

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



Том I. Изменения климата



ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И
МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ (РОСГИДРОМЕТ)

2008

**ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ
(РОСГИДРОМЕТ)**

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

ТОМ I

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Москва — 2008

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

Том I. Изменения климата

УДК 551.583 (470+570)
ББК 19.3.4

Научно-координационный комитет по подготовке “Оценочного доклада об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации”:

Руководитель Росгидромета А. И. Бедрицкий (председатель), В. Г. Блинов, Д. А. Гершинкова (ответственный секретарь), Г. С. Голицын, В. П. Дымников, Ю. А. Израэль, В. М. Катцов, В. М. Котляков, В. П. Мелешко, В. И. Осипов, С. М. Семенов

По поручению Росгидромета первый том доклада подготовлен Рабочей группой I “Изменение климата на территории Российской Федерации” в следующем составе:

Руководитель: В. П. Мелешко

Ведущие авторы: Г. В. Груза, А. С. Зайцев, И. Л. Кароль, В. М. Катцов, Н. В. Кобышева, В. П. Мелешко, А. В. Мещерская, В. М. Мирвис, А. И. Решетников, П. В. Спорышев

Авторы: Е. М. Акентьева, Г. В. Алексеев, О. А. Анисимов, Л. Н. Аристова, М. Ю. Бардин, Э. Г. Богданова, О. Н. Булыгина, В. Ю. Георгиевский, В. А. Говоркова, А. С. Зайцев, В. В. Иванов, Б. М. Ильин, В. М. Катцов, Л. К. Клещенко, М. В. Ключева, Н. К. Кононова, С. П. Малевский-Малевич, Е. Л. Махоткина, В. П. Мелешко, А. В. Мещерская, В. М. Мирвис, Е. Д. Надежина, Т. В. Павлова, Н. Н. Парамонова, О. М. Покровский, В. Н. Разуваев, Э. Я. Ранькова, А. И. Решетников, Э. В. Рочева, Т. П. Светлова, П. В. Спорышев, В. В. Стадник, Е. И. Хлебникова, М. З. Шаймарданов, А. Л. Шальгин, И. А. Шикломанов, И. М. Школьник, Б. Е. Шнееров

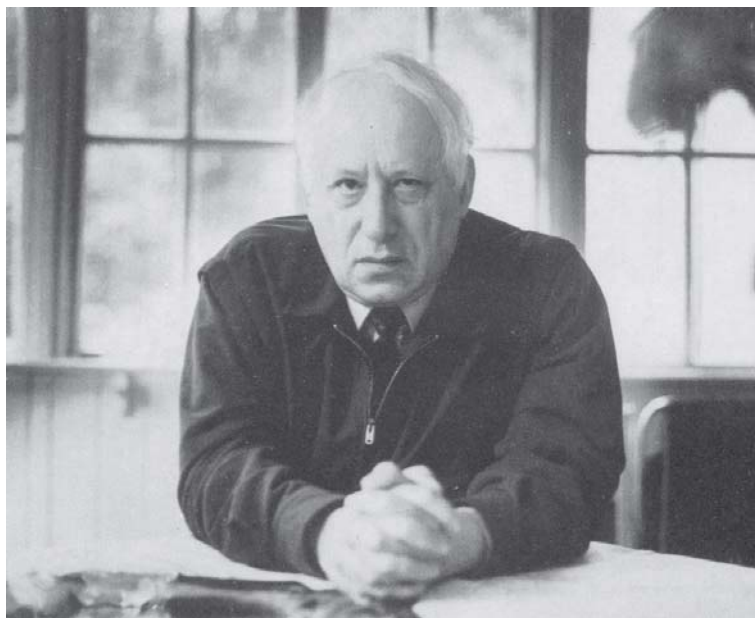
Рецензенты: О. Н. Булыгина, А. С. Гинзбург, академик РАН Г. С. Голицын, П. Я. Гройсман, академик РАН В. П. Дымников, член-корреспондент РАН В. Н. Лыкосов, член-корреспондент РАН И. И. Мохов

Содержание

ВВЕДЕНИЕ	7
1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА РОССИИ	9
1.1. Основные определения	9
1.2. Особенности климата России	10
1.3. Выводы	17
1.4. Литература	18
2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ	19
2.1. Климатическая информация международных программ	19
2.2. Наземная метеорологическая сеть	21
2.3. Аэрологическая сеть наблюдений	22
2.4. Гидрологическая сеть наблюдений	23
2.5. Наблюдения за криолитозоной	24
2.6. Наблюдения за парниковыми газами	25
2.7. Озонометрическая сеть наблюдений	25
2.8. Актинометрическая сеть наблюдений	26
2.9. Океанографические наблюдения	26
2.10. Спутниковые наблюдения за климатом	27
2.11. Выводы	29
2.12. Литература	30
3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ..	31
3.1. Температура приземного воздуха	31
3.2. Атмосферные осадки	44
3.3. Облачность и солнечная радиация	54
3.4. Речной сток	59
3.5. Атмосферная циркуляция	62
3.6. Криосферные процессы	74
3.7. Выводы	79
3.8. Литература	80
4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КЛИМАТ	88
4.1. Парниковые газы атмосферы	88
4.2. Радиационное воздействие парниковых газов на климат	93
4.3. Влияние аэрозоля на парниковый эффект и климат	97
4.4. Другие антропогенные воздействия на климат	99
4.5. Эмиссия и стоки парниковых газов, взаимодействие с биосферой	101
4.6. Выводы	108
4.7. Литература	109
5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА	112
5.1. Предсказуемость климата	112
5.2. Иерархия и структура современных моделей климатической системы	113
5.3. Чувствительность климата и обратные связи	115
5.4. Оценка качества моделей климата	117
5.5. Ансамблевый подход	119

5.6. Модели общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3	119
5.7. Архивы данных наблюдений и реанализа	122
5.8. Воспроизведение наблюдаемого климата России с помощью моделей СМIP3	124
5.9. Региональные климатические модели	142
5.10. Выводы	144
5.11. Литература	144
6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА	152
6.1. Введение	152
6.2. Причины наблюдаемых изменений климата	156
6.3. Обнаружение антропогенного потепления на территории России	166
6.4. Антропогенное потепление климата и альтернативные гипотезы	168
6.5. Выводы	170
6.6. Литература	171
7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ	174
7.1. Сценарии изменения концентрации парниковых газов и аэрозолей в атмосфере	174
7.2. Неопределенности оценок будущих изменений климата	178
7.3. Регионы и базовые периоды, использованные в оценках изменения климата	180
7.4. Термические и динамические характеристики климата	182
7.5. Влагообмен между атмосферой и подстилающей поверхностью	189
7.6. Криосферные характеристики климата	200
7.7. Выводы	208
7.8. Литература	208
<i>Приложение 7.1</i>	213
8. НЕОБХОДИМЫЕ ДАЛЬНЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТА	214
8.1. Задачи, стоящие перед современной наукой о климате	214
8.2. Наблюдения за эволюцией климатической системы	214
8.3. Проблемы, требующие дальнейших исследований	215
8.4. Развитие физико-математического моделирования климатической системы	217
8.5. Совершенствование вычислительных стратегий	218
8.6. Выводы	219
8.7. Литература	220
<i>Приложение 1</i>	221
<i>Приложение 2</i>	226

**Посвящается памяти выдающегося
российского климатолога академика
М. И. Будыко**



Академик Михаил Иванович Будыко (1920–2001 гг.) — один из крупнейших российских ученых прошедшего столетия в области наук об окружающей природной среде и, в первую очередь, климатологии.

В середине XX века М. И. Будыко создал новое направление метеорологической науки — физическую климатологию (теорию климата). Усилиями и трудами М. И. Будыко, его коллег и учеников теория климата стала одной из наиболее продвинутых и практически значимых наук о Земле. Работы М. И. Будыко, выполненные в конце 1960-х — начале 1970-х годов, сыграли исключительно важную роль в формировании современных научных взглядов на проблему антропогенных изменений климата в настоящее время и прогностических оценок на будущее. Благодаря своей научной прозорливости и активной исследовательской деятельности М. И. Будыко уже в 1972 г. впервые указал, что ближайшие десятилетия будут характеризоваться существенным потеплением глобального климата. Для того времени подобное мнение было слишком необычным. В наши дни вывод о глобальном антропогенном изменении климата разделяется подавляющим большинством ученых и подтвержден многочисленными натурными наблюдениями.

Труды М. И. Будыко широко известны и признаны в нашей стране и за рубежом. Они неоднократно отмечались высокими наградами. Наивысшей оценкой научной деятельности М. И. Будыко стала присужденная ему в 1998 г. за достижения в исследованиях окружающей среды премия международного фонда Асахи “Голубая планета”. Это награждение в особой степени свидетельствует о признании выдающегося вклада академика Михаила Ивановича Будыко в мировую климатологию и экологию.

Предисловие

В своей современной постановке проблема антропогенного изменения климата неразрывно связана с именем выдающегося российского ученого Михаила Ивановича Будыко. Еще в конце 1960-х годов с удивительной прозорливостью он предсказал антропогенное глобальное потепление, которое мы наблюдаем последние десятилетия. Современная мировая наука предоставляет все более веские аргументы в подтверждение того, что парниковые газы, накопленные в атмосфере в результате хозяйственной деятельности человека, уже оказывают заметное влияние на климат. Согласно оценкам Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК), опубликованным в 2007 г., с достоверностью, превышающей 90%, антропогенный фактор ответствен за большую часть глобального потепления, наблюдаемого с середины XX века. Вероятность усугубления антропогенных изменений климата в течение XXI века также превышает 90%. Особенную озабоченность научного сообщества вызывает высокая скорость наблюдаемых изменений климата, которая, как показывают прогнозистические оценки, будет нарастать.

Изменения глобального климата проявляются не только как глобальное потепление: увеличиваются частота и интенсивность климатических аномалий и экстремальных явлений погоды, которые зачастую приводят к значительному материальному ущербу и даже к человеческим жертвам. Назревают и уже начинают проявляться гуманитарные проблемы, связанные с уязвимостью человечества по отношению к неблагоприятным последствиям изменений климата.

Глобальное потепление создает для Российской Федерации — с учетом ее размеров, географического положения, разнообразия климатических условий, структуры экономики, демографических проблем и геополитических интересов — новую ситуацию, когда изменение климата становится существенным фактором внутренней и внешней политики, а игнорирование проблемы изменения климата, бездействие, оправдываемое ее недостаточной изученностью, чревато серьезными опасностями для устойчивого развития и безопасности страны. Однозначная оценка последствий ожидаемого потепления для нашей страны (в целом, выгодно или вредно), по-видимому, в принципе невозможна, если учитывать сложность взаимодействия разных факторов на ее огромной территории (живая и неживая природа, природа и человек), этическую сторону проблемы (риск уничтожения тех или иных биологических видов, возможность катастрофических последствий для населения отдельных регионов и т. п., с одной стороны, и но-

вые экономические возможности, с другой), политические факторы (мировая энергетическая безопасность, отношения с развитыми и развивающимися странами в рамках международных усилий по смягчению антропогенной нагрузки на климат и т. п.). Все это обуславливает необходимость формирования независимой, тщательно проработанной и научно обоснованной позиции руководства страны в отношении проблемы изменения климата.

Практически все органы государственной власти нашей страны заинтересованы в получении *физически обоснованной* количественной картины будущих изменений климата, в снижении существующих неопределенностей и в пространственно-временной детализации климатических прогнозов. Все это может быть обеспечено лишь отвечающими мировому уровню скоординированными и сфокусированными исследованиями в рамках *национальной климатической программы*. Авторы настоящего доклада рассматривают свой труд как предпосылку для разработки такой программы.

Целью первого тома настоящего доклада является анализ результатов новейших фундаментальных исследований в области климата и на основе этого анализа оценка будущих изменений климата России и отдельных ее регионов. В первом томе доклада обобщены результаты исследований климата России в контексте глобальных климатических изменений, наблюдавшихся до настоящего времени и ожидаемых в ближайшие десятилетия и в более отдаленной перспективе. При этом использованы многочисленные отечественные и зарубежные источники, в частности, оценочные доклады Международной группы экспертов по изменению климата. В подготовке первого тома настоящего доклада в качестве авторов и рецензентов принимали участие специалисты научно-исследовательских учреждений Росгидромета и РАН. Координацию этой работы осуществляла Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова Росгидромета.

Настоящий доклад является вкладом Росгидромета в научное обоснование национальной стратегии Российской Федерации в отношении изменения климата. Он предназначен для органов государственной власти, экспертов в области климата и смежных проблем, а также для широкой научной общественности и всех, кто интересуется проблемами изменения климата.

В. М. Катцов,
доктор физико-математических наук,
директор Главной геофизической
обсерватории им. А. И. Воейкова

ВВЕДЕНИЕ

На рубеже XX и XXI веков наблюдаемое глобальное потепление вышло за пределы, позволяющие рассматривать эту проблему как исключительно научную. Скорость потепления в последние десятилетия и убедительность научных доказательств того, что главной причиной его становится деятельность человека, — высоки. Это привело ведущие страны мира к необходимости формулирования и осуществления национальной политики в отношении изменений климата и его последствий, а также учета национальных интересов в международном переговорном процессе вокруг этой проблемы.

