160 с.

Мартынов А. Н, Мельников Е. С., Ковязин В. Ф., Аникин А. С., Минаев В. Н., Беляева Н. В., 2008. Основы лесного хозяйства и таксация леса. СПб., Санкт-Петрбургская государственная лесотехническая академия имени С. М. Кирова. 372 с.

Маслов А. Д., 2010. Короед-типограф и усыхание еловых лесов. М., ВНИИЛМ, 138 с.

Назимова Д. И., Царегородцев В. Г., Андреева Н. М., 2010. Лесорастительные зоны юга Сибири и современное изменение климата, География и природные ресурсы, с. 55–63.

Оценка влияния природных и антропогенных факторов на состояние лесов за 2012 год. ФБУ "Российский центр защиты леса" http://www.rcfh.ru/16_08_2013_8b4d9.html

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2008. т. II. Последствия изменений климата. М., Росгидромет. 288 с.

Писаренко А. И., 2003. О лесной политике России, Устойчивое лесопользование, № 2, с. 14–19.

Рыжков О. В., Пузаченко А. Ю., Власов А. А., Золотухин Н. И., Корольков А. К., Филатова Т. Д., 2001. Столетняя динамика климата и биоты центральной лесостепи (на примере Центрально–Черноземного заповедника и прилегающих территорий), Влияние изменения климата на экосистемы. Охраняемые природные территории России: анализ многолетних наблюдений, А. Кокорин, А. Кожаринов, А. Минин (ред.), М., 184 с.

Рыжков О. В., Рыжкова Г. А., 2000. Взаимосвязь отпада стволов дуба и древесного опада между собой и с факторами среды. Анализ многолетних данных мониторинга природных экосистем Центрально-Черноземного заповедника, Тр. Центр.-Черноземн. гос. Заповедника, Тула, вып. 16. с. 135–143.

Сенов С. Н., Грязькин А. В., 2006. Лесоведение. Санкт-Петербургский государственный лесотехнический университет. СПб., 70 с.

OD-2-1-3n 12/15/14 6:00 PM Page 984

Смирнова О. В., Турубанова С. А., 2003. Формирование и развитие восточноевропейских широколиственных лесов в голоцене, Бюлл. МОИП, отд. биол., вып. 3. с. 32–37.

Удра И. Ф., 1988. Расселение растений и вопросы палео- и биогеографии. Киев: Наук. думка, 200 с.

Федеральная служба государственной статистики. http://www.gks.ru/free_doc/new_site/business/sx/les2.htm

Федеральное агентство лесного хозяйства. http://www.rosleshoz.gov.ru/

Федорец Н. Г., Бахмет О. Н., 2003. Экологические особенности трансформации соединений углерода и азота в лесных почвах. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 239 с.

Чебакова Н. М., 2006. Возможная трансформация растительного покрова Сибири при различных сценариях изменения Климата. Автореф. дис. д-ра биол. наук. Красноярск, 60 с.

Шерстюков Б. Г., Шерстюков А. Б., 2013. Лесные пожары при потеплении климата в XXI веке, Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, т. 25. с. 300–314.

Энциклопедия лесного хозяйства, 2006. М.: ВНИИЛМ, 424 с.

Bobbink R, Hicks K., Galloway J., Sppranger T., Alkemade R., Ashmore M., Bustamante M., Cinderby S., Davison E., Dentener F., Emmett B., Erisman J.-W., Fenn M., Gilliam F., Nordin A., Pardo L., De Vries W. 2010. Global assessment of nitrogen deposition effects on terrestrial plant diversity: a synthesis, Ecological Applications, vol. 20, no. 1, pp. 30–59.

Briffa K. R., Shishov V. V., Melvin T. M., Vaganov E. A., Grudd H., Hantemirov R. M., Eronen M., Naurzbaev M. M., 2008. Trends in recent temperature and radial tree growth spanning 2000 years across northwest Eurasia.Philosophical Transactions of the Royal Society, Biological Sciences, vol. 363, no. 1501, pp. 2271–2284.

Cherosov M. M., Isaev A. P., Mironova V. I., Lytkina L. P., Gavrilyeva L. D., Sofronov R. R., Arzhakova A. P., Barashkova N. V., Ivanov I. A., Shurduk I. F., Efimova A. P., Karpov N. S., Timofeyev P. A., Kuznetsova L. V., 2010. Vegetation and human activity. In: The Far North: plant biodiversity and ecology of Yakutia. Troeva E. I., Isaev A. P., Cherosov M. M., Karpov N. S. (eds.), Springer, Berlin, Germany, pp. 261–295.

Harsch, M. A., Hulme P. E., McGlone M. S., Duncan R. P., 2009. Are treelines advancing? A global meta-analysis of treeline response to climate warming, Ecology Letters, vol. 12, no. 10, pp. 1040–1049.

http://base.consultant.ru/cons/cgi/online.cgi?req=doc;base=LAW;n=1333

Tommervik H., Bjerke J. W., Gaare E., Johansen B., Thannheiser D., 2012. Rapid recovery of recently overexploited winter grazing pastures for reindeer in northern Norway, Fungal Ecology, vol. 5, no. 1, pp. 3–15.

Wolf A., Callaghan T. V., Larson K., 2008. Future changes in vegetation and ecosystem function of the Barents Region, Climatic Change, vol. 87, no. 1–2, pp. 51–73.

Wramneby A., Smith B., Samuelsson P., 2010. Hot spots of vegetation-climate feedbacks under future greenhouse forcing in Europe, Journal of Geophysical Research D: Atmospheres, vol. 115, no. 21, pp. 1–12. doi:10.1029/2010JD014307, 2010.

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 985

ГЛОССАРИЙ

Абляция (лат. *ablatio* – удаление, отнятие) в гляциологии – уменьшение массы ледника или снежного покрова в результате таяния, испарения и механического удаления (например, его ветрового сноса) или разрушения ледника или ледникового покрова (например, отделения айсбергов).

Аградация криолитзоны, мерзлоты – расширение площади распространения, увеличение мощности и понижение температуры *многолетнемерзлых пород* (см.*) при современных климатических условиях, вызванное естественными или искусственными причинами. Проявляется в образовании криогенных форм – бугров пучения, морозобойных трещин, полигональных и структурных грунтов и др.

Агрофитоценоз – искусственное растительное сообщество, создаваемое на основе агротехнических мероприятий и постоянно поддерживаемое человеком. Например, посевы зерновых, овощных, технических и других культур.

Агроэкосистема – *экосистема* (см.), созданная с целью получения сельскохозяйственной продукции и регулярно поддерживаемая человеком.

Адаптация – приспособление к изменениям.

Адвекция воздушных масс – (от лат. *advectio* – доставка) – в метеорологии перемещение воздуха в горизонтальном направлении.

Адвекция тепла – локальное повышение температуры под влиянием горизонтального переноса: термическая адвекция с положительным знаком.

Азорский максимум (Азорский антициклон) – антициклон в субтропических и тропических широтах Атлантического океана с центром вблизи 35-й параллели, вблизи Азорских островов; зимой имеет отрог на Северную Африку, летом – на Средиземное море и южную Европу; постоянный центр действия атмосферы.

Айсберговый сток – суммарная масса льда, ежегодно откалывающегося от "материнского" покрова в прибарьерных участках и плавающего в виде ледяных гор – айсбергов. А. с. вносит наибольшие неопределенности как в реконструкцию, так и прогноз изменений оледенения и его баланса массы.

Аккумуляция (лат. *accumulatio* – накопление) – процесс или результат увеличения массы ледником за счет выпадающих атмосферных осадков на поверхность ледника, наметания снега во время метелей, падения снежных и ледяных лавин, переотложения снега со склонов гор.

Активная температура – температура воздуха или почвы, характеризующая период активной жизнедеятельности живых организмов, выше их биологического минимума.

Аллохтонное органическое вещество – вещество, поступающее в водный объект с водосбора.

Альбедо – доля солнечной радиации, отраженная поверхностью, зачастую выражаемая в процентах. Поверхности, покрытые снегом, характеризуются большими значениями альбедо; поверхности, покрытые растительностью, и океаны – малыми значениями альбедо. Альбедо Земли в целом изменяется, главным образом, в результате изменения облачности, снежного, ледяного и растительного покровов.

Аноксийные условия – условия отсутствия кислорода.

Ансамбль – в *климатических моделях* (см.) – группа параллельных модельных расчетов, используемых для прогнозных оценок климата. Вариации результатов расчета между членами ансамбля позволяют получить оценку неопределенности. Ансамбль, полученный с помощью одной и той же модели, но при разных начальных условиях, характеризует неопределенность, связанную с внутренней изменчивостью модели климата. Мультимодельный ансамбль, включающий расчеты с помощью нескольких моделей, также включает эффект модельных различий.

* При помощи указателя (см.) здесь и далее указывается на то, что толкование термина присутствует в настоящем Глоссарии. Такие термины выделяются курсивом.

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 986

Антициклоническая циркуляция – круговое движение воздуха (циркуляция) в области высокого атмосферного давления: в Северном полушарии по часовой стрелке, в Южном полушарии – против часовой стрелки.

Антропогенные выбросы – выбросы в атмосферу парниковых газов, других газовых примесей и аэрозолей, связанные с хозяйственной деятельностью человека. Они являются результатом сжигания ископаемых видов топлива, а также обезлесивания и изменения в землепользовании.

Антропогенный – обусловленный деятельностью человека.

Антропоноз – (от др.-греч. ανθρωποζ– человек, νοσοζ – болезнь), группа инфекционных и паразитарных заболеваний, возбудители которых способны паразитировать в естественных условиях только в организме человека.

Антропургический очаг (заболевания) – (от греч. *anthropurgia* – человеческая деятельность), очаг заболевания, обладающий характеристиками природного, но возникший в результате хозяйственной деятельности человека – в населенных пунктах и других антропогенных ландшафтах, при освоении ранее необжитых территорий.

Ареал – (от лат. *area* – площадь, пространство), часть земной поверхности (или акватории), в пределах которой встречается тот или иной вид (род, семейство и т. д.) живых организмов. Ареал называется сплошным, если вид встречается на всех соответствующих его жизненным требованиям (климатическим, биотическим, ландшафтно-георгафическим) местообитаниях, и прерывистым (дизъюнктивным), если между двумя или несколькими пространствами, заселенными каким-либо видом, есть промежутки настолько значительные, что любой контакт между разделенными ими популяциями вида исключен.

Аридность – сухость климата, приводящая к недостатку влаги для жизни растительных и животных организмов.

Аридный климат – сухой климат, при котором растения и животные испытывают недостаток влаги.

Арктическая зона РФ (АЗРФ) – арктическая часть территории Российской Федерации и прилегающая к ней акватория арктических морей и Арктического бассейна в границах экономической 200-мильной зоны.

Арктическая осцилляция (см. также *Арктическое колебание*)– определяет характер погоды Северного полушария в течение зимнего периода и характеризуется индексом изменения давления на уровне моря в Арктике по отношению к давлению в широтной зоне 37–45° с.ш.

Арктический диполь (АД) – система двух областей низкого и высокого атмосферного давления над Арктикой.

Арктическое колебание (АК) – первая мода разложения по эмпирическим ортогональным функциям средних месячных аномалий давления H_{1000} севернее 20° с.ш. Индекс АК характеризует градиент давления между средними широтами и полярной областью, определяя интенсивность зональной циркуляции в тропосфере и циркуляционного вихря в стратосфере.

Атлантическая междесятилетняя осцилляция – режим изменчивости температуры поверхности океана в Северной Атлантике.

Атмосфера – газовая оболочка Земли. Сухая атмосфера состоит практически целиком из азота (78.1% по объему) и кислорода (20.9%), а также ряда газовых примесей в чрезвычайно малых количествах, таких как аргон (0.93%), гелий и радиационно-активный диоксид углерода (0.037%) и озон. Кроме того, атмосфера содержит водяной пар, количество которого варьирует в широких пределах, но, как правило, составляет 1% состава смеси по объему.

Атмосферная циркуляция – совокупность движений атмосферного воздуха с пространственными масштабами более сотен километров и временными масштабами более суток.

Атмосферное обледенение – образования льда на различных объектах при отрицательной температуре воздуха и наличии влаги в атмосфере.

Атмосферные осадки – вода в жидком или твердом состоянии, выпадающая на земную поверхность из облаков. Измеряются толщиной слоя воды, эквивалентного сумме выпавших осадков (мм).

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 987

Аэрозоли – совокупность взвешенных в атмосферном воздухе твердых или жидких частиц с характерным размером от 0.01 до 10 мкм, которые могут оставаться в атмосфере, по крайней мере, несколько часов. Аэрозоли могут быть как естественного, так и антропогенного происхождения и могут воздействовать на климат двумя способами: непосредственно, путем рассеивания или поглощения радиации, и опосредованно, являясь ядрами конденсации в облаках, изменяя тем самым их оптические свойства и время "жизни".

Баланс массы ледника – разность прихода (аккумуляции) и расхода (абляции) массы снега и льда в леднике за определенное время. Положительный баланс массы ледника в течение достаточно длительного времени приводит к росту оледенения, а отрицательный – к его деградации.

Баланс углерода почв – разность между приходными статьями углерода в почве (поступление растительных остатков, корневых выделений и пр.) и его потерями, включая выделение CO_2 в результате процессов минерализации подстилки, опада и почвенного органического вещества (т. е. гетеротрофного дыхания почвы), и миграцию углерода с внутрипочвенным и эрозионным стоком.

Береговая эрозия – разрушение берегов (в результате действия прибоя и т. д.).

Биогенная нагрузка – количество биогенных веществ, поступившее в водоем за рассматриваемый интервал времени; часто дается в расчете на единицу площади акватории или объема водной массы.

Биогенные элементы – химические элементы, постоянно входящие в состав организмов и выполняющие определенные биологические функции.

Биоклиматический потенциал – агроклиматический показатель биологической продуктивности. В данной работе это – суммарный урожай агрофитоценоза за период с температурой выше 5°С.

Биологические инвазии – вторжение на какую-либо территорию или в экосистему не характерного для них биологического вида.

Биом – совокупность различных групп организмов и среды их обитания в определенной ландшафтно-географической зоне, например, в тундре, хвойных лесах, аридной зоне и т. д.

Биоразнообразие – вариабельность живых организмов из всех источников, включая, среди прочего, наземные, морские и иные водные экосистемы и экологические комплексы, частью которых они являются; это понятие включает в себя разнообразие в рамках вида, между видами и разнообразие экосистем (определение Конвенции о биологическом разнообразии).

Биоресурсы – генетические ресурсы, организмы или их части, популяции или любые другие биотические компоненты экосистем, имеющие фактическую или потенциальную полезность или ценность для человечества (определение Конвенции о биологическом разнообразии).

Биосфера – оболочка Земли, состав, структура и энергетика которой определяются совокупной деятельностью живых организмов.

Блокирующий антициклон (блокинг) – высокий малоподвижный антициклон, развивающийся в умеренных широтах; преграждает западный перенос и отклоняет траектории подвижных циклонов и антициклонов от западно-восточного направления.

Брызговое обледенение – образование льда вследствие замерзания водяных брызг.

Вегетационный период – период (часть года), в течение которого происходит рост и развитие (вегетация) растений.

Верхний распресненный слой (в Арктике) – слой воды в несколько десятков метров толщиной в Арктическом бассейне с соленостью ниже 32 psu и отрицательной температурой.

Вечная мерзлота – см. *Многолетняя мерзлота*.

Внутренняя изменчивость – см. *Изменчивость климата*.

Водные массы – большие, соизмеримые с размерами океана (моря) объемы воды, длительное время сохраняющие относительную однородность основных физических, химических и биологических характеристик, сформированных в определенных географических районах океана.

Водообеспеченность региона (бассейна) – количество возобновляемых водных ресурсов, которое приходится в год на одного жителя

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 988

(тыс. м^3) или на единицу площади (объем на 1 км^2 площади, или слой в мм).

Водосборный бассейн – площадь, с которой поверхностные воды стекают в данный водный объект.

Волна жары (холода) в некоторой географической точке – достаточно длительный период значительной положительной (отрицательной) аномалии температуры выше (ниже) некоторого заданного уровня.

Восточно-атлантическое колебание (ВАК) – шестая мода разложения по эмпирическим ортогональным функциям полей H_{1000}.

Выводной ледник – быстро движущийся поток льда, через который происходит основной расход льда с данного ледосборного бассейна наземного *ледникового щита* (см.). Залегает в скальной долине, в краевых частях обычно отмеченной выходами скал. Может выходить за пределы ледниковых щитов и пересекать краевые возвышенности. При впадении в морские бассейны может питать *шельфовый ледник* (см.) или распадаться на айсберги.

Высота границы питания ледника – линия, разделяющая области с положительным и отрицательным годовым балансом ледника, то есть области *аккумуляции* и *абляции* (см.). Граница питания ледника может совпадать с *фирновой линией* (см.), но часто лежит ниже нее, тогда между ними находится зона ледяного питания – полоса обнаженного льда, относящаяся к области питания ледника.

Геокриологическая (мерзлотная) зональность (г. з.) – закономерная дифференциация криолитозоны Земли, проявляющаяся в последовательной смене геокриологических зон и подзон по широтам. Г. з. тесно связана с ландшафтно-климатической, что прослеживается в распространении *многолетнемерзлых пород* (ММП см.), их соотношении с талыми, в изменении мощностей и среднегодовых температур. Резких линейных границ между геокриологическими подразделениями в природе не существует из-за постепенности изменений ландшафтно-климатических и грунтовых условий и динамичности толщи. Большое практическое значение имеет южная граница распространения ММП. Она понимается а) как географическая – линия, оконтуривающая с юга острова ММП и б) как геофизическая – среднее многолетнее положение нулевой геоизотермы у подошвы слоя годовых колебаний температуры.

Геокриологический (мерзлотный) стационар – участок земной поверхности, оборудованный сетью постоянных или временных пунктов с необходимой аппаратурой для геокриологических наблюдений или производства опытных работ с целью отработки методов инженерно-геокриологических исследований.

Гетеротрофное дыхание почвы – выделение CO_2 при разложении (минерализации) органического вещества почвы, состоит из дыхания микроорганизмов и дыхания почвенных животных.

Гидросфера – компонент *климатической системы* (см.), состоящий из поверхностных и подземных вод в жидком состоянии, таких как океаны, моря, реки, пресноводные озера, грунтовые воды и т. д.

Гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова – относительный безразмерный показатель увлажненности территории.

Гипоксия – в настоящем докладе – недостаточное содержание кислорода в глубинных слоях водоема. В водном объекте принято считать гипоксийными условия, когда концентрация растворенного кислорода оказывается ниже 2 мг/л.

Глетчер каменный – обширное скопление обломков, выползающих из цирков или каров в виде длинных (до 3–3.5 км) языков. Генезис неясен; есть объяснение, что это особый тип небольших ледников в период их медленного сокращения, при котором они оставляют впереди себя растущий вверх по долине и сливающийся с боковыми моренами вал конечной морены, и содержащих ледяное ядро (мертвая часть ледника), или что это горно-долинная форма рельефа, замещающая ледники в период их отступания.

Глобальная вертикальная циркуляция океана – движение воды в Мировом океане с погружением в полярных районах и подъемом в экваториальной области.

Глобальная температура поверхности – усреднённая по Земному шару температура при-

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 989

земного воздуха над сушей (на высоте 2 м от поверхности) и температура поверхностного слоя воды на акваториях океанов. Рассчитывается осреднением соответствующих аномалий, т. е. отклонений от климатических значений (см. также *Приповерхностная температура воздуха*).

Глобальное потепление климата – повышение глобальной средней температуры воздуха.

Глубина диска Секки – глубина, на которой перестает быть видимым белый диск (диск Секки), является характеристикой относительной прозрачности вод.

Глубина нулевых годовых амплитуд температуры – минимальная глубина, на которой годовые колебания температуры практически не фиксируются.

Гляциоизостазия (лат. *glacies* – лед, греч. *isos* – равный, одинаковый и *stasis* – состояние) – очень медленные вертикальные и горизонтальные движения земной поверхности на территориях древнего и современного оледенения.

Голоцен – современная геологическая эпоха, начало которой – окончание последнего материкового оледенения Северной Европы. Это случилось 10 тыс. лет тому назад, когда началось отступание края ледника от конечных морен Салпаусселькя на юге Финляндии.

Градусо-сутки отопительного периода – климатический параметр, используемый в строительном проектировании; рассчитывается путем умножения среднего многолетнего значения продолжительности отопительного периода на разность между температурой комфорта внутри помещения конкретного назначения и средним многолетним значением температуры наружного воздуха за отопительный период; является упрощенной оценкой среднего многолетнего значения дефицита тепла.

Гумидный климат – климат с избыточным увлажнением, в котором осадки превышают испарение и просачивание влаги в почву; избыток воды удаляется поверхностным стоком.

Гумификация водоема – увеличение содержания гуминовых веществ.

Деградация земель – снижение или потеря биологической и экономической продуктивности богарных и орошаемых пахотных земель или пастбищ в результате землепользования.

Деградация криолитозоны, мерзлоты – уменьшение запасов холода в толще ММП (см.) под влиянием как природных, так и техногенных факторов, приводящее к сокращению площади распространения, понижению температуры и уменьшению мощности ММП вплоть до полного их исчезновения.

Денитрификация – сумма микробиологических процессов восстановления нитратов до нитритов и далее до газообразных оксидов и молекулярного азота.

Депрессия снеговой линии (лат. *depressio* – вдавливание, снижение) – ее снижение вследствие климатических изменений, благоприятных для сохранения баланса массы ледников. Поскольку баланс массы – это прямая функция аккумуляции и абляции, колебания высоты снеговой линии отражают суммарный эффект изменений температур и атмосферных осадков.

Дефицит тепла – климатический показатель потребления энергии на обогрев помещений; рассчитывается для года в целом или определенного периода года путем суммирования абсолютных отклонений средней суточной температуры наружного воздуха от выбранной базовой температуры; при расчете дефицита тепла рассматриваются только те сутки, когда температура воздуха была ниже базовой; в России основное внимание уделяется оценке дефицита тепла, рассчитываемого с использованием базовой температуры 18.3°C для отопительного периода.

Дефицит холода – климатический показатель потребления энергии на охлаждение помещений; рассчитывается путем суммирования абсолютных отклонений средней суточной температуры наружного воздуха от выбранной базовой температуры; при расчете дефицита холода рассматриваются только те сутки, когда температура воздуха была выше базовой.

Деятельный слой (океана) – верхний слой океана, тепловое состояние которого обусловливается радиационными процессами и процессами теплообмена с атмосферой (от нескольких десятков до первых нескольких сотен метров).

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 990

Динамика мерзлых толщ (д. м. т.) – развитие толщ мерзлых пород под влиянием природных и техногенных факторов, определяющих теплообмен между литосферой и атмосферой. Д. м. т. тесно связана с геологической и географической историей Земли, с теплофизическими процессами и условиями теплообмена на ее поверхности и в верхних слоях литосферы. Толщи мерзлых горных пород находятся в непрерывном развитии вслед за колебательными изменениями теплообмена на поверхности Земли и геологических процессов (денудации, осадконакопления, неотектонических движений и др.).

Диоксид углерода (CO_2), син. углекислый газ, двуокись углерода – природный газ, а также побочный продукт сгорания ископаемых видов топлива (нефть, газ и уголь), биомассы, изменений в землепользовании и других промышленных процессов. Он является основным *парниковым газом* антропогенного происхождения, нарушающим радиационный баланс Земли. Он рассматривается как базовый газ, с которым сравниваются другие парниковые газы, и поэтому его *потенциал глобального потепления* принимается равным 1.

Дистанционное зондирование (ДЗ) ледников – сбор информации о леднике или явлении, связанном с ледниками, снежниками и др. объектами криосферы с помощью регистрирующего прибора, не находящегося в непосредственном контакте с данным объектом или явлением. Термин "дистанционное зондирование" обычно включает в себя регистрацию (запись) электромагнитных излучений посредством различных камер, сканеров, микроволновых приемников, радиолокаторов и других приборов такого рода. С помощью ДЗ методов определяют площади ледников, их мощность, скорость движения и др. параметры.

Дисциркуляторная энцефалопатия – медленно прогрессирующая недостаточность кровоснабжения мозга.

Дни с морозом – в России при составлении справочников по климату СССР днем с морозом считался такой день, когда максимальная температура за сутки не выше 0°С, а днем с заморозком – день, когда минимальная температура за сутки не выше 0°С.

Добывной потенциал – часть разведанных запасов, которая может быть добыта.

Дрейфующие океанографические буи – автономные измерительные устройства, подвешиваемые на свободно плавающих буях.

Дрейфующий лед/паковый лед – термин, употребляемый в широком смысле, включающий любой вид морского льда, за исключением неподвижного, независимо от его формы и распределения. При высокой сплоченности, а именно 7–10 баллов или более, термин "дрейфующий лед" может быть заменен термином паковый лед.

Дыхание корней – расходная статья баланса органического вещества, отражающая энергетические затраты подземных частей растений в процессе жизнедеятельности (соответствует автотрофному дыханию почв).

Дыхание почвы (эмиссия CO_2 почвой) – продуцирование углекислого газа почвой и выделение его в атмосферу; представляет собой суммарный поток, образующийся в процессе дыхания подземных органов растений, в результате разложения органического вещества почвенной фауной и микроорганизмами (грибами и бактериями), а также за счет химических реакций и физических процессов.

Закись азота (N_2O) – парниковый газ, выбрасываемый в атмосферу в результате возделывания некоторых видов сельскохозяйственных культур с использованием определенных технологий, а также при сжигании ископаемых видов топлива, производстве азотной кислоты и сжигании биомассы. Один из шести парниковых газов, выбросы которого подлежат сокращению в соответствии с Киотским протоколом.

Западный перенос воздушных масс – преобладающий перенос воздуха с запада на восток в тропосфере и стратосфере средних широт, а также в верхней тропосфере и стратосфере тропических и полярных широт.

Зарегулированный сток – речной сток, режим которого изменен в сторону большей равномерности в течение года. При зарегулированном стоке расход воды в паводки уменьшается, а в межень увеличивается.

Засуха – длительный период времени весной или летом с осадками значительно ниже нормы

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 991

при повышенных температурах воздуха, в результате чего иссякают запасы влаги в почве и создаются неблагоприятные условия для нормального развития растений.

Засушливые земли – районы, которые определяются по отношению среднего ежегодного количества осадков к потенциальной *эвапотранспирации*.

Зона вредоносности – территория, на которой тот или иной биологический объект наносит ущерб сельскохозяйственным растениям.

Зообентос – совокупность животных организмов, обитающих на дне или в грунте водоемов.

Зооноз – группа инфекционных и паразитарных заболеваний, возбудители которых паразитируют в организме определенных видов животных и для которых животные являются естественным резервуаром. В ряде случаев способны передаваться человеку (зооантропонозы).

Зоопланктон – совокупность животных, обитающих в толще воды морских и пресных водоемов и не способных противостоять переносу течениями.