Существуют значительные неопределенности в оценках того, как ожидаемые климатические изменения будут протекать и какое влияние они окажут на экосистемы, экономическую деятельность и социальные процессы в разных странах и регионах, а также на деятельность государственных институтов. Возможны как положительные, так и негативные последствия, особенно в условиях развитой экономики и большой численности населения, когда вследствие экономического роста и накопления национального богатства потенциал ущерба от экстремальных климатических явлений и стихийных бедствий увеличится даже в отсутствие значительных климатических изменений.

Большая часть территории России находится в области максимального (как наблюдаемого, так и прогнозируемого) потепления. Смягчение климатических условий может, например, отодвинуть к северу границу зоны комфортного проживания, сократить расходы электроэнергии в отопительный сезон, улучшить ледовую обстановку и, соответственно, транспортировку грузов в арктических морях, облегчить освоение арктических шельфов и т. д. С другой стороны, потепление чревато

вытеснением одних биологических видов другими, учащением засух в одних регионах и наводнений — в других, протаиванием вечномёрзлых грунтов, которое может нанести серьезный ущерб строениям и коммуникациям в северных регионах России, и т. п. При этом неопределенность влияния возможного изменения климата на сельское хозяйство нашей страны, ее водные ресурсы, энергетику, растительный и животный мир, демографическую ситуацию может быть весьма велика.

Целью первого тома настоящего доклада является оценка будущих изменений климата России и отдельных ее регионов. Этот том обобщает результаты новейших отечественных и зарубежных исследований в области изменений глобального и регионального климата, происходящих в последние и ожидаемых в ближайшие десятилетия и в более отдаленной перспективе.

В главе 1 первого тома доклада приводятся сведения об основных особенностях современного климата России. В главе 2 обсуждается система наблюдений за климатом, используемая в Российской Федерации. Глава 3 содержит анализ наблюдаемых изменений климата на территории нашей страны за период инструментальных наблюдений. Наблюдаемым изменениям содержания парниковых газов и аэрозолей в атмосфере и их сравнительному анализу вместе с другими факторами внешнего (радиационного) воздействия на климатическую систему Земли посвящена глава 4. В главе 5 рассматриваются вопросы предсказуемости климата, а также чувствительности климатической системы к внешним воздействиям; оценивается качество современных сложных физико-математических моделей, предназначенных для оценки будущих изменений климата. В главе 6 на основе

анализа данных наблюдений и модельных расчетов климата XX века оценивается антропогенный вклад в наблюдаемое изменение климата. Глава 7 дает физически обоснованную количественную картину будущих изменений климата на территории России. В главе 8 обсуждаются необходимые направления фундаментальных исследований, призванных, в частности, уменьшить существующие неопределенности оценок будущих изменений климата.

При подготовке первого тома доклада использовались оценочные доклады (ОД) Межправительственной группы экспертов по изменению климата, материалы Всемирной программы исследования климата (ВПИК), Глобальной системы наблюдения за климатом (ГСНК), материалы секретариата Рамочной конвенции по изменению климата (РКИК) и материалы к Четвертому национальному сообщению, опубликованные национальные планы ряда стран по проблеме изменения климата, а также обзоры, недавно появившиеся в российских и зарубежных изданиях (ВКИК, 2003; СС РАН, 2006; АСИА, 2005; ИРСС, 2007). Большая часть результатов, представленных в первом томе доклада, получена в рамках научных программ и планов научно-исследовательских работ Росгидромета, Министерства образования и науки Российской Федерации, федеральных целевых программ, проектов Российского фонда фундаментальных исследований, а также международных проектов, включая проекты, поддержанные Национальным научным фондом США, ИНТАС, и другие. Авторы признательны международному сообществу разработчиков климатических моделей за предоставление данных для анализа; участникам Программы диагноза и сравнения климатических моделей (PCMDI) за сбор и хранение модельных данных СМIP3 (“Проект сравнения объединенных моделей (общей циркуляции атмосферы и океана)”, 3-й этап); Рабочей группе по объединенным моделям (WGCM) Всемирной программы исследований климата за организацию деятельности по анализу модельных расчетов. Архив данных ВПИК СМIP3 поддерживается Офисом по науке

Министерства энергетики США. В первом томе доклада, с любезного разрешения секретариата МГЭИК, использованы некоторые иллюстрации, заимствованные из 4-го Оценочного доклада (ОД4) первой Рабочей группы МГЭИК (ИРСС, 2007).

В подготовке и рецензировании первого тома доклада принимали участие научно-исследовательские учреждения Росгидромета: Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (головной исполнитель), Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Институт глобального климата и экологии, Государственный гидрологический институт, Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных. Кроме того, в качестве рецензентов отдельных глав первого тома настоящего доклада приняли участие эксперты Института физики атмосферы им. А. М. Обухова и Института вычислительной математики РАН.

Литература

- ВКИК, 2003.** Труды Всемирной конференции по изменению климата, Москва, 29 сентября — 3 октября 2003 г., М., Новости, 620 с.
- СС РАН, 2006.** Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола: материалы Совета-семинара при Президенте РАН, М., Наука, 408 с.
- АСИА, 2005.** Arctic Climate Impact Assessment, Cambridge University Press, 1042 p.
- ИРСС, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.

1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА РОССИИ

Ведущий автор: Н. В. Кобышева

Авторы: Е. М. Акентьева, М. В. Ключева, А. В. Мещерская, Э. Я. Ранькова

1.1. Основные определения

Климатическая система Земли включает пять основных компонентов: атмосферу, гидросферу, криосферу, деятельный слой суши и биосферу (рис. 1.1).

Климатическая система изменяется в результате сложных нелинейных взаимодействий между

отдельными компонентами, а также под влиянием внешних воздействий, таких как извержения вулканов, изменения солнечной активности, хозяйственная деятельность (изменения химического состава атмосферы и землепользования).

Климат в узком, но широко распространенном смысле есть обобщение (осреднение) состоя-

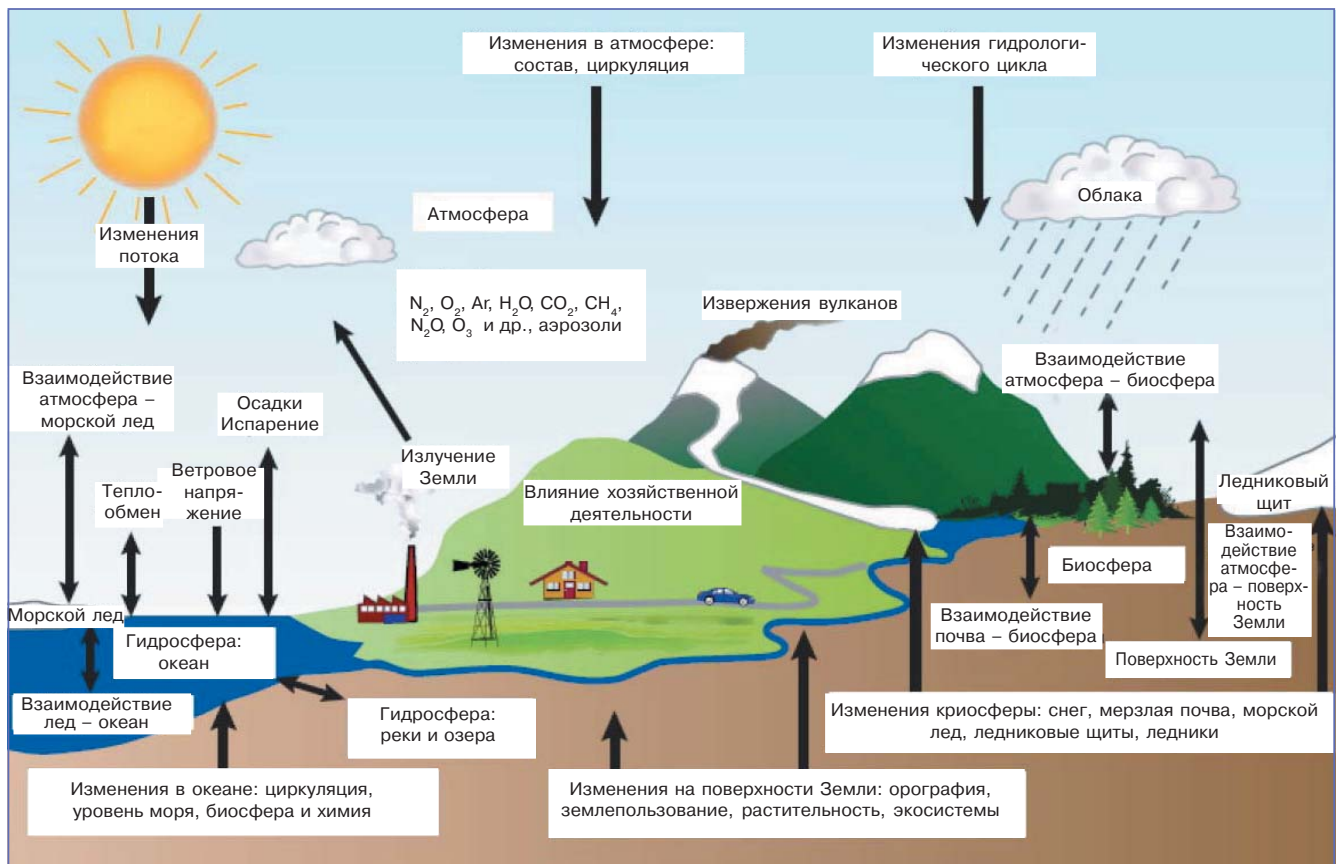


Рис. 1.1. Схематическое представление составляющих климатической системы, основных климатообразующих процессов и их взаимодействия (Solomon et al., 2007).

1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА РОССИИ

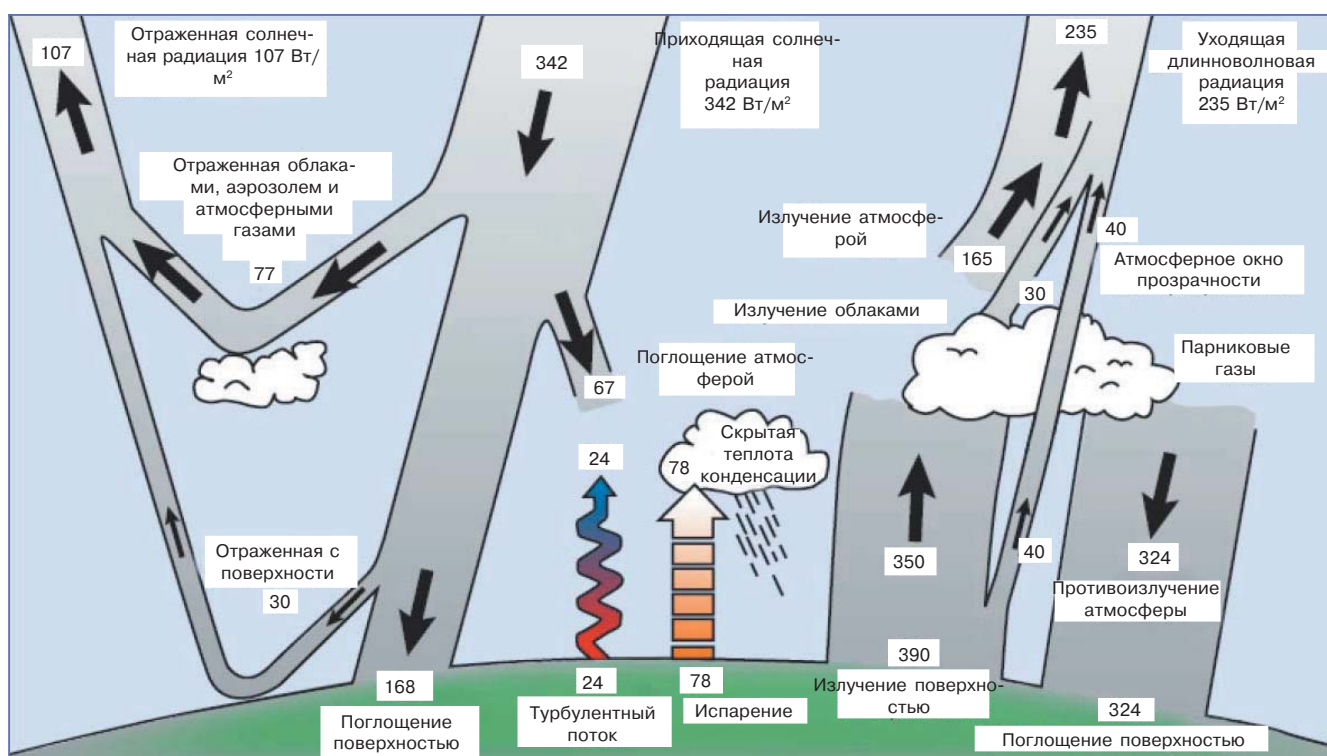


Рис. 1.2. Средний за год глобальный баланс энергии в климатической системе Земли (Solomon et al., 2007).

ний погоды и представляется набором условий погоды в заданной области пространства в заданный интервал времени (Груза, Ранькова, 2003). Для характеристики климата используется статистическое описание в терминах средних, экстремумов, показателей изменчивости соответствующих величин и частот явлений за выбранный период времени. Все эти дескриптивные статистические характеристики называются климатическими переменными. В этом определении подчеркивается как географический (область пространства), так и исторический (период времени) характер климата. В качестве стандартного периода для оценивания климатических переменных, характеризующих текущий или современный климат, по рекомендации ВМО используется период в 3 десятилетия. В настоящее время — это период с 1961 по 1990 г. Для различных целей выбираются и другие периоды, например, в 4-м отчете Межправительственной группы экспертов по изменению климата используются 20-летние периоды.

Формирование климата в принятом авторами смысле происходит в результате особенностей энергетического взаимодействия в климатической системе и циркуляции в атмосфере и океане.

За достаточно длительные временные периоды количество солнечной радиации, поглощенной атмосферой и поверхностью Земли, компенсируется таким же количеством длинноволновой радиации,

излучаемой в мировое пространство (рис. 1.2). Примерно половина солнечной радиации поглощается поверхностью Земли. Эта часть тепловой энергии передается в атмосферу путем турбулентного обмена, испарения с поверхности и длинноволнового излучения, которое поглощается облаками и парниковыми газами. В свою очередь атмосфера излучает длинноволновую радиацию обратно к поверхности Земли и в мировое пространство.

1.2. Особенности климата России

Цель настоящего раздела — дать краткую и достаточно общую характеристику современного климата России. Более полное его описание можно найти в ряде специальных монографий, опубликованных в последние годы (Покровская (ред.), 1958; Кобышева (ред.), 2001; Бородко (ред.), 2007). Данное ниже описание климата рассматривается как введение к обсуждению основной темы доклада — возможных его изменений на территории России в XXI веке.

Основная территория России располагается на севере Евразийского континента. Огромные размеры страны, неоднородность подстилающей поверхности и возникающее в этих условиях разнообразие циркуляционных процессов формируют

климатический режим, отличающийся большим разнообразием. Согласно широко известной классификации (Алисов, Полтараус, 1974), на территории России расположены зоны с арктическим, субарктическим, умеренным и даже субтропическим (на небольшом пространстве юга страны) климатом (рис. 1.3). Наряду с преобладанием континентального типа климата, в каждой из зон есть морской и переходный от континентального к морскому типы климата. С одной стороны, почти на 67% территории страны сохраняется сплошная или островная вечная мерзлота, половину года на большей части территории удерживается отрицательная температура воздуха, с другой, в южной части страны в летнее время часто возникают засухи, суховеи, пыльные бури и лесные пожары.

1.2.1. Температурный режим

По климатическим условиям Россия является самой холодной страной в мире, ее средняя годовая

температура приземного воздуха составляет $-4,1^{\circ}\text{C}$. Зимой, когда приток солнечной радиации мал или отсутствует совсем (севернее Полярного круга), основным климатообразующим фактором являются циркуляционные процессы. В Восточной Сибири зимний антициклон, являющийся чрезвычайно устойчивым барическим образованием, способствует формированию на северо-востоке России полюса холода в районе Верхоянска и Оймякона (средняя месячная температура зимы -42°C) (рис. 1.4a).

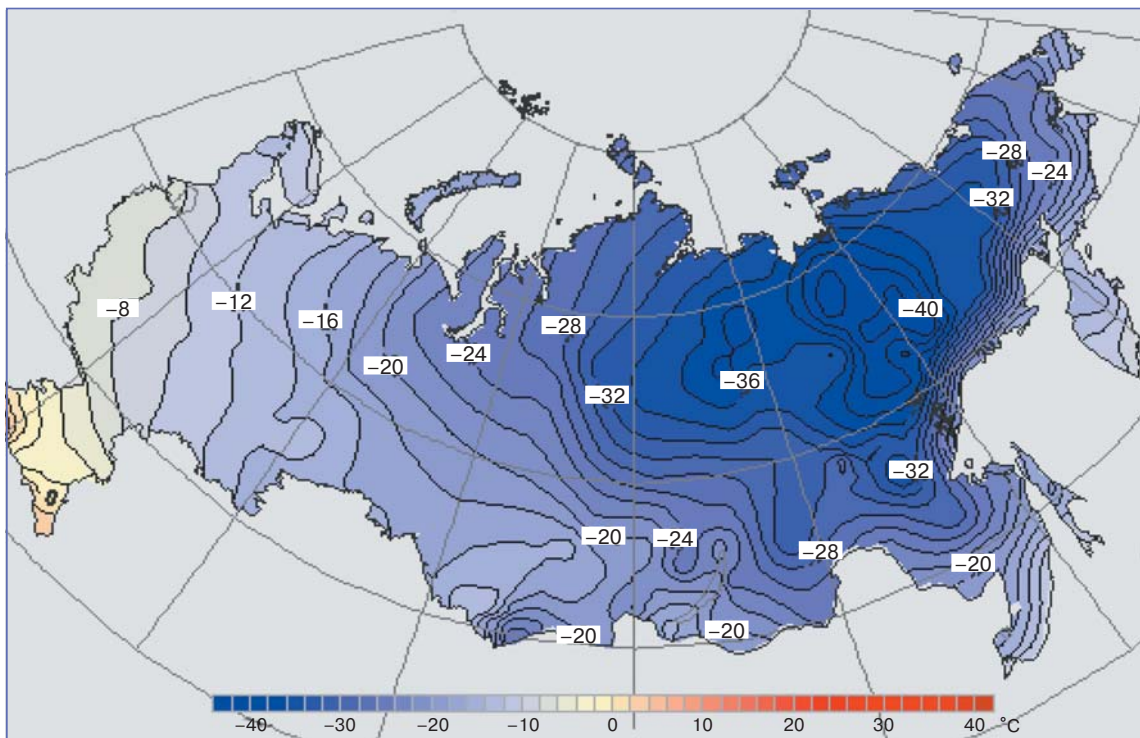
Средний минимум температуры зимой составляет в Восточной Сибири -55°C , а абсолютная минимальная температура достигала -68°C . В долинах рек Яны и Индигирки суммарная продолжительность температуры ниже -30°C превышает в год 125 суток, а в отдельные годы такая температура не прерывается в течение более двух месяцев. В этом районе наблюдается более 280 морозных дней в году (рис. 1.5).



Рис. 1.3. Климатические пояса и области (Алисов, Полтараус, 1974). *Области арктического пояса:* 1) внутриарктическая (холодная), 2) атлантическая (умеренно холодная), 3) сибирская (холодная), 4) тихоокеанская (умеренно холодная). *Области субарктического пояса:* 5) атлантическая (влажная, умеренно холодная), 6) сибирская (умеренно влажная, умеренно холодная), 7) тихоокеанская (избыточно влажная, умеренно холодная). *Области умеренного пояса:* 8) атлантико-арктическая (избыточно влажная, умеренно теплая), 9) атлантико-континентальная европейская (умеренно влажная, умеренно теплая), 10) континентальная западно-сибирская (влажная, умеренно теплая), 11) континентальная восточно-сибирская (умеренно влажная, умеренно теплая), 12) муссонная дальневосточная (влажная, умеренно теплая), 13) тихоокеанская (избыточно влажная, умеренно холодная), 14) атлантико-континентальная европейская (недостаточно влажная, очень теплая), 15) континентальная западно-сибирская (недостаточно влажная, теплая), 16) континентальная восточноевропейская (умеренно сухая, очень теплая), 17) горная Большого Кавказа, 18) Горный Алтай и Саяны.

1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА РОССИИ

а)



б)

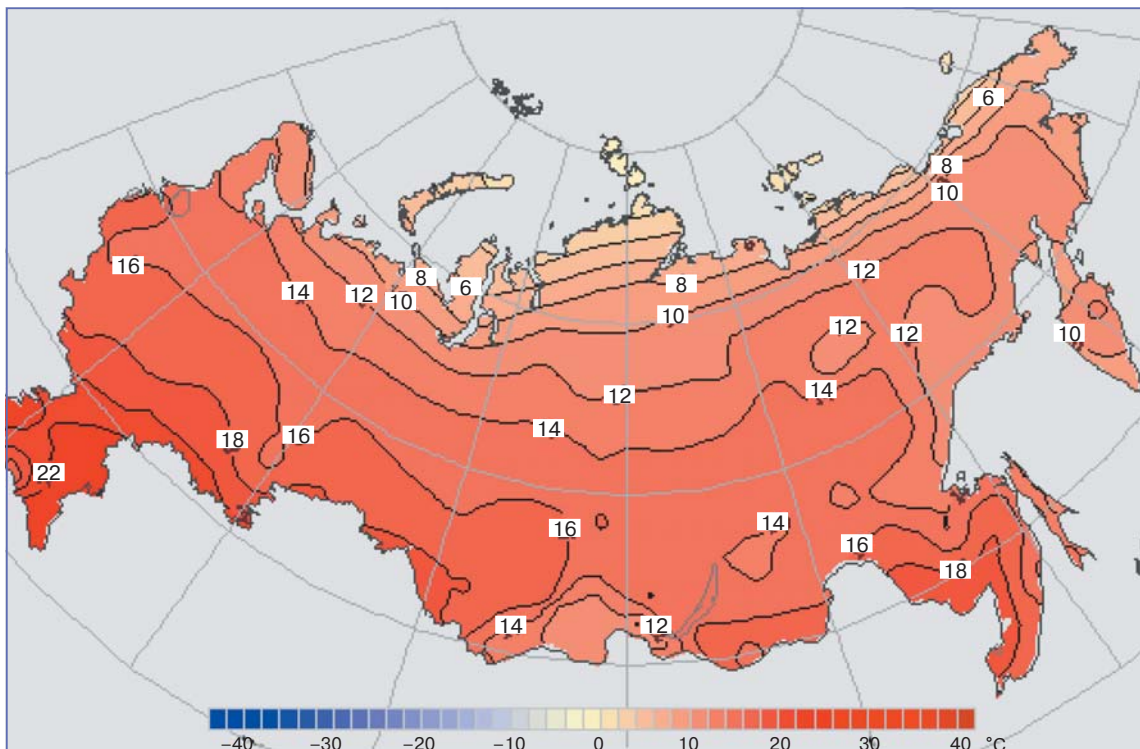


Рис. 1.4. Средняя температура приземного воздуха (°C) зимой (а) и летом (б) за период 1961–1990 гг.

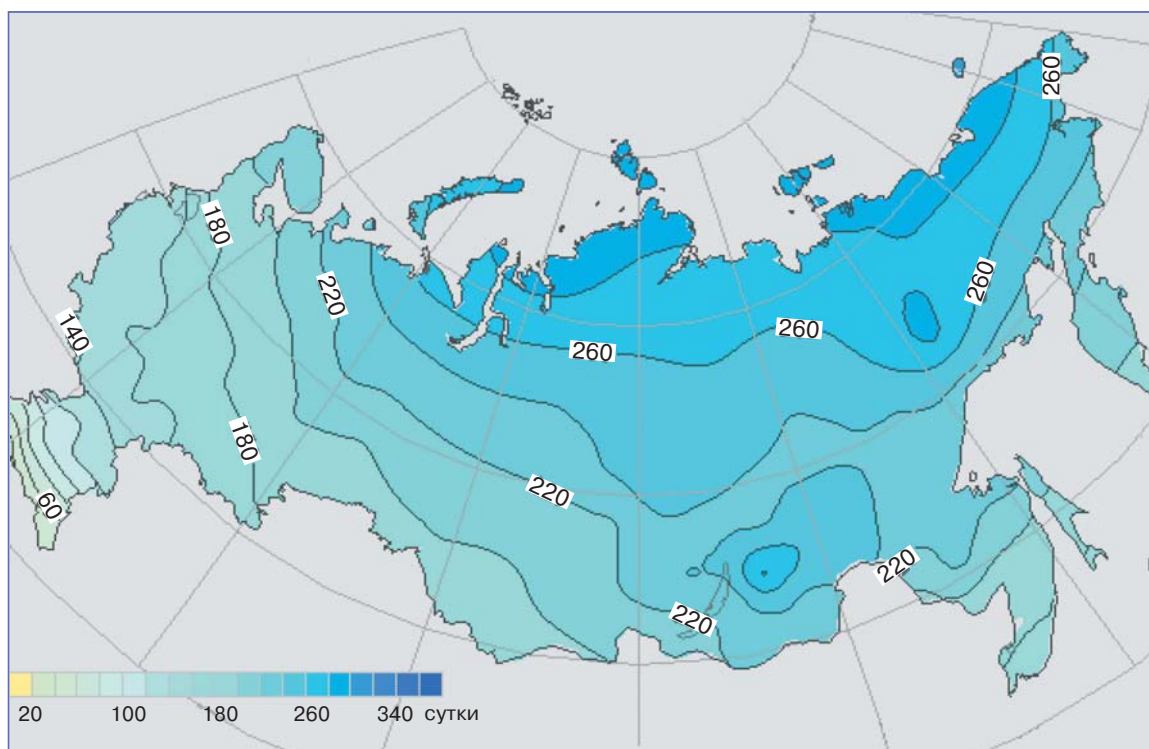


Рис. 1.5. Среднее за год число дней с морозом за период 1961–1990 гг.