Изменение климата – изменение его состояния, которое может характеризоваться (путем применения статистических тестов) изменениями среднего или изменчивости его свойств и может продолжаться в течение длительного периода, например, нескольких десятилетий и более. Изменение климата может быть вызвано естественными внутренними процессами или внешними воздействиями, или в результате изменений *антропогенного* (см.) характера в газовом составе атмосферы и землепользовании. Следует отметить, что в статье 1 Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата *(РКИК ООН)* “изменение климата” определяется следующим образом: “изменение климата, которое прямо или косвенно обусловлено хозяйственной деятельностью человека, вызывающей изменения в составе глобальной атмосферы, и накладывается на естественные колебания климата, наблюдаемые на протяжении сопоставимых периодов времени”. Таким образом, РКИК ООН проводит различие между “изменением климата”, обусловленным деятельностью человека, и “колебаниями климата”, обусловленными естественными причинами. См. также *Изменчивость климата*.

Изменчивость климата – колебания среднего состояния и других статистических параметров (таких как стандартные отклонения, повторяемость экстремальных явлений и т. п.), описывающих климат, для всех временных и пространственных масштабов. Изменчивость может быть обусловлена естественными внутренними процессами в самой климатической системе (внутренняя изменчивость) или колебаниями естественного или *антропогенного* (см.) внешнего воздействия (внешняя изменчивость). См. также *Изменение климата.*

Индекс Нестерова – показатель потенциальной пожароопасности леса в зависимости от метеорологических условий. Вычисляется на основе данных наблюдений за температурой и влажностью воздуха с учетом сведений об атмосферных осадках.

Индекс Североатлантического колебания (North Atlantic Oscillation index) – разность атмосферного давления в северных и южных широтах Атлантического сектора, в области Исландского минимума и Азорского максимума; характеризует интенсивность западного переноса воздушных масс (см. *Североатлантическое колебание (САК)*)

Инерционность тепловая (и. т.) – свойство горных пород сохранять какое-то время прежний тепловой режим при термических изменениях среды. И. т. при охлаждении–нагревании и промерзании–протаивании наименее проявляется в породах с жесткими кристаллическими связями. Большую и. т. имеют породы мезокайнозоя, обладающие значительной пористостью и влажностью.

Интенсивность осадков – слой осадков, выпадающих за единицу времени, обычно за 1 мин.

Исключительная экономическая зона – район, находящийся за пределами *территориального моря* (см.) и прилегающий к нему, подпадающий под действие особого правового режима.

Исландская депрессия (Исландский минимум) – область пониженного давления на севере Атлантического океана между Гренландией и Европой с центром вблизи Исландии; постоянный центр действия атмосферы.

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 992

Карантинный объект (в карантине растений) – отсутствующий или имеющий ограниченное распространение на территории данной страны вредитель или возбудитель болезней сельскохозяйственных культур.

Карбонатный цикл – это комплекс процессов, в ходе которых происходит перенос углерода между различными геохимическими резервуарами.

Киотский протокол – протокол к Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата *(РКИК ООН)* (см.) был принят на третьей сессии Конференции Сторон РКИК ООН в 1994 г. в Киото (Япония). Он содержит подлежащие соблюдению юридические обязательства, в дополнение к тем, которые содержатся в РКИК ООН. Страны, включенные в приложение В к Протоколу (большинство стран – членов Организации экономического сотрудничества и развития и страны с переходной экономикой), согласились сократить свои выбросы *парниковых газов* антропогенного происхождения (*углекислый газ, метан, закись азота,* гидрофторуглероды, перфторуглероды и гексафторид серы) не менее чем на 5% относительно уровней 1990 г. в течение периода действия обязательств с 2008 по 2012 год. Киотский протокол вступил в силу 16 февраля 2005 г.

Климат – климат в узком смысле этого слова обычно определяется как "средний режим погоды" или, в более строгом смысле, как статистическое описание среднего значения и изменчивости соответствующих переменных в течение периода времени, который может изменяться от нескольких месяцев до тысяч или миллионов лет. По определению Всемирной метеорологической организации (ВМО), классическим периодом считается 30 лет. Соответствующими переменными наиболее часто являются такие, как температура, осадки и ветер у поверхности земли. В более широком смысле климат представляет собой состояние климатической системы, включая ее статистическое описание.

Климатическая модель (иерархия моделей) – численное описание климатической системы на основе физических, химических и биологических свойств ее компонентов, их взаимодействий и процессов с обратными связями, которые полностью или частично описывают ее известные свойства. Климатическая система может быть описана с помощью моделей различной степени сложности – т. е. для каждого компонента или комбинации компонентов можно найти соответствующую "иерархию" моделей, отличающихся друг от друга в таких аспектах, как число пространственных измерений, в какой степени в явном виде описываются физические, химические и биологические процессы или до какого уровня осуществляется эмпирическая параметризация. Наиболее полное описание климатической системы обеспечивают модели общей циркуляции в системе "атмосфера–океан–морской лед" (МОЦАО). В настоящее время наблюдается тенденция к применению более сложных моделей с использованием интерактивных химических и биологических процессов. Климатические модели применяются в качестве инструмента исследования и моделирования климата, а также для оперативных целей, в том числе для месячного, сезонного и межгодового предсказания климата.

Климатическая система – весьма сложная система, состоящая из пяти важнейших компонентов: атмосферы, гидросферы, криосферы, поверхности суши и биосферы, и описывающая взаимодействия между ними. Климатическая система изменяется во времени под воздействием собственной внутренней динамики и в результате внешних воздействий, например, извержения вулканов, вариаций потока солнечной радиации и воздействий, обусловленных хозяйственной деятельностью человека, таких как изменение состава атмосферы и изменения в землепользовании.

Климатический ареал вида – часть географического пространства, где климатические условия допускают устойчивое существование данного биологического вида.

Климатический сценарий – правдоподобное и зачастую упрощенное описание будущего климата на основе внутренне согласованного набора климатологических связей, которые были построены исключительно для анализа потенциальных последствий изменения климата

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 993

под воздействием антропогенных факторов, обычно служащих в качестве исходных данных для использования в импактных моделях. В качестве исходного материала для разработки климатических сценариев часто берут прогнозные оценки климата. Однако климатические сценарии требуют, как правило, также дополнительную информацию, например данные наблюдений за современным климатом. "Сценарий изменения климата" есть разность между климатом, соответствующим некоторому сценарию, и современным климатом.

Климатический тренд – тренд, связанный с изменением климата.

Комплекс метеорологических явлений (КМЯ) – сочетание двух и более одновременно наблюдающихся метеорологических явлений, каждое из которых по интенсивности (силе) не достигает критериев опасного явления (ОЯ), но близко к ним и наносит ущерб не меньших размеров, чем ОЯ.

Конвективное опускание вод – вертикальное направленное вниз движение воды вследствие увеличенной ее плотности по отношению к окружающей водной среде.

Конвективное перемешивание – вертикальное перемешивание в водных объектах, обусловленное изменением температуры и/или солености воды.

Консолидированная часть *тороса* (см.) – средняя наиболее прочная часть тороса.

Континентальный шельф – часть морского дна, являющаяся продолжением суши.

Конференция Сторон (КС) – высший орган Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИК ООН), состоящий из стран, которые ратифицировали РКИК ООН или присоединились к ней.

Копеподы (веслоногие ракообразные) – отряд беспозвоночных животных класса ракообразных.

Криогенные процессы (к. п.) – преобразование геологической среды, вызванное проявлением в ней фазовых переходов: вода↔водяной пар↔лед и обусловленных ими физических, химических, биохимических и др. процессов. К. п. часто сопровождаются льдообразованием.

Криолитозона – син. криолитосфера – часть географического пространства, в которой распространены многолетнемерзлые породы.

Криолитогенез – совокупность процессов образования многолетнемерзлых горных пород, которые могли формироваться как эпигенетически (в существовавших ранее породах при изменении климата), так и сингенетически, при льдообразовании, одновременном с накоплением осадков.

Криосфера – компонента климатической системы, состоящая из снега, льда и замерзшей почвы (включая *многолетнюю мерзлоту*) на поверхности и в глубине суши и океана.

Криохрон – холодный период в истории Земли. В конце плиоцена и на протяжении плейстоцена зафиксировано несколько холодных климатических этапов и связанных с ними оледенений. В течение каждого К. это приводило к широкому развитию, увеличению мощности и снижению температуры *ММП* (см.) с приближением к максимуму похолодания. В периоды межледниковых потеплений (термохроны) происходили деградация криолитозоны, уменьшение площадей и мощности ММП (местами вплоть до полного исчезновения), повышение их температур и развитие *термокарста* (см.).

Кровля многолетнемерзлых пород – поверхность, отделяющая сверху *ММП* (см.) от сезонноталых или талых грунтов. Однако следует различать два основных случая. Первый – кровля мерзлой толщи является подошвой слоя сезонного протаивания. Второй – сезонное промерзание не достигает кровли ММП, тогда между слоем сезонного промерзания и мерзлой толщей расположен слой талых пород. При наличии слоистой мерзлой толщи, когда отдельные мерзлые горизонты разделены талыми, надо указывать – кровля какого горизонта имеется в виду: первого от поверхности, второго и т. д.

Лаг-период – временная задержка в наступлении рассматриваемого явления.

Ледник – масса льда преимущественно атмосферного происхождения, испытывающая вязкопластическое течение под действием силы тяжести и принявшая форму потока, системы потоков, купола (щита). Образуются ледники в результате накопления и последующего преобразования твердых атмосферных осадков (снега) при их положительном многолетнем балансе.

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 994

Ледниковый купол (*ледниковая шапка*) – выпуклый ледник, сходный с ледниковым щитом, но имеющий толщину и площадь соответственно меньше 1000 м и 50 тыс. км^2. Примеры – ледниковые купола на Земле Франца Иосифа, Северной Земле, Шпицбергене.

Ледниковый период – периодически повторяющиеся продолжительные состояния Земли, в течение которых на фоне общего относительного похолодания климата происходят неоднократные резкие разрастания материковых ледниковых покровов – ледниковые эпохи. Эти эпохи, в свою очередь, чередуются с относительными потеплениями – эпохами сокращения оледенения (межледниковьями).

Ледниковый щит – выпуклый плоско-куполовидный ледник, характеризующийся значительной (свыше 1000 м) толщиной, большой (свыше 50 тыс. км^2) площадью, примерно изометрической плановой формой и радиальным течением льда. Морфология и движение ледникового щита почти не зависит от рельефа ложа. Примеры – Антарктический, Гренландский, Новоземельский ледниковые щиты.

Ледовая экзарация дна – пропахивание морского дна ледяными образованиями.

Ледовитость – относительная часть (% площади) морской акватории, занятая льдом.

Ледовые сжатия – давление, оказываемое на объект при встречном движении ледяных полей.

Ледовый шторм – сильное волнение моря с плавающими льдинами.

Ледокольный сбор – плата за проводку судна ледоколом.

Ледяной массив – изменяющееся скопление сплоченного или очень сплоченного дрейфующего льда, занимающего сотни квадратных километров, встречающееся в одном и том же районе каждое лето.

Ледяные керны (л. к.) – керны, взятые из ледяного щита, чаще всего изо льда полярных ледяных куполов или высокогорных ледников. Так как лед образуется из нарастающих спрессованных слоев снега, нижележащие слои старше по отношению к вышележащим, л. к. содержат лед, сформировавшийся за многие годы. Свойства льда и кристаллических включений во льду могут быть использованы для воссоздания изменения климата в интервале формирования керна, обычно при помощи изотопного анализа. Они позволяют воссоздать изменение температуры и историю изменения атмосферных условий.

Льдистость мерзлого грунта (л. м. г.) – степень насыщения грунта текстурообразующим льдом всех видов (суммарная л. м. г.) или определенным его видом, например, льдом-цементом или ледяными включениями в виде линз и прослоек. Л. м. г. определяется многими факторами – составом и свойствами грунта, способом формирования мерзлой толщи, температурой, влажностью и др. В практике л. м. г. выражается как отношение объема льда к объему мерзлого грунта в долях единицы (д. е.) или в процентах. К слабольдистым грунтам относятся мерзлые дисперсные грунты с льдистостью менее 0.2, у льдистых она составляет 0.2–0.4, у сильнольдистых – 0.4–0.6, у очень сильнольдистых (ледогрунт) – 0.6–0.9.

Мерзлая толща – син. многолетнемерзлая толща – часть земной коры, в которой породы имеют отрицательную температуру и содержат лед.

Мерзлота – физическое состояние пород с отрицательной или нулевой температурой, в которых вся содержащаяся вода или ее часть превращена в лед. Выделяются: 1) многолетняя ***(“вечная”) м.*** (см.), характеризующаяся многолетним циклом промерзания и оттаивания, с непрерывно сохраняющейся веками и тысячелетиями нулевой или отрицательной температурами; 2) м. кратковременная (*перелетки*, см.) и 3) м. сезонная – с сезонным циклом промерзания и оттаивания пород, подстилаемых немерзлыми и талыми породами.

Мерзлые грунты (м. г.) – грунты всех видов, имеющие отрицательную температуру и содержащие лед. Отрицательная температура – необходимое, но недостаточное условие для отнесения грунта к категории мерзлого. При отсутствии льда грунты с отрицательной температурой называются морозными (в основном это скальные и полускальные грунты) или охлажденными (все грунты с солеными поровыми растворами и минерализованными подземными водами). По продолжительности существования в

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 995

мерзлом состоянии м. г. делятся на кратковременномерзлые (часы, сутки), сезонномерзлые (месяцы) и многолетнемерзлые (см.) – син. вечномерзлые (годы, тысячелетия).

Метан (CH_4) – углеводород, являющийся парниковым газом, который образуется в результате анаэробного (без доступа кислорода) разложения отходов в свалках, интестинальной ферментации животных, разложения останков животных, добычи и распределения природного газа и нефти, добычи угля и неполного сгорания ископаемых видов топлива. Метан является одним из шести парниковых газов, выбросы которых подлежат сокращению в соответствии с *Киотским протоколом* (см.).