На Европейской территории России (ЕТР) под влиянием выноса теплого атлантического воздуха средняя зимняя температура изменяется от $-2...-4^{\circ}\text{C}$ на юго-западе до $-10...-12^{\circ}\text{C}$ в центральной части ЕТР, достигая на Черноморском побережье Краснодарского края положительных значений.

Летом контрасты не так велики, но и средняя летняя температура изменяется от $4-5^{\circ}\text{C}$ на северных побережьях до $20-22^{\circ}\text{C}$ в Калмыкии и Астраханской области (рис. 1.4б), где средний максимум составляет $36-38^{\circ}\text{C}$, а абсолютный максимум достигает 45°C . Максимальная непрерывная продолжительность температуры выше 25°C составляет здесь до 4 суток.

Особенностью температурного режима России являются большие суточные и годовые амплитуды, особенно в сугубо континентальном климате азиатской части страны. Весной, в марте–апреле, суточные амплитуды могут достигать $15-17^{\circ}\text{C}$ в Восточной Сибири и Забайкалье (в Верхоянске средняя суточная амплитуда равна 19°C , в Оймяконе — 22°C). Годовые амплитуды изменяются от $8-10^{\circ}\text{C}$ на западном побережье Баренцева моря до 63°C в Восточной Сибири в районе Верхоянского хребта. Здесь размах экстремальных значений температуры достигает 90°C .

1.2.2. Осадки

Основная особенность режима осадков на территории РФ — это большое количество твердых осадков, что вызвано преобладанием районов с холодным климатом. Обращает на себя внимание и чрезвычайная неравномерность распределения сумм осадков по территории страны, связанная с ее огромными размерами. Годовые суммы осадков в России изменяются от 3200 мм на Черноморском побережье Кавказа до 150 мм на арктических островах и в засушливых долинах Юго-Восточного Алтая.

Средние месячные суммы осадков за зиму сравнительно мало меняются по территории, составляя 20–40 мм. Лишь на Черноморском побережье Кавказа и на Камчатке зимой выпадает 60–100 мм в месяц (рис. 1.6а).

Летние месячные суммы осадков, напротив, характеризуются большими различиями по территории. На северном побережье Азиатской территории России (АТР) и побережье Каспийского моря месячные суммы осадков не превышают 30 мм. В Приморье и горных системах Кавказа, Алтая и Саян летом выпадает 100–140 мм в месяц (рис. 1.6б).

1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА РОССИИ

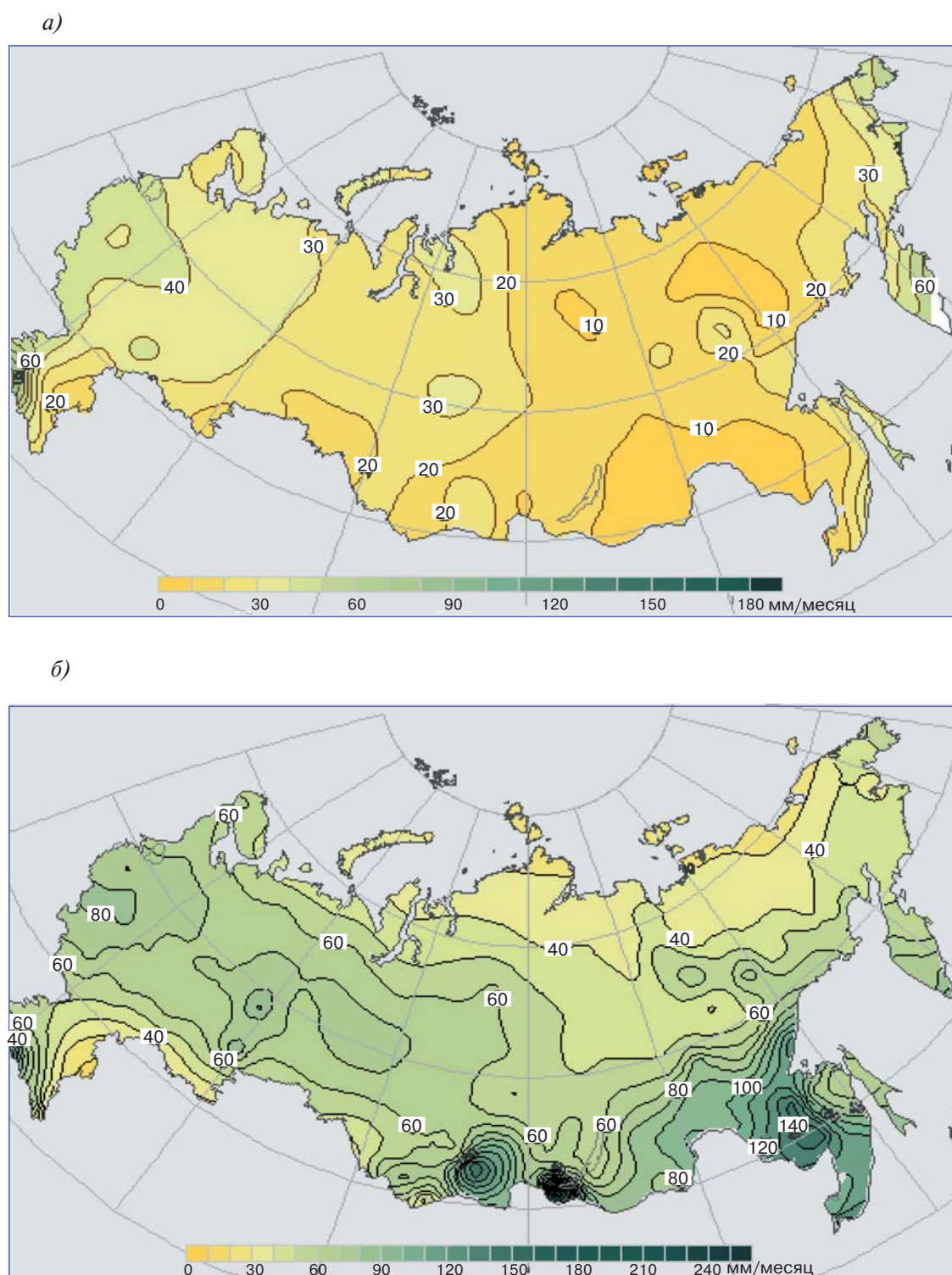


Рис. 1.6. Средние месячные суммы осадков зимой (а) и летом (б) за период 1961–1990 гг.

Показателем внутригодового распределения осадков служит соотношение между количеством осадков в холодный (с ноября по март) и теплый (с апреля по октябрь) периоды. Практически на

всей территории РФ суммы осадков в теплый период года превышают их суммы в холодный период. Это связано с тем, что интенсивность жидких осадков гораздо больше, чем твердых. Преоблада-

ние годовых сумм жидких осадков особенно заметно в областях с муссонным климатом. Обратная картина наблюдается только на Черноморском побережье Кавказа, где жидкие осадки выпадают и в холодный период года.

Суточный максимум осадков изменяется от 40–60 мм на островах и побережьях арктических морей до 300–360 мм на юге Приморского края, на Черноморском побережье Кавказа и на хребте Хамар-Дабан.

1.2.3. Облачность и солнечная радиация

Наиболее пасмурными являются северо-запад европейской части России, побережье Камчатки и тихоокеанских островов (до 7 баллов). Реже пасмурная погода наблюдается в Восточной Сибири в области действия сибирского антициклона. Годовой ход характеризуется почти повсеместно минимумом количества облаков летом и максимумом поздней осенью или зимой, за исключением муссонных областей с обратным годовым ходом. Суточный ход чрезвычайно разнообразен и зависит от района и месяца года.

При наличии облачности суммарная солнечная радиация определяется не только количеством и формой облаков, но и состоянием солнечного диска. При открытом Солнце появление облачности приводит к увеличению радиации вследствие увеличения рассеянной радиации. Во все сезоны года суммарная радиация увеличивается с севера на юг в соответствии с изменением высоты Солнца. Исключение составляет период с мая по июнь, когда сочетание большой продолжительности дня и высоты Солнца обеспечивает довольно высокие значения суммарной радиации на севере.

1.2.4. Ветровой режим

Ветровой режим на территории России (скорость, годовой ход, преобладающее направление ветра и т. д.) определяется сезонным режимом барических центров над Северной Америкой и Евразией, а также особенностями подстилающей поверхности. С мощным сибирским антициклоном связана зона слабых ветров над обширной территорией Северо-Восточной Азии (без побережий), где средняя скорость ветра в январе составляет 2–3 м/с. Годовой максимум скорости ветра здесь приходится на лето, а минимум на зиму. На большей части территории наблюдается обратный годовой ход с преобладанием зимнего максимума. С сибирским антициклоном в значительной степени связан и муссонный ветровой режим на Дальнем Востоке.

Важной особенностью географического распределения скорости ветра являются весьма зна-

чительные горизонтальные градиенты вблизи побережий северных и дальневосточных морей, где средняя скорость ветра изменяется от 3 м/с на континенте до 9 м/с и больше над водной акваторией. Максимальная скорость ветра на побережьях северных и дальневосточных морей, за исключением побережья Японского моря, достигает 34 м/с (на Таймыре — 38 м/с). Эти районы являются наиболее ветронасыщенными районами России, благоприятными для развития ветроэнергетики, но весьма неблагоприятными для здоровья человека и условий его проживания. Вследствие особенностей подстилающей поверхности очаги повышенных скоростей ветра наблюдаются также в южной части ЕТР, на границе с Казахстаном и в Новосибирской и Кемеровской областях, где отмечалась максимальная скорость ветра 34–36 м/с. В этих районах лесостепь сменяется степными районами и на их границе ветер усиливается. Следует подчеркнуть, что именно с ветром связана большая часть опасных атмосферных явлений.

1.2.5. Реки

Реки большей части территории России и, прежде всего подавляющее большинство равнинных рек, имеют преимущественно снеговое питание. Это значит, что более половины годового стока (от 50 до 75%) формируется в результате таяния снега.

Преобладает снеговое питание и у рек горных районов, но в связи с более поздним таянием снега в горах, участием в питании ряда рек талых ледниковых вод и летними дождями для гор Северо-Востока, Камчатки, среднегорий и высокогорий Прибайкалья, Алтая и Кавказа характерно летнее половодье.

В период снеготаяния начинается весеннее половодье, которое в отдельные годы приводит к крупным наводнениям. Наиболее опасные наводнения, наблюдавшиеся на реках Восточной Сибири, связаны с образованием на них заторов и зажоров.

На небольшой территории низкогорий западной части Кавказа, где и зимой осадки нередко выпадают в виде дождя, а реки не покрываются льдом, есть реки преимущественно дождевого питания. Кратковременные подъемы уровня этих рек могут происходить вследствие интенсивных дождей. В чем-то сходны с ними реки муссонного климата Дальнего Востока. Основной сток этих рек приходится на лето, когда идут муссонные дожди и тают горные снега. Поэтому паводки здесь бывают только в теплое время года. Зимой реки этого региона скованы льдом и имеют зимнюю межень. Ледостав — характерная черта почти всех рек России.

1. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА РОССИИ

1.2.6. Снежный покров

Еще одной особенностью климата России является длительное залегание снежного покрова на большей части территории страны. Основными характеристиками снежного покрова является число дней со снегом, его высота, плотность и запас воды в снеге. Наиболее высокий снежный покров в пределах ЕТР характерен для Предуралья, где его средняя высота составляет 90 см, плотность снега — 240–260 кг/м³, запас воды — 150–250 мм. В центральных районах ЕТР высота снежного покрова около 50 мм. Запас воды меняется от 80 до 140 мм, а в многоснежные годы — до 200 мм. По направлению к югу высота снежного покрова уменьшается и в Краснодарском и Ставропольском краях становится менее 20 см, плотность снега здесь уменьшается до 160–200 кг/м³, а запас воды — до 30 мм. По мере приближения к горам Кавказа количество снега возрастает, соответственно увеличиваются значения всех его характеристик. Так, в Дагестане на высоте 2500 м плотность снежного покрова составляет около 300 кг/м³, его высота достигает 1,5 м.

Многоснежностью отличается Камчатка, особенно южная часть полуострова, где средняя высота снежного покрова превышает 2 м, запас воды

достигает 1000 мм и плотность снега — 360 кг/м³. В горных районах Алтая и Кузнецкого Алатау запасы воды в снеге достигают 400–500 мм.