Минимум Дальтона – второй по интенсивности минимум солнечной активности (после Минимума Маундера) наблюдался с 1784 по 1810 годы, в течение двух 11-летних циклов.

Минимум Маундера – период уменьшения количества солнечных пятен с 1645 по 1715 годы, характеризующий уменьшение активности Солнца.

Многолетнее промерзание – процесс длительного промерзания горных пород, происходящий в криосфере.

Многолетнее протаивание (м. п.) мерзлой толщи – происходит как за счет потепления климата (различной продолжительности), так и за счет техногенного воздействия. При совпадении во времени климатического и техногенного воздействия скорость *деградации мерзлоты* (см.) увеличивается, что может привести к катастрофическому разрушению мерзлой толщи (см.).

Многолетнемерзлые породы (вечномерзлые – уст.), **(ММП)** – любое вещество, температура которого находится ниже 0°С на протяжении двух и более последовательных лет.

Многолетние морские льды – морской лед, оставшийся после окончания летнего таяния.

Многолетняя мерзлота – часть литосферы с отрицательной температурой пород, сохраняющейся в течение двух и более последовательных лет.

Монреальский протокол – соглашение по веществам, разрушающим озоновый слой, был принят в Монреале в 1987 году. Впоследствии в него были внесены исправления и изменения в Лондоне (в 1990 г.), Копенгагене (в 1992 г.), Вене (в 1995 г.), Монреале (в 1997 г.) и Пекине (в 1999 г.). Он регулирует потребление и производство хлор – и бромсодержащих химических веществ, разрушающих озоновый слой, таких как хлорфторуглероды (ХФУ), метилхлороформ, четыреххлористый углерод и многие другие.

Морской лед – любая форма льда, встречающегося в море и образовавшегося в результате замерзания морской воды.

Мощность многолетнемерзлых пород – расстояние по вертикали между верхней и нижней границами мерзлой толщи.

Несущая способность – способность грунтов удерживать вес стоящих на ней сооружений.

Нозоареал (от греч. *nosos* – "болезнь" и лат. *area* – "площадь") – совокупность территорий, на которых регистрируются или регистрировались в недалеком прошлом активные очаги инфекционной (инвазионной) болезни.

Нормальный подпорный уровень (НПУ) – оптимальная наивысшая отметка водной поверхности водохранилища, которая может длительно поддерживаться подпорным сооружением.

Нулевая завеса – изотермическая поверхность (слой) в промерзающих или оттаивающих грунтах, на которой длительное время сохраняется постоянная температура, близкая к точке замерзания воды и таяния льда.

Облачно-радиационное воздействие – разность между радиационным балансом облачной и безоблачной атмосферы на верхней границе атмосферы (Вт/м^2).

Облесение – выращивание новых лесов на территориях, которые ранее не находились под ними.

Обнаружение изменения климата – установление факта изменения климата по данным наблюдений в соответствии с некоторыми заданными статистическими критериями (независимо от причин, вызвавших эти изменения).

Обратная связь – взаимодействие между процессами в системе, когда первоначальный процесс вызывает изменения во втором, который, в свою очередь, оказывает влияние

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 996

на первоначальный. Положительная обратная связь усиливает первоначальный процесс, а отрицательная обратная связь ослабляет его.

Однолетний лед – лед, который образовался в данную зиму.

Озон (O_3) – трехатомная форма молекулы кислорода (O_3), представляет собой газовый компонент в составе *атмосферы* (см.). В *тропосфере* (см.) он образуется как естественным путем, так и в результате фотохимических реакций с участием газов, являющихся продуктом хозяйственной деятельности человека (фотохимический "смог"). В больших концентрациях тропосферный озон может быть вреден для очень многих живых организмов. Тропосферный озон действует в качестве парникового газа. В *стратосфере* (см.) озон образуется в результате взаимодействия солнечного ультрафиолетового излучения с молекулярным кислородом (O_2). Стратосферный озон играет важную роль в радиационном балансе стратосферы. Его концентрация достигает наибольшего значения в озоновом слое. Истощение стратосферного озона в результате химических реакций, которые могут быть ускорены под воздействием изменения климата, приводит к увеличению околоземного потока биологически активного ультрафиолетового излучения. См. также *Монреальский протокол* и *Озоновый слой*.

Озоновый слой – слой, в котором концентрация озона достигает максимального значения. Он расположен на высоте от 12 до 40 км с максимумом концентрации озона в стратосфере на высоте приблизительно 20–25 км. Этот слой истощается в результате антропогенных выбросов хлористых и бромистых соединений. Каждый год весной в Южном полушарии, над районом Антарктики, происходит очень сильное истощение озонового слоя, что также обусловлено действием хлористых и бромистых соединений антропогенного происхождения в сочетании со специфическими метеорологическими условиями в этом районе. Это явление получило название озоновой дыры.

Океаническая циркуляция – единая взаимосвязанная система основных устойчивых течений океана, обуславливающая перенос и взаимодействие вод.

Опасные гидрометеорологические явления (ОЯ) – природные процессы и явления, возникающие в атмосфере, которые по своей интенсивности (силе), масштабу распространения и продолжительности оказывают или могут оказать поражающее воздействие на людей, сельскохозяйственных животных и растения, объекты экономики и окружающую природную среду.

Опустынивание – деградация земель в засушливых, полузасушливых и сухих субгумидных районах в результате действия различных факторов, в том числе изменения климата и деятельности человека.

Осадки экстремальные (см. *Экстремальное погодное явление*) – осадки большой и малой интенсивности, которые случаются редко в некотором пункте за конкретный интервал времени. "Редко" обычно означает, что интенсивность осадков соответственно превосходит 90-й процентиль или не превосходит 10-й процентиль наблюдаемой функции плотности вероятности.

Отопительный период – временной интервал между устойчивым переходом средней суточной температуры воздуха вниз через уровень +8°C осенью и устойчивым переходом средней суточной температуры воздуха вверх через уровень +8°C весной; при этом переход считается устойчивым, если температура остается ниже (выше) соответствующего уровня не только в те сутки, когда произошел переход, но также и в течение пяти последующих суток.

Параметризация – в *климатических моделях* этот термин относится к методике описания процессов, не поддающихся точному расчету вследствие недостаточного пространственного или временного разрешения модели (процессы подсеточного масштаба), посредством использования соотношений между крупномасштабными движениями, явно описываемыми моделью, и осредненным по времени и пространству эффектом процессов подсеточного масштаба.

Парниковый газ – газовые составляющие *атмосферы*, как естественного, так и *антропоген-*

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 997

ного происхождения, которые поглощают и излучают радиацию, излучаемую в инфракрасном диапазоне поверхностью Земли, атмосферой и облаками и создают *парниковый эффект*. Водяной пар (H_2O), углекислый газ (CO_2), закись азота (N_2O), метан (CH_4) и озон (O_3) относятся к категории основных парниковых газов. Кроме того, в атмосфере содержится еще целый ряд парниковых газов полностью антропогенного происхождения, таких как галоидуглероды и другие хлор- и бромсодержащие вещества, регулируемые *Монреальским протоколом* (см.). Помимо CO_2, N_2O, и CH_4, под действие *Киотского протокола* (см.) подпадают такие парниковые газы, как гексафторид серы (SF_6), гидрофторуглероды (ГФУ) и перфторуглероды (ПФУ).

Парниковый эффект – парниковые газы эффективно поглощают инфракрасную радиацию, излучаемую земной поверхностью, самой атмосферой, находящимися в ней газами и облаками и излучают ее во все стороны, в том числе и к поверхности Земли. Этот процесс называется парниковым эффектом. Атмосферная инфракрасная радиация сильно зависит от температуры на уровне ее излучения. В тропосфере температура, как правило, понижается с ростом высоты. Фактически, инфракрасная радиация излучается в мировое пространство с высоты, на которой температура равняется в среднем –19°С, и находится в равновесии с суммарной солнечной радиацией. В то же время температура на поверхности Земли равняется в среднем +14°С. Повышение концентрации парниковых газов ведет к уменьшению прозрачности атмосферы для инфракрасного излучения и, как следствие, к эффективному излучению с большей высоты при более низкой температуре. Это создает радиационное воздействие, называемое усилением парникового эффекта.

Патоген – биологический организм (в общем случае – любой фактор среды), вызывающий патологическое состояние (повреждение или заболевание) другого живого существа.

Перелеток – в геокриологии – линза мерзлых пород, сохраняющаяся на некоторой глубине как остаток слоя сезонного промерзания в течение всего теплого периода года или нескольких лет; п. – типичное явление для областей вблизи южной границы ММП.

Плавучий лед – любая форма льда, плавающего в воде. Основными видами плавучего льда являются: озерный лед, речной лед, морской лед, которые образуются вследствие замерзания воды у поверхности, и глетчерный лед (лед материкового происхождения), образующийся на суше или на ледяном шельфе. Это понятие включает и лед, севший на мель.

Пластовый лед (п. л.) – выделенные по форме залегания, в основном горизонтально и наклонно ориентированные, ледяные скопления пластовой и линзовидной формы, мощностью обычно несколько м, максимум до 30–40 м и протяженностью от нескольких десятков м до первых км. П. л. залегают на глубине от 3–5 м до более 100 м. Подземные льды могут быть как погребенными первично поверхностными (ледниковыми, снежниковыми, речными, озерными, наледными и т. д.), так и внутригрунтовыми (сегрегационными, инъекционными и др. типами конжеляционного льда) – см. *подземный лед*.

Плотностные колебания уровня моря – изменения уровня моря, обусловленные изменениями плотности воды.

Повышение уровня моря – изменение глобального среднего уровня моря вследствие изменения объема Мирового океана. Повышение относительного уровня моря происходит в случае интегрального повышения уровня океана по отношению к местному перемещению суши. Специалисты по моделированию климата в значительной мере занимаются выяснением *эвстатического* (см.) изменения уровня моря. Специалисты по исследованию воздействия акцентируют свою работу на относительном изменении уровня моря.

Подвижка ледника – резкое увеличение скорости движения ледника (до 300 м в сутки). П. является регулярным явлением пульсирующих ледников различных морфологических типов (преимущественно горно-долинных), одной из стадий быстрых периодических колебаний.

Подземный лед – син. грунтовый, внутригрунтовый лед – лед, входящий в состав литосферы

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 998

и залегающий под поверхностью земли. Формируется в результате замерзания воды одновременно с образованием мерзлых толщ или попадания воды, снега и водяных паров в поры, трещины и полости в уже существующих мерзлых породах. Отличается разнообразием форм, строения, генезиса и условий образования. Общий объем п. л. в земной коре оценивается в 0.3–0.5 млн км^3, что составляет около 2% объема всех льдов на Земле.

Подошва *мерзлой толщи* (п. м. т.) – поверхность, до глубины которой распространены породы, находящиеся в многолетнемерзлом состоянии. П. м. т. располагается на разных глубинах в зависимости от многих факторов: климата (как современного, так и палеоклимата), состава, строения и теплофизических свойств мерзлых и подстилающих их немерзлых пород, тектонических и геотермических условий и др. Определенное влияние на положение п. м. т. оказывают поверхностные воды и гидрогеологические условия.

Показатель заболеваемости – количество больных в пересчете на 100000 тыс. населения.

Полихеты (многощетинковые черви) – класс кольчатых червей.

Потенциал глобального потепления – индекс, основанный на радиационных свойствах парниковых газов, определяющих радиационное воздействие заданного парникового газа единичной массы за выбранный интервал времени по отношению к диоксиду углерода. Потенциал глобального потепления характеризует комбинированный эффект этих газов с разным временем жизни в атмосфере и их относительную эффективность в поглощении уходящей инфракрасной радиации. Идеология Киотского протокола основана на оценках разовой (импульсной) эмиссии газов и их эффекта на временном интервале 100 лет.

Припай – морской лед, который образуется и остается неподвижным вдоль побережья, где он прикреплен к берегу, к ледяной стене, к ледяному барьеру, между отмелями или севшими на отмели айсбергами. Во время изменения уровня моря можно наблюдать вертикальные колебания. Неподвижный лед может образоваться естественным образом из соленой воды или в результате примерзания к берегу или припаю плавучего льда любой возрастной категории. Он может простираться на расстояние всего в несколько метров или на несколько сотен километров от берега. Неподвижный лед может быть более одного года по возрасту и в этом случае он может быть определен соответствующей возрастной категорией (старый, двухлетний или многолетний). Если его толщина более 2 м над уровнем моря, он называется шельфовым льдом.

Приповерхностная температура воздуха – температура воздуха на уровне измерений на гидрометеорологических станциях (как правило – 2 м над поверхностью).

Природный очаг – природная (неосвоенная) территория, на которой происходит непрерывная циркуляция возбудителя определенной инфекционной (инвазионной) болезни среди восприимчивых животных (больных или носителей). Основными составляющими очага являются: 1) возбудитель, 2) животные – резервуары инфекции, 3) переносчик (в случае трансмиссивных болезней), 4) наличие факторов внешней среды, благоприятствующих существованию биотических элементов очага и циркуляции возбудителя соответствующего заболевания.

Прогноз геокриологический – научное предсказание о будущем развитии и изменении геокриологических условий в связи с естественным развитием природы (эволюционный прогноз) и с хозяйственным освоением территории (техногенный прогноз). Количественный прогноз основывается на физико-математическом моделировании теплообмена (в приземных слоях атмосферы, горных породах) и развития криогенных процессов, связанных с промерзанием и протаиванием верхнего горизонта литосферы.