1.2.7. Многолетняя мерзлота

К числу особенностей современного климата России следует отнести наличие огромных пространств, особенно в регионах Западной и Восточной Сибири, занятых многолетнемерзлыми и сезонно-мерзлыми грунтами (Kotlyakov and Khromova, 2002). Почвы или грунты считаются многолетнемерзлыми, если их температура остается ниже нуля в течение периода, не меньшего, чем два года. Помимо многолетнемерзлых грунтов в России вплоть до 40–45° с. ш. распространены сезонно-мерзлые грунты, промерзающие до разных глубин в зимнее время в зависимости от климата, ландшафта, состава и структуры почвы.

Многолетняя мерзлота в России занимает территорию более 10 млн. км² — почти 70% площади. Мощность вечной мерзлоты достигает 1370 м в верховье р. Виллой (Восточная Сибирь), 400 м на арктических островах и 210–230 м в Якутске.

Различают зону сплошной, островной и прерывистой мерзлоты (рис. 1.7). В зоне сплошной

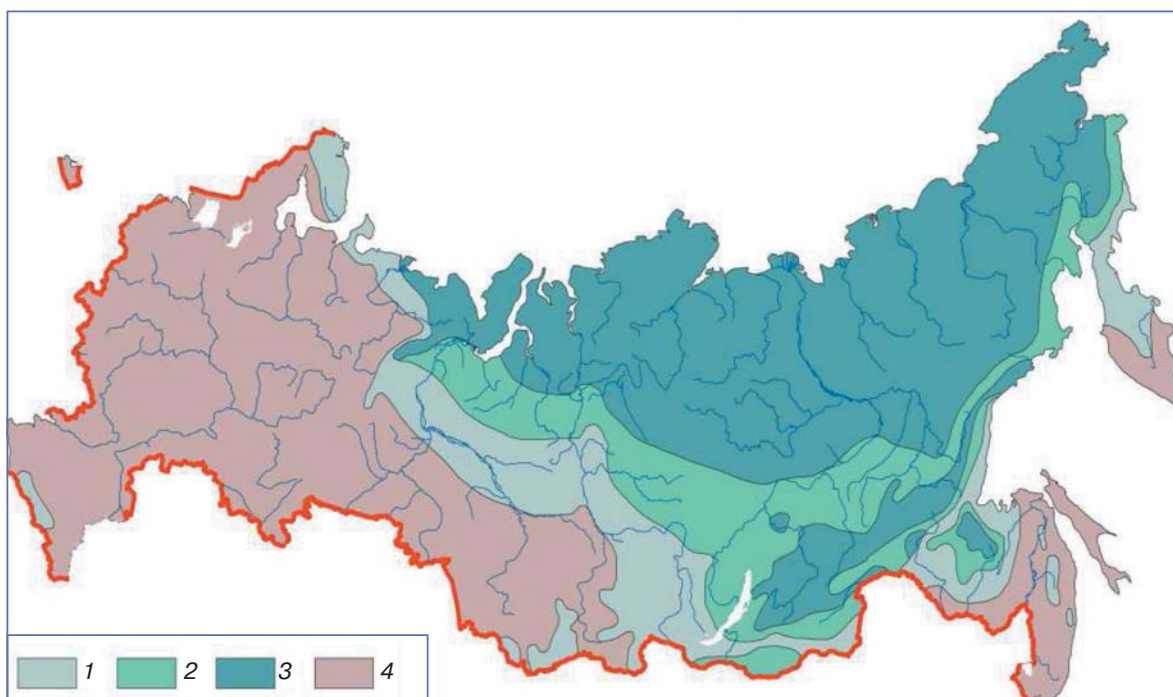


Рис. 1.7. Распространение многолетней мерзлоты на территории России. 1 — зона с островным (менее 50% площади) распределением многолетнемерзлых грунтов; 2 — зона с прерывистым (50–90%) распределением многолетнемерзлых грунтов; 3 — зона со сплошным (более 90%) распределением многолетнемерзлых грунтов; 4 — зона сезонного промерзания (Kotlyakov and Khromova, 2002).

мерзлоты наблюдается режим сезонного протаивания, т. е. образуется сезонно-талый слой, к которому относят верхний слой мерзлоты, оттаивающий каждый год в теплый сезон и смыкающийся с реликтовой мерзлотой зимой. В регионах, характеризующихся режимом сезонного промерзания, в зимние месяцы верхний слой почвы промерзает, а летом оттаивает, смыкаясь с теплыми слоями нижележащих грунтов. В зоне прерывистой и островной мерзлоты в зависимости от ландшафта, свойств грунта и других особенностей местности может наблюдаться как режим сезонного протаивания, так и режим сезонного промерзания.

Особое значение эволюция вечной мерзлоты имеет при хозяйственном освоении территории, связанном с возведением строительных и инженерных сооружений и, в первую очередь, прокладкой и эксплуатацией линейных объектов — магистральных трубопроводов. Это особенно важно для территории севера Западной Сибири, как в связи с низинным и равнинным характером местности с преобладанием грунтов органического происхождения, так и с расположением здесь Западно-Сибирской газоносной провинции, которая является основным источником газовых ресурсов РФ.

1.2.8. Морской лед

Северный Ледовитый океан получает гораздо меньше солнечной энергии, чем другие океаны, расположенные в более низких широтах. Следствием этого является настолько низкая температура его поверхностных вод, что за исключением Мурманского побережья океан круглый год почти полностью скован льдом. Однако ледяной покров неоднороден и состоит из ледяных глыб разного размера. В проливах между его островами глыбы льда спаяны и образуют сплошной ледяной покров. В центральной части океана ледяные глыбы покрывают более 4/5 акватории, но они не спаяны. Между мощным многолетним льдом и неконсолидированным покровом имеется зона более или менее открытой воды, где лед занимает около 1/10 части поверхности. Зимой (в феврале) центральные районы Северного Ледовитого океана полностью забиты ледяными торосами, а в периферических областях формируется сплошной ледяной покров. В конце лета (сентябрь) ледовитость в Центральной Арктике все еще очень высока, однако прибрежные акватории России на значительных площадях почти свободны ото льда.

1.2.9. Опасные явления

Большая часть территории России меньше, чем многие другие районы земного шара, подвержена опасным метеорологическим явлениям и ка-

тастрофам. Наиболее разрушительные тропические циклоны затрагивают лишь прибрежные районы Дальнего Востока, Сахалин и Камчатку. Смерчи возникают лишь в отдельных, ограниченных по территории районах: в центральных областях ЕТР, на Урале, на Черном море вблизи Кавказского побережья, в Алтайском крае и у озера Байкал. Образуются смерчи в теплое время года (с мая по август), чаще днем. Размеры вихря и скорость ветра в вихре меньше, чем в США, а их интенсивность в основном составляет 1 балл по шкале Фуджита и очень редко достигает 2 баллов. Тем не менее на территории России наблюдаются разнообразные опасные метеорологические явления (очень сильный ветер, шквал, сильный ливень, очень сильный дождь и снег, продолжительный сильный дождь, опасная метель, пыльная буря и туман, град, гололедно-изморозевые отложения, чрезвычайная пожароопасность, сильная жара и мороз).

В целом по России число опасных (ОЯ) и неблагоприятных гидрометеорологических (НГЯ) явлений за последние 13 лет составило 4697. Больше всего ОЯ и НГЯ наблюдается в Дальневосточном и Северо-Кавказском районах (743 и 738 соответственно). Много ОЯ и НГЯ в Сибири (522–689), на Урале (474) и в Поволжье (484). Меньше всего ОЯ и НГЯ в Центрально-Черноземном и Северо-Западном районах (118–145).

Особенно часто возникают и вызывают большие потери ОЯ, связанные с усилением ветра, за ними следуют сильные ливни, затяжные дожди и вызываемые ими сели. Опасные ветры и метели характерны в основном для прибрежных северных районов ЕТР, а также восточных районов АТР, где к ним присоединяются сильные дожди и гололедно-изморозевые отложения. На Северном Кавказе чаще всего наблюдаются сильные ливни и гололедно-изморозевые отложения, а также пыльные бури. На Алтае зимой часты метели, а в Забайкалье летом — пожары. Наибольшая повторяемость ОЯ приходится на лето.

1.3. Выводы

Климат России характеризуется разнообразием, обусловленным большой протяженностью ее территории и значительными сезонными колебаниями температурного и гидрологического режимов. Вместе с тем на большей части территории климатические условия достаточно суровые для комфортного проживания населения и температуры воздуха поддерживаются ниже нуля более полугода. Другой особенностью климата России является наличие огромных пространств, занятых многолетнемерзлыми и сезонно-мерзлыми грунтами.

Эволюция многолетней мерзлоты имеет особое значение при хозяйственном освоении территории, связанном с возведением строительных и инженерных сооружений. Поэтому потепление климата может иметь как благоприятные, так и неблагоприятные последствия для разных регионов страны.

1.4. Литература

- Алисов Б. П., Полгараус Б. В., 1974.** Климатология, М., Изд-во МГУ, 299 с.
- Бородко А. В. (ред.), 2007.** Национальный атлас России, т. 2, М., Роскартография.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003.** Колебания и изменения климата на территории России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 66–185.
- Ершов Е. Д. (ред.), 1998.** Основы геокриологии, ч. 3, М., Изд-во МГУ, 575 с.
- Кобышева Н. В. (ред.), 2001.** Климат России, СПб, Гидрометеоздат, 655 с.
- Покровская Т. В. (ред.), 1958.** Климат СССР. Гидрометеоздат, 6 томов.
- Frauenfeld O. W., Zhang T., Barry R. G., and Gilchinsky D., 2004.** Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D05101, doi:10.1029/2003JD004245.
- Kotlyakov V. and Khromova T., 2002.** Maps of permafrost and ground ice, in: *Land Resources of Russia*, Stolbovoi V. and McCallum I. (eds.), Laxenburg, Austria, International Institute for Applied Systems Analysis and the Russian Academy of Science, CD-ROM, Distributed by the National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology, Boulder.
- Solomon S., Qin D., Manning M., Alley R. B., Berntsen T., Bindoff N. L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J. M., Hegerl G. C., Heimann M., Hewitson B., Hoskins B. J., Joos F., Jouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Matsuno T., Molina M., Nicholls N., Overpeck J., Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Somerville R., Stocker T. F., Whetton P., Wood R. A., and Wratt D., 2007.** Technical Summary, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.

2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ

Ведущие авторы: А. С. Зайцев, В. П. Мелешко

Авторы: Б. М. Ильин, Е. Л. Махоткина, Е. Д. Надежина, А. И. Решетников, Т. П. Светлова

Рецензент: О. Н. Булыгина

2.1. Климатическая информация международных программ

Климат Земли подвержен непрерывным изменениям в результате нелинейного взаимодействия процессов, протекающих в атмосфере, океане, криосфере, биосфере и на поверхности континентов, а также обусловленных внешними воздействиями. Чтобы понять причины этих изменений и создать средства для их предсказания в будущем, очень важно проводить непрерывные и скоординированные наблюдения за климатом.

Мониторинг климата требует интегрального подхода к организации наблюдений за атмосферой, океаном и поверхностью земли. Не существует единой технологии, которая позволяла бы получить всю необходимую информацию. Поэтому глобальная система наблюдений за климатом является комплексной и составлена из средств наблюдений, размещенных на континентах, морских судах, плавающих буях, зондах, самолетах и спутниках.

В рамках существующих международных программ ведется большая работа по организации систем прямых и дистанционных наблюдений за климатом в атмосфере, океане и на поверхности земли, сбору этих данных и их архивации. Очень важно, что одновременно ставятся и, как правило, успешно решаются научными организациями разных стран задачи обеспечения свободного доступа к этим данным путем широкого использования современных средств связи.

Глобальная система наблюдений за климатом (ГСНК). Следуя рекомендациям Рамочной конвенции ООН по изменению климата, ВМО, МОК (ЮНЕСКО), ЮНЕП и МСНС создали программу “Глобальная система наблюдений за климатом”, перед которой поставлена задача организовать долго-

временную систему наблюдений за климатом, опираясь на уже существующие системы наблюдений за атмосферой, океаном и поверхностью суши. ГСНК по существу является программой климатических наблюдений, по которой ведут наблюдения метеорологические станции во всем мире, объединенные в Глобальную систему наблюдений ВМО. Работа метеорологических станций организуется национальными метеорологическими и гидрометеорологическими службами в странах-членах ВМО. В соответствии с принятыми принципами климатического мониторинга система наблюдений позволит создать базу данных о глобальных и региональных изменениях климата за длительный период времени с целью информирования правительств о происходящих изменениях климата.

В 2003 г. опубликован “Второй доклад о достаточности глобальных систем наблюдений за климатом в поддержку Рамочной конвенции ООН по изменению климата” (GCOS-82, 2003), подготовленный секретариатом ГСНК, в котором сформулированы научные требования к систематическим наблюдениям. Согласно этому докладу, климатические наблюдения необходимы для того, чтобы:

- определить текущее состояние климата и его изменчивость;
- выполнить мониторинг воздействий естественного и антропогенного происхождения на климат;
- обеспечить исследования по идентификации причин климатических изменений;
- содействовать предсказанию глобальных изменений климата;
- дать характеристику экстремальных явлений, оказывающих важное влияние на хозяйственную деятельность и приводящих к необходимости разработки адаптационных мер;
- оценить риски и уязвимость.