Прогноз климата – оценка будущего состояния климата на временных масштабах от сезона до нескольких лет. Учитывая сложность климатической системы и принципиальную невозможность точного описания начальных условий, такие прогнозы являются, в принципе, вероятностными. См. также *Прогнозная оценка климата.*

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 999

Прогнозная оценка климата – количественная оценка реакции климатической системы в будущем на реализацию сценариев выбросов или концентраций парниковых газов и аэрозолей или сценариев радиационного воздействия, которые зачастую основаны на расчетах с помощью *климатических моделей*. Прогнозная оценка климата отличается от *прогноза климата* тем, что в первой подчеркивается ее зависимость от используемых сценариев эмиссии, концентрации или радиационного воздействия, которые основаны на предположениях относительно, например, будущего социально-экономического и технологического развития, которые, в свою очередь, могут или не могут быть реализованы и поэтому является предметом большой неопределенности.

Продуктивность сельскохозяйственных культур – урожайность (т/га), продуцируемая сельскохозяйственным посевом под влиянием сложившихся агрометеорологических условий в течение вегетационного периода.

Радиационное воздействие – изменение интегрального эффективного (нисходящий минус восходящий) потока радиации (выраженного в Вт/м^2) на уровне *тропопаузы* за определенный период времени в результате изменения во внешних факторах, таких как изменение концентрации углекислого газа или потока солнечной радиации. Обычно радиационное воздействие рассчитывается для условий восстановления в конце периода стратосферных температур до радиационного баланса, но при фиксированных (не нарушенных начальных) значениях всех тропосферных характеристик.

Рамочная конвенция Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИК ООН) – была принята в 1992 году и подписана в ходе Встречи на высшем уровне 150 странами и Европейским сообществом. Ее конечная цель заключается в "стабилизации концентраций парниковых газов в атмосфере на таком уровне, который не допускал бы опасного антропогенного воздействия на климатическую систему". Она содержит обязательства для всех Сторон. В соответствии с Конвенцией, Стороны, включенные в приложение I, обязались вернуться к 2000 году к уровням выбросов парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом, 1990-го года. Конвенция вступила в силу в марте 1994 года. См. также *Киотский протокол и Конференция Сторон (КС)*.

Распространение многолетнемерзлых пород – см. *геокриологическая зональность*.

Растительные зоны – сменяющие одна другую полосы растительности в широтном направлении. Расположены от экватора к полюсам, а также от окраин вглубь континентов. Основные растительные зоны – зоны тропических лесов, саванн, пустынь, полупустынь, степей, широколиственных и хвойных лесов, тундры.

Рефлектометрия – (лат. *reflectere* – поворачивать) – совокупность методов исследования плоских границ раздела сред путем анализа зеркально отраженных от изучаемой границы пучков молекул, атомов, частиц или эл.-магн. излучения. Данные рефлектометрии дают косвенную оценку состояния поверхностного баланса массы ледников, которую можно сопоставить с другими косвенными показателями.

Североатлантическое колебание (САК) – устойчивые противоположные по фазе колебания атмосферного давления с многомесячной цикличностью на севере и на юге расположенной в северном полушарии части Атлантического океана (например, в Исландии и на Азорских островах).

Северотихоокеанское колебание – устойчивые противоположные по фазе колебания атмосферного давления с многомесячной цикличностью в субполярной и тропической частях северного Тихого океана (например, на Аляске и в Гонолулу).

Сезонномерзлый слой (с. с.) – поверхностный слой грунта (почвы), промерзающий в холодный период года и оттаивающий в теплый. Подстилается немерзлыми грунтами. Мощность с. с. в конкретном месте меняется из года в год, определяясь величиной теплооборота при отрицательных температурах грунта.

Сезонноталый слой (с. т. с.) – син. сезоннопротаивающий, деятельный, активный слой – поверхностный слой грунта (почвы), ежегодно протаивающий в теплый сезон и промерзаю-

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1000

щий в холодный и ограниченный снизу толщей ММП. Мощность с. т. с. в конкретном месте изменяется из года в год, определяясь величиной теплооборота при положительных температурах грунта (почвы).

Синантропные виды – животные (неодомашненные), образ жизни которых связан с человеком и его жильем.

Скин-температура – температура слоя толщиной несколько миллиметров, измеряемая по излучению поверхности.

Служба климата – система мероприятий и учреждений для обеспечения народного хозяйства и научных учреждений, проводящих исследования в области климатических изменений, данными о климате.

Служба погоды – система мероприятий и учреждений для прогноза погоды в интересах народного хозяйства и информирования населения.

Снеговая линия (с. л.) – уровень земной поверхности, выше которого накопление твердых атмосферных осадков преобладает над их таянием и испарением (многолетнюю снеговую линию называют климатической с. л.)

Соленость морской воды – суммарное содержание в граммах всех твердых минеральных растворенных веществ, содержащихся в 1 кг морской воды.

Солнечная постоянная – суммарный поток солнечного излучения, проходящий за единицу времени через единичную площадку, перпендикулярную направлению лучей, на верхней границе атмосферы при среднем расстоянии от Земли до Солнца. Солнечная постоянная по последним измерениям равна 1360.8 ± 0.5 Вт/м^2.

Сплоченность (морского льда) – отношение, выраженное в десятых долях и описывающее общую площадь морской поверхности, покрытую льдом как часть всей рассматриваемой площади. Суммарная сплоченность включает все существующие стадии развития, частичная может относиться к объему частной стадии или частной формы льда и представляет только часть суммарной сплоченности.

Среднегодовая температура мерзлого грунта (с. т. м. г.) – температура грунта на подошве слоя нулевых годовых амплитуд (см. *глубина нулевых годовых амплитуд*). Ниже подошвы этого слоя с. т. м. г. меняется в соответствии с геотермическим градиентом и колеблется от 0 до –15°С и ниже.

Средний уровень моря – величина, полученная в результате осреднения наблюденных значений уровня моря за определенный интервал времени.

Стамуха – ледяное образование (торос), “сидящее” на морском дне.

Стационарность мерзлой толщи – ее стабильное существование при равенстве (за многолетний отрезок времени) значений теплооборотов за год, т. е. равенстве приходящего и исходящего потоков тепла в течение теплой и холодной частей года.

СТД-зонд – устройство, опускаемое на тросе для измерения вертикального распределения солености, температуры и давления морской воды с высокой дискретностью по глубине/времени.

Стратификация водных масс – разделение водной толщи водоема на слои различной плотности.

Стратосфера – сильно стратифицированная область атмосферы, расположенная выше тропосферы на высоте от 10 км (в среднем, от 9 км в высоких широтах до 16 км в тропиках) до 50 км.

Сумма активных температур – сумма за выбранный период времени средних суточных значений температуры воздуха или почвы, превышающих заданное пороговое значение.

Сумма эффективных температур – сумма за выбранный период времени превышений средними суточными значениями температуры воздуха или почвы заданного порогового значения.

Сценарий радиационного воздействия – правдоподобное описание будущего развития процесса радиационного воздействия, связанного, например, с изменением атмосферного газового состава или практики землепользования, либо с воздействием внешних факторов, таких как солнечная активность. Сценарии радиационного воздействия могут быть использованы в качестве исходного элемента в климатических моделях для прогнозных оценок изменения климата.

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1001

Талик – участок незамерзающей породы среди вечной мерзлоты, распространяющийся вглубь от поверхности или от слоя сезонного промерзания.

Температура максимальная (минимальная) – наибольшее (наименьшее) значение температуры календарных суток, декады, месяца или года в конкретном году или за многолетний период. В последнем случае различают абсолютный максимум (минимум), т. е. наибольшее (наименьшее) из всех наблюдавшихся значений, или средний максимум (минимум), т. е. среднее из ежегодных максимальных (минимальных) значений за рассматриваемый период.

Температура поверхности моря – температура тонкого поверхностного слоя морской воды толщиной от нескольких микронов до 1–2 см.

Температура поверхностного слоя моря – температура поверхностного слоя морской воды толщиной не более 1 метра.

Температурная сдвижка – различие теплофизических характеристик мерзлого и талого грунтов при периодических колебаниях температуры на его поверхности приводит к сдвижке среднегодовой температуры на подошве *деятельного слоя* (см.) по сравнению с температурой на поверхности грунта.

Тепловой поток (т. п.) – син. геотермический поток – поток тепла из недр Земли к ее поверхности. Влияние т. п. на криолитозону возрастает с увеличением ее мощности, поэтому оно было максимальным в криохроны и минимальным в термохроны.

Теплообеспеченность сельскохозяйственных культур – показатель обеспечения потребности сельскохозяйственных растений в тепле. В данном докладе – ***сумма активных температур*** с порогом 10°С.

Теплооборот – потоки тепла, приходящего в заданный объем грунта за полупериод нагревания и уходящего за полупериод охлаждения в течение года. В случае установившегося температурного режима эти потоки одинаковы по абсолютной величине, но противоположны по знаку.

Термокарст – геоморфологический процесс, сопровождаемый вымыванием оттаявшего материала и образованием просадок поверхности грунта.

Термоклин – слой в океане (море), в котором вертикальные градиенты температуры повышены по сравнению с градиентами в вышеили нижележащих слоях вод.

Термохалинная циркуляция – крупномасштабная циркуляция океанских вод, обусловленная различной плотностью вод вследствие их различия в температуре и солености. В северной части Атлантического океана термохалинная циркуляция обусловлена движением теплых поверхностных вод на север и холодных глубоких вод – на юг, что приводит к переносу тепла в направлении к северу. Поверхностная вода уходит вниз в весьма ограниченных районах погружения, расположенных в высоких широтах.

Территориальное море – прибрежные морские воды шириной 12 морских миль.

Течение – поступательное движение воды в море.

Тихоокеанская десятилетняя осцилляция (ТДО) – температурный режим атмосферы в северной части Тихого океана, который примерно 20–30 лет находится в холодной или в теплой фазе.

Тихоокеанское колебание (ТК) – основная мода климатической изменчивости на масштабах десятилетий в умеренных широтах Тихоокеанско-Североамериканского сектора.

Торос – нагромождение обломков льда, возвышающееся над ледяной поверхностью.

Торосистость ледяного покрова – относительная часть морского ледяного покрова, занятая торосами.

Торошение – процесс образования торосов.

Трансовариальная передача (от лат. *trans* – "через", *ovarium* – "яичник") – способность самок членистоногих переносчиков передавать полученных возбудителей заболеваний потомству, то есть откладывать зараженные яйца, из которых затем выходят зараженные личинки.

Трансфазовая передача – способность членистоногих переносчиков возбудителей болезней человека и животных сохранять возбудителей инфекций в процессе преимагинального развития (т. е. до превращения во взрослую особь).

Тренд – постепенное изменение рассматриваемой величины в течение всего периода наблюде-

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1002

ний; фактические значения величины могут испытывать отклонения от линии тренда – случайные или неслучайные, но с меньшим характерным временем по сравнению с периодом наблюдений.

Тропосфера – самая нижняя часть атмосферы, простирающаяся от поверхности Земли на высоту приблизительно 10 км в средних широтах (в пределах от 9 км в высоких широтах до 16 км в тропиках), где образуются облака и формируются "погодные" явления. В тропосфере температура обычно понижается с высотой.

Тропопауза – слой атмосферы, граничащий внизу с тропосферой, а вверху со стратосферой.

Трофический уровень – совокупность организмов, объединяемых типом питания и занимающих определенное положение в общей цепи питания.

Уровень моря – положение свободной поверхности Мирового океана или моря, измеряемое относительно некоторого условного начала отсчета.

Урожайность – потенциальное или фактическое количество полезной продукции растениеводства или естественного сообщества (фитоценоза), отнесенное к единице площади (напр., т/га).

Фенология – наука, изучающая сезонное развитие (ритмы) растений и животных, обусловленное сменой времен года.

Фирновая линия – граница между фирновым бассейном (областью аккумуляции) и областью абляции ледника. Она либо совпадает с *высотой границы питания*, либо отделена от нее полосой наложенного льда.

Фитопланктон – совокупность растительных организмов, населяющих толщу воды морских и пресных водоемов и пассивно переносимых течением.

Фронт промерзания – син. граница промерзания – подвижная поверхность раздела между мерзлой и талой породами в какой-то момент времени.

Центры действия атмосферы (ЦДА) – области высокого и низкого приземного давления на многолетних среднемесячных климатических картах, которые являются статистическим результатом преобладания в данном районе барических систем одного знака (циклонов или антициклонов).

Циклоническая активность – интегральный показатель, отражающий интенсивность циклонической циркуляции в атмосфере рассматриваемого региона. Основными характеристиками циклонической активности являются частота прохождения циклонов через рассматриваемую территорию, их площадь, а также глубина, то есть разность давления между центром и периферией циклона.

Циклоническая циркуляция атмосферы – преобладание циклонического движения воздуха (против часовой стрелки в Северном полушарии и по часовой стрелке – в Южном) вокруг областей с пониженным атмосферным давлением.

Чистая первичная продукция – вновь образованная в экосистеме растениями биомасса за какой-либо промежуток времени (обычно за год) на единице площади.

Шельф – выровненная область подводной окраины материка, примыкающая к суше и характеризующаяся общим с ней геологическим строением.

Шельфовый ледник – плавучий ледник, имеющий форму плиты с почти горизонтальными верхней и нижней поверхностями, значительной толщиной (в сотни метров) и большой горизонтальной протяженностью. Питается за счет аккумуляции снега, притока льда с суши, и намерзания льда из морской воды снизу. Обычно имеет свободный край (барьер), от которого откалываются айсберги. В краевой части намерзание на нижней поверхности обычно сменяется таянием.

Штормовой нагон воды – нагон воды на побережье океанов и морей, вызванный штормовым ветром и приводящий к размыванию и разрушению грунтов, затоплению территории побережья и подпору воды в реках.

Эвапотранспирация – сумма физического испарения воды с земной поверхности и испарения воды растениями (транспирация).

Эвстатические колебания уровня – изменения уровня Мирового океана, связанные с изменениями объема воды в нем, а также изменениями емкости морей и океанов.

Эвтрофикация – (от др.-греч. ευτροφια – "хорошее питание") – насыщение водоемов биогенны-

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1003

ми элементами, сопровождающееся ростом биологической продуктивности водных бассейнов.

Эвфотический слой – (фотическая зона, зона продуцирования) – верхний слой водоема, в который проникает достаточное количество света, необходимое для фотосинтеза.

Эквивалент CO_2 (диоксида углерода) – количество *диоксида углерода*, которое может привести к такой же величине *радиационного воздействия* за рассматриваемый временной интервал, что и заданная смесь парниковых газов. Эквивалентная эмиссия диоксида углерода получается путем умножения эмиссии *парникового газа* на его *потенциал глобального потепления* для заданного временного интервала. Для смеси парниковых газов интегральная эквивалентная эмиссия диоксида углерода получается путем суммирования эквивалентных эмиссий всех рассматриваемых парниковых газов. Эквивалентная эмиссия диоксида углерода представляет собой удобную метрику для сравнения эмиссий различных парниковых газов.

Экономический порог вредоносности – минимальная плотность популяции вредного организма, при которой экономически выгодно применять средства защиты растений, т. е. затраты по применению окупаются прибылью от сохраненного урожая.

Экосистема – совокупность совместно обитающих организмов и условий их существования, находящихся в закономерной взаимосвязи друг с другом и образующих систему взаимообусловленных биотических и абиотических явлений и процессов.

Экотон – растительность переходного характера между соседними биомами или их сообществами.

Экстремальное погодное явление – редкое событие по критериям статистического распределения в данном конкретном пункте. Понятие “редкое” варьирует в определённых пределах, но обычно соответствует попаданию в 10%- или 5%-ые “хвосты” распределения.

Экстремальность климата – статистика экстремальных значений параметров климатической системы; к экстремальным обычно относят значения “на хвостах” статистических распределений, например, за 10%-ми или 5%-ми процентилями.

Эндемики – виды организмов, обитающие в пределах ограниченного пространства, изолированного географически или экологически от других местообитаний (например, в глубоких озерах, горах, на островах).

Эндофильные виды – виды переносчиков болезней, которые большую часть жизни проводят в постройках человека, в отличие от экзофильных, которые обитают на открытом воздухе. В отношении комаров эндофильными считаются виды, у самок которых переваривание крови и созревание яиц происходит в помещениях. Напротив, к экзофильным видам комаров относят тех, самки которых могут нападать как на открытом воздухе, так и в помещениях, но переваривание крови и развитие яиц происходит только в природных убежищах.

Южная граница распространения многолетнемерзлых пород – см. *геокриологическая зональность.*

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1004

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АН_31 – Группа из 31 модели общей циркуляции атмосферы и океана, сформированная для описания будущего климата XXI в. в ГГО и используемая в данном докладе при оценке последствий будущих изменений климата на территории РФ

ААНИИ – Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

АСЭ – Алтае-Саянский экорегион

АТР – Азиатско-Тихоокеанский регион

АЧР – Азиатская часть России

ББС – Беломорская биологическая станция МГУ им. М. В. Ломоносова

БКП – Биоклиматический потенциал

БС – Балтийская система высот уровня моря

ВВП – Внутренний валовой продукт

ВГКШ – Внешняя граница континентального шельфа

ВИЭ – Возобновляемые источники энергии

ВКК – Волжско-Камский каскад ГЭС

ВЛТУ – Временные локальные технические условия

ВМО – Всемирная метеорологическая организация

ВНИГРИ – Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт

ВНИИГМИ-МЦД – Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных

ВНИИСХМ – Всероссийский научно-исследовательский институт сельскохозяйственной метеорологии

ВОЗ – Всемирная организация здравоохранения

ВПИК – Всемирная программа исследования климата

ВСТ – Восточно-Сахалинское течение

ВЭС – Ветровые электростанции

ВЭУ – Ветровые энергетические установки

ГГИ – Государственный гидрологический институт

ГГО – Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

ГеоТЭС – Геотермальная электростанция

ГКМ – Газоконденсатное месторождение

ГЛПС – Геморрагическая лихорадка с почечным синдромом

ГЛР – Государственный лесной реестр

ГМО – Гидрометеорологическая обсерватория

ГМС – Гидрометеорологическая станция

ГОЛР – Глобальная оценка лесных ресурсов

ГСА – Глобальная служба атмосферы

ГТК – Гидротермический коэффициент Селянинова

ГУ – Гидроузел

ГУЛФ – Государственный учет лесного фонда

ГЦ РАН – Геофизический центр РАН

ГЭС – Гидроэлектростанция

ДВНИГМИ – Дальневосточный научно-исследовательский гидрометеорологический институт

ДФО – Дальневосточный федеральный округ

ЕС – Евросоюз

ЕЧР – Европейская часть России

ЗКТ – Западно-Камчатское течение

ИГКЭ – Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН

ИК – Инфракрасный

ИО РАН – Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН

ИС – радиационный индекс сухости Будыко

ИФА РАН – Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН

ИЭЗ – Исключительная экономическая зона

КГЛ – Крымская геморрагическая лихорадка

КЗС – Комплекс защитных сооружений Санкт-Петербурга

КМЯ – Комплекс метеорологических явлений, каждое из которых по интенсивности не достигает критериев опасного явления (ОЯ), но близко к ним и наносит ущерб не меньших размеров, чем ОЯ

КОС – Криогенные оползни скольжения

КОТ – Криогенные оползни течения

КПД – Коэффициент полезного действия

ЛЗН – Лихорадка западного Нила

МВА – Моря восточной Арктики

МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменению климата

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1005

ММП – Многолетнемерзлые породы

МОЦАО – Модели общей циркуляции атмосферы и океана

МПР – Министерство природных ресурсов и экологии РФ

МЭА – Международное энергетическое агентство

НАСА – Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства, США

НИС – Научно-исследовательское судно

НУОА – Национальное управление океанических и атмосферных исследований, США

ОГСНК – Общегосударственная служба наблюдений и контроля состояния окружающей среды

ОГЯ – Опасные гидрометеорологические явления

ОД_РФ-1 – первый «Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации» (издан Росгидрометом в 2008 г.)

ОД3 – Третий оценочный доклад МГЭИК

ОД4 – Четвертый оценочный доклад МГЭИК

ОД5 – Пятый оценочный доклад МГЭИК

ОДУ – Общий допустимый улов

ОЛХ – Опытное лесное хозяйство

ОЯ – Опасные явления

ПГ – Парниковые газы

ПСА – Пограничный слой атмосферы

ПФО – Приволжский федеральный округ

РАН – Российская академия наук

РВ – радиационное воздействие

РКИК – Рамочная конвенция ООН об изменении климата

РКМ – Региональная климатическая модель

«Рослесозащита» – Российский центр защиты леса

Росгидромет – Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды РФ

СА – Солнечная активность

САК – Североатлантическое колебание

СДСВ – Специальный доклад о сценариях выбросов, МГЭИК

СЗП – Северо-Западный проход

СЗФО – Северо-Западный федеральный округ

СЛО – Северный Ледовитый океан

СМП – Северный морской путь

СПВ – Содержание пресной воды

СТС – Сезонно-талый слой

СЭС – Солнечная электростанция

т.н.э.– тонна нефтяного эквивалента (в зарубежной практике принимается нефть с удельной теплотой сгорания 41.868 ГДж/т)

т.у.т – тонна условного топлива (в качестве условного топлива в России принимается уголь с удельной теплотой сгорания 29.3 ГДж/т)

ТБО – твердые бытовые отходы

ТВ – температура воздуха

ТИНРО – Тихоокеанский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии

ТК – Тихоокеанское колебание

ТОИ ДВО РАН – Тихоокеанский океанологический институт Дальневосточного отделения РАН

ТПМ – Температура поверхности моря

ТПО – Температура поверхности океана

ТПС – Теплый промежуточный слой

ТЭЦ – Теплоэлектроцентраль

УКПГ – Установка комплексной подготовки газа

УФО – Уральский федеральный округ

ФГБУ – Федеральное Государственное Бюджетное Учреждение

ФО – Федеральный округ

ХЕЛКОМ – Хельсинкская комиссия (HELCOM – Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki Commission)

ЦФО – Центральный федеральный округ

ЧУ – Черный углерод

ЭНЮК – Эль-Ниньо – Южное колебание (ENSO – El Nino/La Nina –Southern Oscillation)

ЭОФ – Эмпирические ортогональные функции

ЭПВ – Экономический порог вредоносности

ЮФО – Южный федеральный округ

ACIA – The Arctic Climate Impact Assessment (Доклад «Оценка климатических воздействий в Арктике»)

AD – Arctic Dipole (Арктический диполь)

AMAP – Arctic Monitoring and Assessment Programme (Программа мониторинга и оценки Арктики)

AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation (Атлантическое мультидекадное колебание)

AMSA – The Arctic Marine Shipping Assessment (Оценка торгового судоходства в Арктике)

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1006

AO – Arctic Oscillation (Арктическое колебание)

AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometer (усовершенствованный радиометр очень высокого разрешения)

AVISO – Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data (Проект архивирования, валидации и интерпретации океанографических спутниковых данных)

BALTSEM – The Baltic sea Long-Term large-Scale Eutrophication Model (долгосрочная крупномасштабная модель эвтрофикации Балтийского моря)

BAU – Business-As-Usual ("дела как обычно", инерционный сценарий антропогенного воздействия на климатическую систему)

BC – Black Carbon (ЧУ – черный углерод)

BGF – Biotic Growth Factor (коэффициент, описывающий реакцию фотосинтеза на изменение уровня CO_2)

BSAP – Baltic Sea Action Plan (План действий по Балтийскому морю)

CALM – Circumpolar Active Layer Monitoring (Международный проект по мониторингу приполярного приповерхностного деятельного слоя)

CCRA – Climate Change Risk Assessment (Оценка рисков при изменении климата)

CDAS – Climate Data Assimilation System (Система ассимиляции климатических данных)

CMIP – Coupled Model Intercomparison Project (Проект сравнения объединенных моделей)

CMIP3 – третья фаза проекта CMIP

CMIP5 – пятая фаза проекта CMIP

CRU – Climate Research Unit, University of East Anglia, UK (Подразделение исследования климата, Университет Восточной Англии, Великобритания)

CRUTEM3v – Variance-Adjusted Global (Land-Only) Gridded Air Temperature (Третья версия массива сеточных данных поверхностной температуры Подразделения исследований климата Университета Восточной Англии, Великобритания)

DAAC – Distributed Active Archive Centre (Распределенный активный центр архивной информации, США)

DGVM – Dynamic Global Vegetation Model (Глобальная динамическая модель растительности)

ECMWF – European Centre for Medium Range Weather Forecasting (Европейский центр среднесрочного прогноза погоды)

ECP – Extended Concentration Pathway (Продленные траектории концентраций)

EGS – End of the Growing Season (дата окончания вегетации)

ERA-40 – ECMWF reanalysis (Глобальный реанализ атмосферы за 40 лет Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды)

ERA-Interim – ECMWF-Interim reanalysis (Глобальный реанализ атмосферы Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды)

ERGOM – The Ecological Regional Ocean Model (экологическая региональная модель океана)

FACE – Free Air CO_2 Enrichment (Международный проект выращивания растений при обогащении воздуха CO_2)

FAO – Food and Agriculture Organization (ФАО – Продовольственная и сельскохозяйственная организация)

GAW/WMO – Global Atmosphere Watch/World Meteorological Organization (Глобальная служба атмосферы / Всемирная метеорологическая организация)

GDD – Growing Degree Days (Сумма эффективных температур или аналогичный индекс)

GESDISC NASA – Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, NASA (Годдардский центр данных и информации наук о Земле, НАСА, США)

GISTEMP – Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis (анализ поверхностной температуры Годдардского института космических исследований, США)

GMFz – Geomagnetic Field z (вертикальная составляющая геомагнитного поля Земли)

GPCP – Global Precipitation Climatology Project (Проект по климатологии глобальных осадков)

GPP – Brutto Primary Production (брутто-продуктивность растительности)

GRDC – Global Runoff Data Centre (Международный центр данных по стокам рек, Кобленц, Германия)

HadCRUT4 – Hadley Centre/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set (Четвертая версия массива сеточных данных поверхност-

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1007

ной температуры Центра Хэдли/ Подразделения исследований климата, Университет Восточной Англии, Великобритания)

HadISST – The Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature (Глобальный массив сеточных данных по морскому льду и поверхностной температуре Центра Хэдли, Великобритания)

IIASA – The International Institute for Applied Systems Analysis (МИПСА – Международный институт прикладного системного анализа, Австрия)

INSROP – International Northern Sea Route Programme (Международная программа освоения Северного морского пути)

IPA – International Permafrost Association (Международная ассоциация по мерзлотоведению)

IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change (МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменениям климата)

IPCC-AR5 – Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата – ОД5)

J 1/2 – Спутники Jason-1 и Jason-2

JMA – Japan Meteorological Agency (Японское метеорологическое агентство)

JPL – Jet Propulsion Laboratory (Лаборатория реактивного движения Калифорнийского технологического института)

LAC – Light Absorbing Carbon (поглощающий свет углерод)

LGS – Length of the Growing Season (длина вегетационного периода)

MBL – Marine Boundary Layer (морской пограничный слой)

MERRA – Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications, NASA (Современный глобальный реанализ для научных и прикладных исследований, НАСА, США)

MLOST – Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (Объединенный анализ температур поверхности суши и поверхности океана НУОА, США)

NAO – North Atlantic Oscillation (Североатлантическое колебание)

NASA – National Aeronautic and Space Administration (НАСА – Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства, США)

NBP – Netto Biome Production (чистая биомная продукция)

NCAR – National Center for Atmospheric Research (Национальный центр атмосферных исследований, США)

NCDC – National Climate Data Center (Национальный центр климатических данных, НОАА, США)

NCEP – National Centers for Environmental Prediction (Национальные центры прогнозов окружающей среды, США)

NDD – Negative Degree Days (сумма отрицательных среднесуточных температур)

NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) – Нормализованный разностный индекс растительности

NEP – Netto Ecosystem Production (чистая экосистемная продукция)

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration (Национальное управление океанических и атмосферных исследований, США)

NOAA/ESRL – National Oceanic and Atmospheric Administration/Environmental Science Research Laboratory (Национальное управление океанических и атмосферных исследований/ Лаборатория исследований по наукам об окружающей среде)

NPP – Netto Primary Production (нетто-продуктивность растительности)

NSIDC – National Snow and Ice Data Center (Национальный центр данных о снеге и льде, США)

PALACE – Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer (профилирующий автономный лагранжев циркуляционный буй)

PDO – Pacific Decadal Oscillation (Тихоокеанское декадное колебание)

PM10 – Particulate matter < 10 μm (мелкодисперсные частицы размером до 10 мкм)

PNA – Pacific/ North American teleconnection pattern (Тихоокеанско-Североамериканская телеконнекция)

ppm – Parts per million (млн$^{-1}$ – количество частей на миллион)

RCAO – Rossby Centre Atmosphere-Ocean (Россби-центр атмосферы и океана, Великобритания)

RCO-SCOBI – The Swedish Coastal and Ocean Biogeochemical model coupled to the Rossby Centre ocean circulation model (шведская биогеохимическая

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1008

модель прибрежных и океанских вод, объединенная с моделью циркуляции океана центра Россби)

RCP – сценарий антропогенного воздействия на климатическую систему группы Representative Concentration Pathway (РТК – репрезентативные траектории концентраций)

RCP4.5 – сценарий группы RCP антропогенного воздействия на климатическую систему, при котором предполагаемое радиационное воздействие, создаваемое парниковыми газами, к 2100 году станет 4.5 Вт/м^2.