2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ

Таблица 2.1. Основные параметры — индикаторы изменений климата

Среда	Вид наблюдений	Основные климатические характеристики
Атмосфера	Наземные наблюдения	Температура и влажность воздуха, осадки, атмосферное давление, радиационный баланс, скорость и направление ветра
	Наблюдения в верхних слоях атмосферы	Радиационный баланс атмосферы (включая входящую солнечную радиацию на верхней границе атмосферы), температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, облачность
	Наблюдения за составом атмосферы	Концентрация диоксида углерода, метана, озона и других долгоживущих парниковых газов, свойства аэрозолей
Океан	Наблюдения за поверхностью океана	Температура и соленость на поверхности, уровень моря, волнение, ледовитость, течения, концентрация CO ₂ , цветовой индекс (для оценки биопродуктивности)
	Глубоководные	Температура, соленость, течения, фитопланктон, концентрация азотных и углеродных соединений
Суша	Расход воды в реках, водопользование, грунтовые воды, снежный покров, уровень воды в озерах, гляциологические наблюдения, зона вечной мерзлоты, альbedo, земной покров, агрометеорологические наблюдения, индекс поглощенной фотосинтетически активной радиации, листовой индекс, пожароопасность и др.	

В табл. 2.1 приводятся основные параметры, которые рассматриваются как важные индикаторы изменений климата (GCOS-82, 2003).

Многие наблюдения в атмосфере, относящиеся к ГСНК, проводятся в рамках уже существующих и успешно функционирующих систем наблюдений. Стратегия реализации наблюдений за климатом опирается на пять типов сетей:

1) системы наблюдений, включая региональные и национальные, которые дают возможность получить достаточно полные сведения о состоянии окружающей среды и ее изменчивости;

2) опорные глобальные системы наблюдений, которые включают ограниченное число пунктов наблюдений, но которые имеют длинные ряды измерений высокого качества наиболее важных климатически значимых переменных;

3) реперные сети наблюдений, на которых проводятся высокоточные измерения большого числа переменных в нескольких пунктах для целей калибровки спутниковых приборов;

4) исследовательские сети, которые выполняют измерения локальной изменчивости ключевых параметров с целью изучения климатических процессов;

5) экосистемные сети, на которых проводятся измерения ограниченного числа переменных в нескольких пунктах для специальных целей.

В настоящее время представляется нереальным для целей ГСНК осуществлять мониторинг данных наблюдений со всех пяти типов сетей. Поэтому в качестве приоритетных рассматриваются сети типа 1, включая спутниковые наблюдения, опорные глобальные сети наземных наблюдений типа 2, отдельные реперные сети типа 3 и отдельные исследовательские сети типа 4, имеющие длинные ряды наблюдений.

В принципе, на территории России существуют все пять типов сетей, имеющих разную степень развития. В настоящее время наземная метеорологическая сеть ГСНК включает примерно 1000 станций, равномерно распределенных по земному шару (тип 2).

Глобальная служба атмосферы (ГСА). Основными целями ГСА являются:

— проведение систематических комплексных наблюдений за химическим составом и отдельными физическими характеристиками атмосферы в глобальном и региональном масштабах;

— представление данных для прогноза будущего состояния атмосферы;

— анализ и оценка состояния атмосферы для международных конвенций.

Около 80 стран-членов ВМО участвуют в программе ГСА. 10 стран организовали Центры данных и калибровки приборов. Около 300 станций ГСА проводят измерения, из них 22 глобальные, остальные работают по программе региональных станций ГСА.

Глобальные станции ГСА расположены в удаленных районах, не подверженных местному загрязнению атмосферы, характеризуют большие географические районы и проводят широкий спектр измерений в течение десятилетий. Приоритетными являются измерения вертикального распределения озона, общего содержания озона, парниковых газов, химического состава осадков, аэрозолей, химически активных газов (CO , SO_2 , NO_x), ультрафиолетовой радиации.

Региональные станции репрезентативны для небольших географических районов, не подверженных местному загрязнению атмосферы (автотранспорт, хозяйственная деятельность). Объем измерений на этих станциях ограничен. Данные в основном используются для оценки местных условий, таких как кислотные выпадения, перенос загрязняющих атмосферу газов и аэрозолей.

Всемирная программа исследования климата (ВПИК). Одна из важнейших целей ВПИК — изучить, насколько наблюдения за важными климатическими переменными могут способствовать увеличению предсказуемости климата на различных временных и пространственных масштабах. Для решения этой задачи требуются скоординированные усилия по сбору, четырехмерному усвоению данных наблюдений и воспроизведению внутренне согласованных состояний климатической системы, которые могут быть затем использованы для климатического прогноза, развития и оценки качества моделей. В документах ВПИК отмечается, что для получения и усвоения новых видов наблюдений, которые будут поступать со спутников нового поколения, потребуются специальные исследования. Особо подчеркивается, что исследования должны быть также направлены на выявление недостатков в существующей системе наблюдений, которые могут сужать пределы предсказуемости климатической системы.

Помимо мониторинга глобальных полей, большое внимание в проектах ВПИК уделяется получению специальных архивов данных за относительно короткие периоды, необходимых для формулирования и тестирования методов параметризации отдельных физических процессов и последующего использования этих параметризаций в моделях климата.

Под эгидой ВПИК были собраны и стали доступными для мирового научного сообщества уникальные архивы глобальных и региональных данных о радиационных потоках, облачности, содержании водяного пара, характеристиках гидрологического цикла и криосферы. Координация работ ВПИК способствовала созданию реанализов — динамически согласованных глобальных полей, характеризующих состояние атмосферы (архивы Национального центра программ по окружающей среде (NCER), Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF), Японского метеорологического агентства (JMA)) (см. раздел 5.7). В настоящее время российские научные организации не располагают технологиями, техническими и кадровыми ресурсами, которые позволили бы создавать аналогичные глобальные базы данных. Однако архивы реанализов NCER и ECMWF широко используются во многих диагностических исследованиях научными организациями Росгидромета, РАН и высшей школы РФ.

2.2. Наземная метеорологическая сеть

Государственная наблюдательная сеть РФ (наземная метеорологическая сеть Росгидромета), размещенная на территории 17 104 тыс. км², насчитывает 1627 пунктов метеорологических наблюдений, осуществляющих с 1966 г. метеорологические наблюдения в 8 синхронных сроках: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 и 21 ч ВСВ. Указанная частота наблюдений позволяет с необходимой и достаточной точностью описать суточный ход основных метеорологических величин (температуры и влажности воздуха, характеристик ветра, атмосферного давления, температуры почвы, характеристик облачности). При этом в сроки, ближайšie к 8 и 20 ч поясного зимнего времени, выполняются измерения количества осадков. Наблюдения за интенсивностью и развитием атмосферных процессов и явлений проводятся непрерывно.

В реперную климатическую сеть (РКС) включены, как правило, длиннорядные, репрезентативные пункты с полной программой наблюдений, освещающие территорию, однородную в отношении метеорологического режима. Эти пункты наблюдений закрытию и переносу не подлежат. Любая реперная станция наблюдательной сети Росгидромета в принципе может считаться климатической станцией до тех пор, пока она осуществляет 8 сроков наблюдений. Из числа пунктов реперной сети выбраны станции региональной опорной климатической сети (РОКС) и международной глобальной системы наблюдений за климатом (ГСНК). Число разного типа станций дано в табл. 2.2.

2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ

Таблица 2.2. Структура наземной метеорологической сети Росгидромета

№	Сеть метеорологических наблюдений	Число станций
1	Государственная наблюдательная сеть (ГНС)	1627
2	Реперная климатическая сеть (РКС)	454
3	Региональная опорная климатическая сеть (РОКС)	238
4	Глобальная сеть наблюдений за климатом (ГСНК)	135

Максимальные требования по продолжительности непрерывных наблюдений относятся к температуре и осадкам, для которых документально подтвержденные ряды наблюдений должны иметь продолжительность не менее 30 лет. Ряды наблюдений на станциях ГСНК по продолжительности наблюдений распределяются следующим образом:

100 лет и более	— 44 станции;
75 и более	— 79;
50 и более	— 130;
30 и более	— 135;
менее 30	— 0.

Наземная реперная климатическая сеть станций, включающая и сеть станций ГСНК, имеет относительно равномерное распределение на территории России (рис. 2.1). В течение XX века чис-

ло климатических станций непрерывно возрастало и только в самом его конце их количество незначительно сократилось. Таким образом, наиболее полные наблюдения за климатом России были получены во второй половине XX века.

2.3. Аэрологическая сеть наблюдений

В настоящее время в Росгидромете функционируют 98 станций температурно-ветрового зондирования. Все эти станции входят в состав региональной опорной синоптической сети (РОСС). Из этих 98 станций 46 входят в состав региональной опорной климатической сети. Порядок работы аэрологических станций регламентируется нацио-

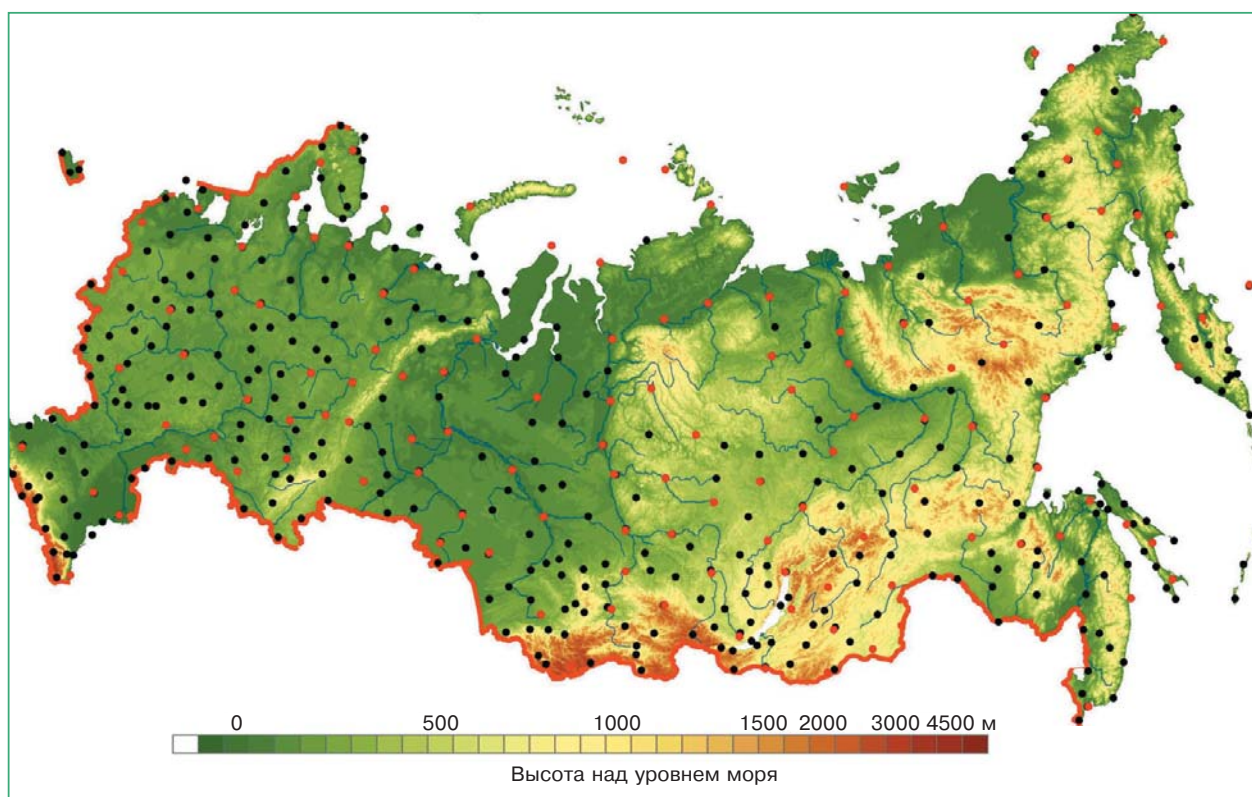


Рис. 2.1. Наземная метеорологическая реперная сеть России, включающая 454 пункта наблюдений (черные и красные кружки), из них 135 пунктов участвуют в международном обмене в рамках программы ГСНК (красные кружки).