RCP8.5 – сценарий группы RCP антропогенного воздействия на климатическую систему, при котором предполагаемое радиационное воздействие, создаваемое парниковыми газами, к 2100 году станет 8.5 Вт/м^2.

RDI – Radiation Dryness Index (ИС – радиационный индекс сухости)

REF – Reference scenario (в данном докладе – базовый сценарий для модельных расчетов климата)

SGS – Start of the Growing Season (дата начала вегетации)

SOM – Soil Organic Matter (почвенное органическое вещество)

SPBEM – St.Petersburg Baltic Eutrophication Model (Санкт-Петербургская модель эвтрофикации Балтийского моря)

SRES – Special Report on Emissions Scenarios, IPCC (СДСВ – Специальный доклад по сценариям выбросов, МГЭИК)

T/P – Спутник TOPEX/Poseidon

TOVAS – TRMM Online Visualization and Analysis System (он-лайн система визуализации и анализа данных Программы измерения тропических осадков)

TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission (Программа измерения тропических осадков)

TSP – Thermal State of Permafrost (международный проект по измерению температуры вечной мерзлоты)

VOCs – Volatile Organic Compounds (летучие органические соединения)

WUE – Water Use Efficiency (эффективность использования воды)

OD-2-1-3n 12/8/14 1:28 PM Page 1009

**ВТОРОЙ ОЦЕНОЧНЫЙ ДОКЛАД РОСГИДРОМЕТА
ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯХ
НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

На первой странице обложки – Самарская Лука. Вид на Волгу, Жигулевские ворота.
Фотобанк Лори – Елена Доброва.

Редактор В. В. Ясюкевич
Корректор В. В. Ясюкевич
Компьютерная верстка В. В. Виноградовой
редакция рисунков в тексте: В. В. Ясюкевич и В. В. Виноградова

Набрано в ФГБУ «ИГКЭ Росгидромета и РАН»
107258 Москва, ул. Глебовская, д. 20б

Подписано в печать **31.12.2014.**
Усл. печ. л. **89,60.** Уч. изд. л. **117,18.**
Формат 60x84/ 8. Тираж 150 экз. Заказ № **1582.2.**

Отпечатано **в типографии ИП Пермяков С.А.**
426034, г. Ижевск, ул. Коммунаров, 244

OD-2-1-3n 12/15/14 3:16 PM Page 1

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
(РОСГИДРОМЕТ)

ВТОРОЙ ОЦЕНОЧНЫЙ ДОКЛАД РОСГИДРОМЕТА ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Москва — 2014

OD-2-1-3n 12/15/14 3:16 PM Page 2

ВТОРОЙ ОЦЕНОЧНЫЙ ДОКЛАД РОСГИДРОМЕТА ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

УДК 551.583(470+570) ББК 19.3.4

Научно-координационный комитет по подготовке "Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации":

Руководитель Росгидромета А. В. Фролов (председатель), В. Г. Блинов (заместитель председателя), Г. С. Голицын, В. П. Дымников, Ю. А. Израэль, В. М. Катцов, В. М. Котляков, В. И. Осипов, С. М. Семенов

Головные научные учреждения Росгидромета по подготовке доклада:
Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО)
Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (ИГКЭ)

"Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации" состоит из **основного тома, Технического резюме и Общего резюме.**

Настоящий **основной том "Второго оценочного доклада Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации"** подготовили специалисты научно-исследовательских институтов Росгидромета, Российской академии наук и Высшей школы:

научные руководители работ по подготовке доклада *В. М. Катцов и С. М. Семенов*,

ведущие авторы доклада *Г. В. Алексеев, М. Д. Ананичева, О. А. Анисимов, И. М. Ашик, М. Ю. Бардин, Э. Г. Богданова, О. Н. Булыгина, В. Ю. Георгиевский, Г. В. Груза, А. И. Данилов, Т. Р. Еремина, А. Н. Золотокрылин, И. Л. Кароль, В. М. Катцов, М. Д. Корзухин, А. Г. Костяной, А. Н. Кренке, Г. В. Малкова, В. П. Мелешко, А. В. Мещерская, В. Б. Лобанов, В. Н. Павлова, Т. В. Павлова, Е. Н. Попова, Э. Я. Ранькова, Б. А. Ревич, А. А. Романовская, С. М. Семенов, П. В. Спорышев, В. В. Стадник, Е. И. Хлебникова, А. Л. Шалыгин, Б. Г. Шерстюков, И. М. Школьник, В. В. Ясюкевич*

и авторы доклада *Г. В. Алексеев, А. Е. Асарин, Ж. А. Балонишникова, Л. М. Битков, О. Н. Булыгина, Л. Ю. Бугров, В. В. Виноградова, С. Ю. Гаврилова, Д. А. Ганюшкин, А. И. Гинзбург, М. В. Георгиевский, А. Ф. Глазовский, В. А. Говоркова, О. Ф. Голованов, М. П. Голод, В. И. Гребенец, П. Я. Гройсман, Г. В. Груза, А. А. Губарьков, М. А. Данченков, Т. А. Дацюк, Е. В. Дмитриева, Д. С. Дроздов, В. В. Елистратов, А. Н. Жиркевич, Д. Г. Замолодчиков, В. В. Иванов, Т. Б. Иванова, Б. М. Ильин, Г. Э. Инсаров, В. П. Карклин, И. Л. Кароль, В. М. Катцов, С. А. Кириллов, А. А. Киселев, А. В. Клепиков, Д. В. Ковалевский, Н. К. Кононова, А. С. Комаров, Н. Н. Коршунова, Г. Н. Краев, И. Н. Курганова, С. А. Лебедев, М. О. Лейбман, П. М. Лурье, В. А. Лучин, А. А. Максимов, В. В. Малеев, Е. Л. Махоткина, Л. И. Мезенцева, В. П. Мелешко, А. А. Минин, В. М. Мирвис, А. Я. Муравьев, Л. В. Мухортова, Е. Д. Надежина, А. И. Неушкин, Г. А. Носенко, Э. Ю. Осипов, О. П. Осипова, Т. В. Павлова, В. Д. Панов, В. И. Пересыпкин, Т. В. Платова, Л. А. Поздняков, В. И. Пономарев, И. О. Попов, А. В. Пчелкин, В. Ф. Радионов, В. Н. Разуваев, Э. Я. Ранькова, А. И. Решетников, В. А. Романенков, Э. В. Рочева, В. А. Рябченко, О. Ф. Самохина, А. Т. Санина, В. А. Семенов, И. В. Семенова, А. А. Сирин, О. В. Соколов, П. В. Спорышев, А. Л. Степанов, А. И. Страшная, Д. А. Стрелецкий, Л. А. Тимохов, С. Н. Титкина, О. О. Трусенкова, Е. И. Устинова, Р. Н. Ушакова, Н. В. Хабаров, Г. В. Хен, А. В. Хомутов, Т. Е. Хромова, Е. А. Черенкова, М. В. Шахгеданова, А. З. Швиденко, Н. А. Шеремет, А. Б. Шерстюков, М. Б. Шилин, С. Г. Шиятов, И. М. Школьник, С. П. Шкорба, Д. Г. Щепащенко*

Рецензенты: *академик РАН Е. А. Ваганов (раздел 4), член-корреспондент РАН С. К. Гулев (раздел 1), член-корреспондент РАН К. Н. Дьяконов (раздел 6), член-корреспондент РАН В. Н. Лыкосов (раздел 3), член-корреспондент РАН И. И. Мохов (раздел 2), член-корреспондент РАН В. Г. Нейман (раздел 5)*

Редакционная группа *В. В. Ясюкевич, В. А. Говоркова, И. А. Корнева, Т. В. Павлова, Е. Н. Попова*

Картографическая основа представления материалов в основном томе доклада, Техническом резюме и Общем резюме соответствует положению на 1 января 2014 г.

ISBN **978-5-9631-0322-7**

© Росгидромет, 2014 г.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 3

Посвящается памяти выдающегося ученого, организатора науки, государственного и общественного деятеля, академика Ю. А. Израэля

Академик Юрий Антониевич ИЗРАЭЛЬ (1930–2014) – выдающийся ученый в области геофизики, прикладной экологии и климатологии.

В 1950-х годах его научная деятельность началась с проблемы ядерных испытаний в геофизическом, экологическом и метеорологическом аспектах. Им были исследованы закономерности распространения радиоактивных продуктов ядерных взрывов в атмосфере, их выпадения на земную поверхность и последующего переноса радионуклидов в различных природных средах. Неоценимый вклад Ю. А. Израэль внес в ядерную геофизику и радиоэкологию, изучая процессы распространения и миграции радионуклидов в окружающей среде при авариях на ядерных объектах, в частности, при аварии на Чернобыльской АЭС.

С 1970-х годов Ю. А. Израэль все больше уделяет внимания проблемам прикладной экологии, связанным с нерадиоактивным загрязнением природных сред. Он работает над проблемами переноса химического загрязнения в атмосфере и других средах, изучает выпадения загрязняющих веществ из атмосферы на подстилающую поверхность, разрабатывает основы экологического нормирования, создает концепцию предельно-допустимых антропогенных нагрузок на биосферу.

По мере осознания мировым сообществом изменений глобального климата Ю. А. Израэль все более посвящает себя работе над этой проблемой. Ему принадлежит идея критических (предельно-допустимых) уровней антропогенного воздействия на климатическую систему Земли. С начала 2000-х он разрабатывает теорию и технологию инженерии климата, т.е. активного воздействия на глобальный климат с целью его стабилизации.

Ю. А. Израэль занимал крупные посты как в стране (он возглавлял научные институты, был руководителем гидрометеорологической службы в ранге министра, избирался в органы законодательной власти, был президентом Российской экологической академии, работал академиком-секретарем Отделения океанологии, физики атмосферы и географии Российской академии наук), так и в международных организациях (в том числе был вице-президентом Всемирной метеорологической организации, вице-председателем Межправительственной группы экспертов по изменению климата – МГЭИК).

Его научная и организаторская деятельность была отмечена многими наградами, в том числе российскими орденами “За заслуги перед Отечеством” II, III и IV степеней. Он – лауреат золотой медали международной организации Этторе Маджорана (Италия) за работы по ликвидации последствий аварии на Чернобыльской АЭС, золотой медали имени академика В. Н. Сукачева АН СССР за экологические исследования, премии имени Сасакавы Программы ООН по окружающей среде (ЮНЕП) в области охраны окружающей среды. В 2008 г. он был членом делегации МГЭИК на церемонии вручения Нобелевской премии мира этой организации.