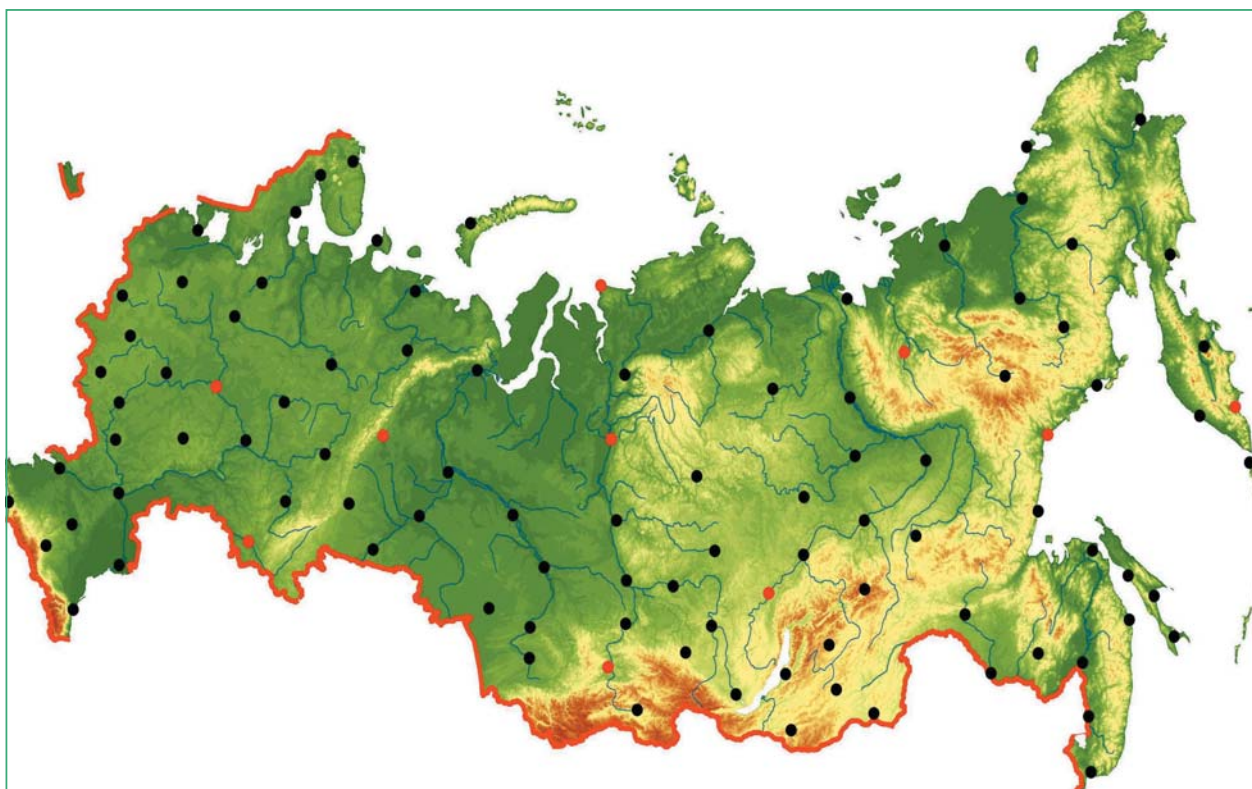


Рис. 2.2. Аэрологическая сеть Росгидромета включает 98 пунктов наблюдений (черные и красные кружки), из них 10 пунктов участвуют в международном обмене в рамках программы ГСНК (красные кружки).

нальными и международными документами. Температурно-ветровое зондирование на аэрологических станциях осуществляется с помощью отечественных радиозондов, измеряющих атмосферное давление, температуру и влажность воздуха. Скорость и направление ветра на высотах определяются с помощью радиолокаторов также отечественного производства. Следует отметить частую корректировку числа сроков наблюдений из-за нехватки радиозондов и оболочек шаров-зондов. Наземное оборудование для температурно-ветрового зондирования устарело и требует модернизации.

Глобальная аэрологическая сеть ГСНК насчитывает около 150 аэрологических станций, которые выбирались из полного списка глобальной сети с учетом требования равномерного глобального распределения, а также качества и полноты передаваемых данных. В этот перечень входят также 10 аэрологических станций на территории РФ и два пункта, расположенные в Антарктике, принадлежащие России. Данные международного мониторинга показывают, что климатическая сеть в свободной атмосфере не в полной мере отвечает требованиям ГСНК, особенно на севере и северо-востоке России, что не позволяет ее в полной мере

использовать в качестве индикатора климатических изменений в бассейне Северного Ледовитого и Тихого океана. На рис. 2.2 приведено распределение пунктов аэрологического зондирования, включая сеть ГСНК, на территории России.

2.4. Гидрологическая сеть наблюдений

Характеристики речного стока являются важным индикатором изменения и изменчивости климата, поскольку они отражают изменения в осадках и эвапотранспирации. Они также требуются для развития и оценки качества глобальных моделей, анализа трендов и социально-экономических исследований.

В начале 2005 г. стандартная гидрологическая сеть Росгидромета включала 3085 постов, из них 2732 на реках и 353 на озерах. Помимо стандартной, существует специализированная сеть, в состав которой входят болотные (8) и воднобалансовые станции (6), а также пункты наблюдений за испарением с водной поверхности (203 пункта) (НС-4, 2006). На рис. 2.3 показана реперная гидрологическая сеть, включающая 1237 речных, 70 озерных и

2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ



Рис. 2.3. Гидрологическая сеть реперных станций и постов России. Сеть наблюдений включает три типа станций и постов: речные (синие кружки), озерные (красные треугольники) и пункты наблюдений на водохранилищах (красные ромбы).

12 на водохранилищах станций и постов (ГОНС, 2003). Плотность современной гидрологической сети остается недостаточной и не соответствует рекомендованным нормативам ВМО.

Согласно предварительным оценкам для обеспечения решения научных задач в области оценки и прогнозирования водных ресурсов и гидрологического режима водных объектов в условиях изменения климата, а также для удовлетворения возрастающих запросов водохозяйственной практики требуется дальнейшее расширение гидрологической сети России.

2.5. Наблюдения за криолитозоной

Наблюдения за состоянием криолитозоны России проводятся с середины 1950-х годов. Пункты наблюдений организованы главным образом научными организациями РАН и в меньшем объеме организациями других ведомств. За последние годы геологические объекты мониторинга были практически ликвидированы. В настоящее время действуют 14 наблюдательных полигонов. Наибольший объем наблюдений получен на европей-

ском северо-востоке, севере Западной Сибири и в Центральной Якутии (Павлов, Малкова, 2005). Однако и в этих районах пункты наблюдений отстоят один от другого на огромные расстояния. Относительно более изученной является вечная мерзлота в зоне тундры. Центральная Сибирь остается белым пятном в отношении изученности геоэкологических условий. В 1990 г. в рамках международного проекта CALM было оборудовано около 20 дополнительных наблюдательных площадок. Они функционируют и в настоящее время, но ряды этих наблюдений являются слишком короткими для климатических выводов.

В верхнем слое почвы (до глубины 3,2 м) ведутся наблюдения на метеорологических станциях, т. е. на фиксированных уровнях измеряется температура грунта. Наблюдения на некоторых станциях велись с начала XX века, но их ряды весьма неоднородны и плохо сравнимы в силу множества погрешностей. Начиная с 1930-х годов, наблюдения становятся более надежными, но и в эти годы в зоне вечной мерзлоты объем полученных данных очень мал. Так, в зоне вечной мерзлоты оказалось возможным обобщить данные наблюдений за температурой почвы по 31 пункту наблюдений, а в

зоне сезонного промерзания были систематизированы данные наблюдений 211 метеостанций.

2.6. Наблюдения за парниковыми газами

Под эгидой ВМО выполняется программа Глобальной службы атмосферы, которая, помимо мутности атмосферы, химического состава атмосферы, содержания аэрозоля и других характеристик атмосферы, включает сеть наблюдений за содержанием долгоживущих парниковых газов: диоксида углерода, метана, закиси азота, озона. Наблюдения за этими газами также входят в Глобальную программу наблюдений за климатом.

Диоксид углерода является одним из наиболее важных парниковых газов, поступающих в атмосферу в результате хозяйственной деятельности. В настоящее время глобальный мониторинг CO_2 производится примерно на 100 наземных пунктах и на 22 станциях осуществляется непрерывный мониторинг этого газа в рамках программы ГСА. С точки зрения климатических требований, измерения должны гарантировать строгое соответствие протоколам калибрования и сравнения наблюдений.

Большое внимание в исследованиях уделяется более достоверной оценке источников и стоков парниковых газов и их влияния на концентрацию этих газов в атмосфере. С этой целью требуется более детальный мониторинг регионального и временного распределения концентрации парниковых газов, особенно на континентах (Ягвкина и др., 2003).

Страны-участники Рамочной конвенции ООН по изменению климата периодически представляют в секретариат Конвенции сведения об эмиссии парниковых газов в атмосферу со своих территорий. Оценки основываются на результатах измерений, обобщенных сведениях о выбросах в атмосферу предприятий и на ориентировочных оценках скоростей обмена CO_2 и CH_4 между атмосферой и подстилающей поверхностью.

В настоящее время на двух станциях — Териберка (Кольский п-ов) и Новый Порт (п-ов Ямал) — выполняется мониторинг концентрации CO_2 и CH_4 (Парамонова и др., 2001).

Наблюдения за CO_2 на станции Териберка проводятся с 1988 г., а в 1996 г. начаты измерения CH_4 . С 2000 г. начаты измерения CO_2 и CH_4 на станции Новый Порт. Измерения парниковых газов также ведутся в других ведомствах, в частности, в ИФА РАН (3 пункта наблюдений), в основном на Европейской территории России, а также в Санкт-Петербургском (СПбГУ) и Московском государственных университетах (МГУ) (по одной станции наблюдений в каждом). Однако только данные сети парниковых газов Росгид-

ромета регулярно поступают в Мировые центры данных в Канаде (озон) и в Японии (парниковые газы). Ряд научных групп, производящих измерения радиационно-активных газов, публикуют свои результаты в научной печати (МГУ, СПбГУ, НПО “Тайфун” и др.).

Эпизодически проводятся экспедиции в отдельных регионах России, где измеряются характеристики газового состава атмосферы путем организации временных стационарных пунктов наблюдений и пунктов на подвижных платформах. Результаты таких экспедиций сводятся в базы данных (например, данные 6–8 рейсов железнодорожного измерительного комплекса “TROICA” ИФА РАН, 4 наземных экспедиций ГГО в арктические районы Западной Сибири), но эти базы данных не сведены в общий каталог.

В ИГКЭ собираются и систематизируются сведения от предприятий энергетики и промышленных предприятий о выбросах в атмосферу в основном загрязняющих веществ (окиси углерода, соединений серы и т. п.), часть которых можно отнести к парниковым газам и радиационно-активным газам. В последние годы ИГКЭ начал собирать информацию и о выбросах парниковых газов по результатам инвентаризации источников, вклад которых в эмиссию парниковых газов наиболее значителен, в частности от ТЭК. Эти сведения включаются в годовые отчеты о состоянии загрязнения воздушного бассейна страны и уровнях эмиссии парниковых газов. Последние также используются для подготовки национальных сообщений о выполнении статей 4 и 12 РКИК каждые 4 года.

До настоящего времени в РФ отсутствует национальный центр по сбору, систематизации и хранению данных по радиационно-активным составляющим атмосферы, получаемых от учреждений разных ведомств.

2.7. Озонометрическая сеть наблюдений

Существенный вклад в парниковый эффект, сравнимый по порядку с вкладом метана, дает стратосферный озон, который составляет лишь 10% от общего содержания озона (O_3) в столбе атмосферы. Остальное количество озона, содержащееся в основном в нижней стратосфере, поглощает основную часть коротковолнового ультрафиолетового излучения Солнца и вносит небольшой отрицательный вклад в парниковый эффект. O_3 определяет уровень биологически опасного ультрафиолетового излучения у земной поверхности.

Озонометрическая сеть Росгидромета состоит из 27 станций и является составной частью мировой озонной сети ГСА (рис. 2.4). Результаты измерений направляются в Мировой центр данных по

2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ



Рис. 2.4. Сеть наблюдений за общим содержанием озона (фиолетовые кружки) и пункты наблюдения за парниковыми газами (красные звездочки) Росгидромета. Помимо действующих в настоящее время пунктов наблюдений за парниковыми газами Териберка и Новый Порт, также показаны пункты на о. Котельный, о. Беринга, действовавшие до 1994 г.

озону в Канаде. Единая шкала измерений ОСО поддерживается регулярными сравнениями национального эталона и эталона ВМО.

2.8. Актинометрическая сеть наблюдений

В настоящее время актинометрическая сеть России насчитывает 186 станций, обеспечивающих получение информации об основных составляющих радиационного баланса на подстилающей поверхности (рис. 2.5).

Программа работы пунктов наблюдений разделяется на полную и сокращенную. Полная программа предполагает выполнение измерений пяти основных составляющих радиационного баланса: прямой, рассеянной, суммарной, отраженной радиации и радиационного баланса (с выдачей либо средних за каждый час суток либо мгновенных значений с дискретностью 3 ч). Сокращенная программа предполагает выполнение измерений суточных сумм одного элемента суммарной радиации. В 2006 г. по полной программе работали 115 пунктов, а по сокращенной — 71 пункт наблюдений.