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 4

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ 10

РАЗДЕЛ 1. НАБЛЮДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА 18

Глава 1.1. Парниковые газы, аэрозоли и климат 18
1.1.1. Введение 18
1.1.2. Диоксид углерода 19
1.1.3. Метан 21
1.1.4. Закись азота 21
1.1.5. Галогеноуглероды и SF6 22
1.1.6. Поглощающий солнечную радиацию атмосферный аэрозоль (черный углерод) 22
1.1.7. Баланс основных парниковых газов на территории России 23
1.1.8. Мониторинг парниковых газов на территории России 26
1.1.9. Другие наблюдения на территории России 32
1.1.10. Заключение 35
1.1.11. Литература 35

Глава 1.2. Температура приземного воздуха 37
1.2.1. Введение 37
1.2.2. Изменения глобальной приповерхностной температуры 37
1.2.3. Климатические изменения температуры на территории России 43
1.2.4. Изменение климатических норм от 1961–1990 гг. к 1981–2010 гг. 53
1.2.5. Динамические климатические нормы 57
1.2.6. Оценка роли 60-летнего цикла в наблюдаемых и ожидаемых изменениях климата 61
1.2.7. Заключение 67
1.2.8. Литература 69

Глава 1.3. Атмосферные осадки 72
1.3.1. Введение 72
1.3.2. Тенденции современных изменений режима осадков на территории России (по данным массива ИГКЭ) 73
1.3.3. Многолетние изменения режима осадков на территории России (по данным массива ГГО) 81
1.3.4. Литература 95

Глава 1.4. Снежный покров 96
1.4.1. Введение 96
1.4.2. Климатические характеристики снежного покрова 97
1.4.3. Многолетние изменения характеристик снежного покрова 98
1.4.4. Ледяная корка 101
1.4.5. Изменение снежного покрова по данным спутниковых наблюдений 105
1.4.6. Заключение 107
1.4.7. Литература 108

Глава 1.5. Облачность и радиационный режим 110
1.5.1. Облачность 110
1.5.2. Радиационный режим 111
1.5.3. Заключение 122
1.5.4. Литература 122

Глава 1.6. Атмосферная циркуляция 125
1.6.1. Введение 125
1.6.2. Центры действия атмосферы и их динамика во времени 125
1.6.3. Индексы атмосферной циркуляции и их связь с изменениями температурных условий на территории России 130

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 5

1.6.4. Тренды сезонной и годовой повторяемости циклонов 137
1.6.5. Приземное давление воздуха 146
1.6.6. Изменение во времени характеристик ветра 148
1.6.7. Блокирующие антициклоны и их тренды....151
1.6.8. Синоптические типизации атмосферных процессов. Анализ временных рядов типов циркуляции 156
1.6.9. Заключение 163
1.6.10. Литература 166

Глава 1.7. Экстремальность климата 171
1.7.1. Введение 171
1.7.2. Наблюдаемые изменения статистики экстремумов температуры и осадков 174
1.7.3. Крупномасштабные атмосферные вихри 190
1.7.4. Опасные гидрометеорологические явления 194
1.7.5. Заключение 197
1.7.6. Литература 199

Глава 1.8. Климат Арктики 202
1.8.1. Введение 202
1.8.2. Энергетический баланс Арктики и Северной полярной области....204
1.8.3. Наблюдаемые изменения в арктической климатической системе 205
1.8.4. Атмосферная циркуляция 208
1.8.5. Солнечная радиация....209
1.8.6. Арктическое усиление 210
1.8.7. Морской лед: площадь и сплоченность 212
1.8.8. Толщина льда....214
1.8.9. Влияющие факторы 215
1.8.10. Морская среда....217
1.8.11. Заключение 225
1.8.12. Литература 227

РАЗДЕЛ 2. ПРИЧИНЫ НАБЛЮДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА 236

Глава 2.1. Эволюция научных представлений о причинах климатических изменений 236
2.1.1. Введение 236
2.1.2. Антропогенное изменение глобального климата: от гипотезы к теории 237
2.1.3. Установление причин и прогноз климатических изменений 241
2.1.4. Литература 245

Глава 2.2. Причины наблюдаемых изменений глобального климата 249
2.2.1. Введение 249
2.2.2. Изменения в ключевых компонентах климатической системы Земли 249
2.2.3. Совместный анализ основных климатических характеристик 258
2.2.4. Литература 258

Глава 2.3. Антропогенная составляющая изменения климата на территории России 260
2.3.1. Введение 260
2.3.2. Изменения климата России в модельных расчетах с раздельным учетом влияния антропогенных и естественных внешних воздействий....260
2.3.3. Установление причин наблюдаемых изменений в интенсивности и частоте возникновения экстремальных температур на территории России методами оптимального обнаружения климатических сигналов 272
2.3.4. Выявление антропогенного вклада в возникновение аномальных климатических явлений на территории России на примере лета 2010 г. 274
2.3.5. Литература 275

Глава 2.4. Влияние неантропогенных факторов на современный климат 277
2.4.1. Введение 277
2.4.2. Солнечная радиация....277

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 6

2.4.3. Вулканическое радиационное воздействие 280
2.4.4. Влияние собственной изменчивости в океане 281
2.4.5. Литература 283

РАЗДЕЛ 3. ОЖИДАЕМЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В XXI ВЕКЕ 286

Глава 3.1. Новое поколение климатических моделей 286
3.1.1. Введение 286
3.1.2. Климатические модели CMIP5 287
3.1.3. Подходы к дискриминации глобальных климатических моделей 292
3.1.4. Воспроизведение наблюдаемого климата России с помощью моделей CMIP5 294
3.1.5. Пространственная детализация результатов моделирования глобальной климатической системы 309
3.1.6. Выводы 312
3.1.7. Литература 313

Глава 3.2. Ожидаемые изменения климата на территории Российской Федерации в XXI веке 320
3.2.1. Сценарии антропогенных воздействий на глобальную климатическую систему 320
3.2.2. Ожидаемые в XXI веке глобальные изменения климата 325
3.2.3. Будущие изменения климата России 327
3.2.4. Заключение 347
3.2.5. Литература 348

РАЗДЕЛ 4. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА НА ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ СУШИ 350

Глава 4.1. Водные системы суши 350
4.1.1. Введение 350
4.1.2. Водные ресурсы 350
4.1.3. Сезонный сток 351
4.1.4. Максимальный сток 355
4.1.5. Водные ресурсы в XXI столетии 357
4.1.6. Заключение 359
4.1.7. Литература 360

Глава 4.2. Горное оледенение и оледенение арктических островов 361
4.2.1. Введение 361
4.2.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 363
4.2.3. Недавнее прошлое и современное состояние 363
4.2.4. Прогноз эволюции ледников и ледниковых систем 396
4.2.5. Заключение 405
4.2.6. Литература 406

Глава 4.3. Многолетняя мерзлота 410
4.3.1. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 410
4.3.2. Общие представления о многолетней мерзлоте 410
4.3.3. Мониторинг температурного режима многолетнемерзлых пород по данным метеостанций 413
4.3.4. Мониторинг температуры многолетнемерзлых пород на геокриологических стационарах 415
4.3.5. Мониторинг глубины сезонного протаивания многолетнемерзлых пород 424
4.3.6. Криогенные процессы и их связь с современными климатическими изменениями 425
4.3.7. Прогноз развития криолитозоны при изменении климата 438
4.3.8. Многолетняя мерзлота как криогенный ресурс современной экономики 445
4.3.9. Заключение 447
4.3.10. Литература 451

Глава 4.4. Природные экосистемы суши 459
4.4.1. Введение 459
4.4.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 459

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 7

4.4.3. Состояние растений 461
4.4.4. Углеродный бюджет и продуктивность растительных экосистем 467
4.4.5. Границы растительных зон на равнине и в горах 473
4.4.6. Изменение видового разнообразия и ареалов растений и животных 484
4.4.7. Болотные экосистемы 489
4.4.8. Изменения режимов природных нарушений в экосистемах 491
4.4.9. Заключение 496
4.4.10. Литература 498

Глава 4.5. Углеродный баланс почв: последствия изменений климата 507
4.5.1. Введение 507
4.5.2. Краткое изложение материалов ОД_РФ-1 509
4.5.3. Оценка дыхания почв России 510
4.5.4. Баланс углерода почв различных экосистем России 515
4.5.5. Последствия ожидаемых климатических изменений для баланса углерода почв России 534
4.5.6. Адаптационные мероприятия по снижению воздействия изменения климата на баланс углерода почв России 537
4.5.7. Заключение 538
4.5.8. Литература 540

Глава 4.6. Засухи и опустынивание 551
4.6.1. Введение 551
4.6.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 551
4.6.3. Засухи 552
4.6.4. Опустынивание 571
4.6.5. Возможные меры адаптации зернового хозяйства и пастбищного животноводства к росту повторяемости засух на ЕЧР 577
4.6.6. Заключение 578
4.6.7. Литература 579

РАЗДЕЛ 5. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА МОРСКИЕ ПРИРОДНЫЕ СИСТЕМЫ 588

Глава 5.1. Арктические моря России 588
5.1.1. Введение 588
5.1.2. Метеорологические условия 590
5.1.3. Морские гидрологические условия 594
5.1.4. Морской лед 605
5.1.5. Заключение 612
5.1.6. Литература 613

Глава 5.2. Балтийское море 615
5.2.1. Введение 615
5.2.2. Климат: температура воздуха, давление, осадки, скорость ветра в Балтийском море 616
5.2.3. Температура воды, уровень моря, ледовые условия, сток рек 619
5.2.4. Модельные оценки влияния изменения климата на экосистему Балтийского моря 625
5.2.5. Последствия изменения климата для экосистемы Балтийского моря 630
5.2.6. Морская деятельность и климат 633
5.2.7. Заключение 638
5.2.8. Литература 639

Глава 5.3. Южные моря России 644
5.3.1. Введение 644
5.3.2. Черное море 644
5.3.3. Азовское море 654
5.3.4. Каспийское море 664
5.3.5. Прогноз изменения климата Южных морей России 674
5.3.6. Последствия изменения климата Южных морей России 676

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 8

5.3.7. Заключение 678
5.3.8. Литература 679

Глава 5.4. Дальневосточные моря России. 684
5.4.1. Введение 684
5.4.2. Атмосферные процессы 685
5.4.3. Уровень дальневосточных морей России 697
5.4.4. Морской лед 701
5.4.5. Дальние связи ледовитости дальневосточных морей с аномалиями температуры поверхности океана и потока тепла на поверхности Тихого океана 707
5.4.6. Температура поверхности моря 709
5.4.7. Характеристики толщи вод 712
5.4.8. Водообмен дальневосточных морей с Тихим океаном 722
5.4.9. Климатические изменения и динамика основных объектов морского промысла в дальневосточном регионе 725
5.4.10. Заключение 731
5.4.11. Литература 734

РАЗДЕЛ 6. ВОЗДЕЙСТВИЯ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ОБЪЕКТЫ И ЗДОРОВЬЕ НАСЕЛЕНИЯ И МЕРЫ АДАПТАЦИИ К ЭТИМ ВОЗДЕЙСТВИЯМ 744

Глава 6.1. Здоровье населения 744
6.1.1. Общая характеристика 744
6.1.2. Краткий итог ОД_РФ-1 745
6.1.3. Последствия произошедших изменений климата 745
6.1.4. Некоторые факторы риска для здоровья населения в условиях будущего климата 772
6.1.5. Адаптации 785
6.1.6. Заключение 791
6.1.7. Литература 792

Глава 6.2. Строительство, наземный транспорт, топливно-энергетический комплекс 801
6.2.1. Введение 801
6.2.2. Строительство 802
6.2.3. Наземный транспорт 811
6.2.4. Топливно-энергетический комплекс 813
6.2.5. Адаптации 821
6.2.6. Заключение 823
6.2.7. Литература 826

Глава 6.3. Возобновляемые энергетические ресурсы 830
6.3.1. Введение 830
6.3.2. Общая характеристика 830
6.3.3. Солнечная энергия 832
6.3.4. Ветровая энергия 840
6.3.5. Биоэнергия 844
6.3.6. Геотермальная энергия 846
6.3.7. Адаптации 848
6.3.8. Заключение 849
6.3.9. Литература 852

Глава 6.4. Хозяйственные объекты, расположенные на многолетней мерзлоте 854
6.4.1. Введение 854
6.4.2. Краткий итог оценок, содержащихся в ОД_РФ-1 856
6.4.3. Техногенное воздействие на криолитозону 856
6.4.4. Современные разрушения инфраструктуры, обусловленные деградацией многолетнемерзлых пород 859
6.4.5. Воздействие изменения климата на инфраструктуру криолитозоны 861

OD-2-1-3n 12/15/14 3:17 PM Page 9

6.4.6. Районирование территории по степени геокриологической опасности 866
6.4.7. Геокриологическая опасность на побережьях Арктических морей Восточной Сибири 867
6.4.8. Прогноз геокриологических рисков для инфраструктуры 870
6.4.9. Возможности адаптации к ожидаемым изменениям многолетней мерзлоты 872
6.4.10. Заключение 875
6.4.11. Литература 875

Глава 6.5. Гидроэнергетика и водное хозяйство 877
6.5.1. Введение 877
6.5.2. Краткое резюме результатов ОД_РФ-1 877
6.5.3. Гидроэнергетика 878
6.5.4. Водообеспеченность 882
6.5.5. Опасные и неблагоприятные гидрологические явления 887
6.5.6. Опасные гидрологические последствия изменений климата в будущем 893
6.5.7. Качество речных вод 893
6.5.8. Адаптации 894
6.5.9. Заключение 895
6.5.10. Литература 895

Глава 6.6. Морская деятельность в Арктике 898
6.6.1. Введение 898
6.6.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 898
6.6.3. Арктическая морская транспортная система 899
6.6.4. Освоение ресурсов арктического шельфа 907
6.6.5. Климатические изменения и международно-правовой режим использования Арктики 910
6.6.6. Экономико-климатические сценарии для Арктики 912
6.6.7. Последствия для морских экосистем и биоресурсов 912
6.6.8. Адаптации 915
6.6.9. Заключение 916
6.6.10. Литература 917

Глава 6.7. Сельское хозяйство 920
6.7.1. Введение 920
6.7.2. Краткое изложение результатов ОД_РФ-1 920
6.7.3. Последствия произошедших изменений климата для сельского хозяйства 921
6.7.4. Последствия ожидаемых климатических изменений для сельского хозяйства 942
6.7.5. Адаптация сельского хозяйства к изменениям климата 951
6.7.6. Заключение 955
6.7.7. Литература 958

Глава 6.8. Лесное хозяйство 965
6.8.1. Введение 965
6.8.2. Информация, представленная в ОД_РФ-1 965
6.8.3. Климатические условия как фактор продуктивности лесов 965
6.8.4. Негативные факторы в жизни леса 967
6.8.5. Реакция леса на изменения климата 973
6.8.6. Перспективная оценка потенциальной опасности лесных пожаров в XXI веке при изменении климата 976
6.8.7. Устойчивое управление лесами и адаптация к изменениям климата 980
6.8.8. Заключение 982
6.8.9. Литература 982

ГЛОССАРИЙ 985

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ 1004