2.9. Океанографические наблюдения

Океанографические наблюдения в РФ осуществляются на сети береговых и островных морских гидрометеорологических станций и постов, а также на дрейфующих буях и по программам судовых наблюдений. РФ участвует в различных программах океанографических наблюдений по линии ВМО, МОК, ЮНЕСКО и др. Выполняется ряд обязательств по линии ГСНК, Глобальной системы наблюдений за океанами (GOOS), Глобальной системы наблюдений за уровнем моря (GLOSS) и др.

Температура поверхности моря. Наблюдения за температурой поверхности ведутся на сети береговых и островных морских гидрометеорологических станций и постов, число которых в России составляет 180, а также по программам попутных судовых наблюдений и судов добровольных наблюдений (около 280 ежегодно).

Уровень моря. Измерения уровня моря выполняются на сети морских береговых и островных гидрометеорологических станций и постов 4 раза в сутки в сроки 0, 6, 12 и 18 ч ВСВ с помощью уровнемерных реек (футштоков). На станциях,



Рис. 2.5. Сеть актинометрических станций Росгидромета.

имеющих самописцы уровня, выполняется непрерывная запись изменения уровня воды в течение суток, на основании которой рассчитываются ежечасные значения уровня моря. Всего в настоящее время на территории РФ действует около 100 станций. Большинство действующих станций были открыты в 1930-х годах, что позволило накопить длительные ряды наблюдений.

В рамках программы GLOSS Россия имеет 14 станций, включая Мирный (Антарктида). В настоящее время в международные центры данных (Бидстон и Гонолулу) поступают сведения с 5 станций (Баренцбург, Мурманск, Нагаево, Туапсе и Петропавловск-Камчатский).

Морской лед. К современным видам ледовых наблюдений относятся: спутниковые наблюдения, авиационные наблюдения, наблюдения с поверхности. Визуальные авиационные ледовые наблюдения выполняются с самолетов и вертолетов разных типов с высот 100–600 м. К авиационным дистанционным средствам относятся аэрофото-съемка, авиационное радиозондирование (радиолокационная съемка с помощью РЛС станций, работающих в одном или нескольких участках СВЧ диапазона). Важным источником информации об изменениях толщины льдов являются наблюдения на морских гидрометеорологических станциях Росгидромета, расположенных на побережье и ос-

тровах арктических морей (рис. 2.6), а также судовые наблюдения и наблюдения на полигонах и дрейфующих станциях.

Ежегодно в РФ Росгидрометом, МПР, РАН и др. проводится порядка 20 экспедиций НИС, которые осуществляют гидрометеорологические и океанографические (физические и гидрохимические) наблюдения. РФ участвует в Программе судовых добровольных наблюдений (СДН): ежегодно передаются данные примерно с 280 рейсов. Ежегодно в рамках Международной программы арктических дрейфующих буев изготавливается и выставляется на лед в Арктическом бассейне 4–5 дрейфующих буев.

2.10. Спутниковые наблюдения за климатом

Будущая глобальная система наблюдений за климатом невозможна без спутниковой составляющей. Однако, чтобы спутниковые данные могли внести заметный вклад в долгосрочную программу измерений, должно быть обеспечены устойчивое функционирование системы наблюдений со спутников, необходимая точность и однородность измерений. В Плане реализации Глобальной системы наблюдений за климатом (GCOS-92, 2004) указаны характеристики, измерения которых пред-

2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ

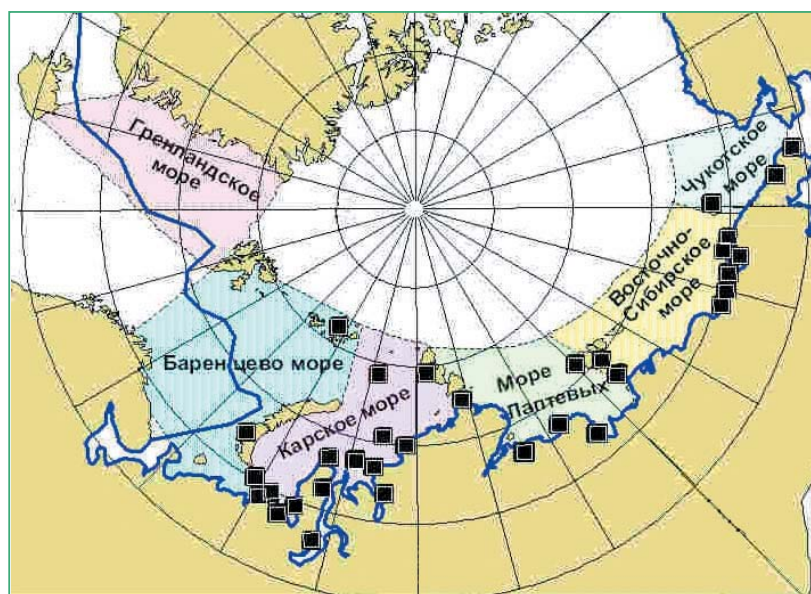


Рис. 2.6. Станции Росгидромета с морскими гидрометеорологическими наблюдениями (квадраты) в Арктике. Синяя линия показывает положение кромки льда в марте за период 1951–1980 гг.

ставляются исключительно важными и осуществимыми в настоящее время с помощью спутников. К ним относятся:

— *атмосферные характеристики*: осадки, радиационный баланс, включая приходящий поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы, температура свободной атмосферы, включая микроволновое зондирование, направление и скорость ветра (особенно над океанами), водяной пар, свойства облаков, озон, свойства аэрозоля;

— *океанографические характеристики*: температура поверхности воды, уровень моря, морской лед, цвет воды (для оценки биологической активности);

— *характеристики поверхности суши*: снежный покров, ледники и ледяные шапки, альbedo, типы растительности, доля поглощенной фотосинтетически активной радиации, пожары.

Подробное описание современного состояния и перспективы совершенствования измерений указанных переменных с помощью спутников для мониторинга климатической системы даются в специальной публикации ГСНК (GCOS-107, 2006).

Многие указанные переменные могут быть доступны уже сейчас для широкого использования на регулярной основе при современных технологических возможностях. Однако требуется дальнейшее совершенствование алгоритмов нового анализа первичных радиационных измерений и их преобразования в климатические переменные. Более того, планы непрерывных измерений мно-

гих важных климатически значимых переменных потребуют еще какого-то времени для их воплощения в жизнь.

Для обеспечения мониторинга состояния климатической системы на территории России и сопредельных регионов чрезвычайно важно в дополнение к существующей наземной сети наблюдений Росгидромета и других ведомств РФ получать спутниковые измерения всех переменных, объявленных в Плане реализации ГСНК. При этом особое внимание заслуживают наблюдения за такими переменными, которые не могут быть в достаточной степени обеспечены регулярной сетью в Сибири, северных и полярных регионах России. В первую очередь, к ним относятся непрерывные наблюдения за протяженностью и концентрацией морского льда, снежного покрова, данные о пожарах, осадках, свойствах облаков и др.

Росгидромет выполняет функции оператора национальных космических систем дистанционного зондирования атмосферы, включая метеорологические космические системы (МКС), океанографические спутники серии “Океан-01” и спутники для изучения природных ресурсов серии “Ресурс-01”. Российская МКС включает среднеорбитальные космические аппараты на приполярной орбите серии “Метеор” и геостационарный аппарат “Электро” с точкой стояния 76° в. д. В соответствии с Федеральной космической программой России предусматривается развитие оперативных

спутниковых средств наблюдений за состоянием атмосферы, морей и океанов, поверхности суши, включая ледовый и снежный покров. Это позволит повысить достоверность прогнозов погоды разной заблаговременности и решать задачи в интересах исследования климата, а также контролировать озоновый слой Земли и радиационную обстановку в околоземном космическом пространстве и оценить антропогенные воздействия. Работы по созданию и развитию космических систем и дистанционного зондирования Земли возложены на Российское авиационно-космическое агентство (Росавиакосмос).

Космический аппарат “Метеор-3М” предназначен для получения данных:

- об облачности в видимом и инфракрасном диапазонах спектра;
- о температуре поверхности океанов и высоте верхней границы облачности;
- о местоположении и перемещении барических образований;
- о ледовой обстановке на акватории морей и океанов и протяженности снежного покрова на континентах;
- о результатах температурно-влажностного зондирования атмосферы, о зонах интенсивных осадков, интегральном влагозапасе облаков.

На борту также имеется американский экспериментальный прибор SAGE-III, предназначенный для определения вертикального распределения аэрозолей и малых газовых примесей в атмосфере.

Космический аппарат “Ресурс-01” включает приборы, позволяющие получать цифровые изображения подстилающей поверхности в нескольких спектральных диапазонах и предназначенные для решения широкого круга задач: мониторинга почвенного, растительного, снежного и ледового покровов, обнаружения и оценки последствий чрезвычайных ситуаций природного и техногенного характера (наводнения, пожары, аварии на газо- и нефтепроводах и др.), изучения геологических структур и др.

Российско-украинская космическая система “Океан” функционировала в период 1983–1998 гг. и обеспечивала мониторинг поверхности Мирового океана, включая мониторинг ледяного покрова.

Наземный комплекс Росгидромета, находящийся в подчинении Научно-исследовательского центра космической гидрометеорологии “Планета”, осуществляет прием, обработку и распространение потребителям данных, получаемых со всех российских космических аппаратов типа “Метеор”, “Океан”, “Ресурс” и “Электро” и ряда зарубежных аппаратов типа “NOAA”, “Meteosat”, “GSM”.

2.11. Выводы

Существующие сети наблюдений России должны быть интегрированы с учетом национальных, региональных и глобальных приоритетов. Индекс плотности государственной метеорологической наблюдательной сети в России в среднем не превышает 10, т. е. один пункт наблюдений приходится на площадь 10 тыс. км² (в развитых странах Запада он равен 1–3), т. е. плотность метеорологической сети является недостаточной для изучения регионального климата и обеспечения задач экономического и социального развития страны в целом и отдельных экономических районов. Особое внимание следует уделить организации наблюдений в отдаленных и труднодоступных районах, в частности северных, особенно чувствительных к изменениям климата, и более широкому привлечению данных альтернативных систем наблюдений. В этой связи должны развиваться спутниковые системы зондирования атмосферы и подстилающей поверхности.

Вопросы оптимального размещения пунктов наблюдений имеют не только важное методическое, научное, но и экономическое значение в условиях ограниченного финансирования, с одной стороны, и увеличения экономической ценности гидрометеорологической информации в связи с учащением экстремальных погодных и климатических явлений, с другой стороны.

Кроме сети Росгидромета, на территории России функционируют отдельные пункты метеорологических наблюдений других ведомств (Минобороны, Министерства здравоохранения и социального обеспечения и ряда других). Ведомственные сети (по экспертной оценке составляют 30–40% числа пунктов наблюдений Росгидромета) функционируют независимо от метеорологической сети Росгидромета и поэтому не интегрируются в общенациональную сеть наблюдений за состоянием окружающей природной среды. Например, метеорологическая сеть Минобороны насчитывает до 600 станций, среди которых наибольший интерес представляют данные станций наблюдений, расположенных в труднодоступных районах Арктики, сеть наблюдений Росгидромета в которых представлена достаточно слабо.

В связи с присоединением РФ к Киотскому протоколу встает задача создания национальной системы мониторинга эмиссии и абсорбции парниковых газов, а также возрастает актуальность измерения фоновых концентраций парниковых газов в системе Росгидромета в рамках осуществления программы ГСА. Располагая самой большой в мире территорией, иметь лишь одну фоновую станцию, расположенную на крайнем северо-западе страны, явно недостаточно для непрерывного

2. СИСТЕМА НАБЛЮДЕНИЙ ЗА КЛИМАТОМ В РОССИИ

мониторинга концентраций парниковых газов в регионах с разными природными условиями и типами растительности в соответствии с требованиями ГСНК.

2.12. Литература

- ГОНС, 2003.** Список гидрометеорологических организаций наблюдательной сети Росгидромета, М., Федеральная служба России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, 247 с.
- НС-4, 2006.** Четвертое национальное сообщение Российской Федерации, М., Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды.
- Павлов А. В., Малкова Г. В., 2005.** Инвентаризация наблюдательных сетей мониторинга криолитозоны России, Криосфера Земли, т. IX, № 2, с. 67–77.
- Парамонова Н. Н., Привалов В. И., Решетников А. И., 2001.** Мониторинг углекислого газа и метана в России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 37, № 1, с. 38–43.
- Яговкина С. В., Кароль И. Л., Зубов В. А., Лагун В. Е., Решетников А. И., Розанов Е. В., 2003.** Оценка эмиссии метана в атмосферу с территории газовых месторождений севера Западной Сибири с использованием трехмерной региональной модели переноса, Метеорология и гидрология, № 4, с. 49–62.
- GCOS-82, 2003.** The Second Report on the Adequacy of the Global Observing Systems for Climate in Support of the UNFCCC, WMO/TD-No. 1143, 73 p.
- GCOS-92, 2004.** Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC, WMO/TD-No. 1244, 23 p.
- GCOS-107, 2006.** Systematic Observation Requirements for Satellite-based Products for Climate — Supplemental Details to Satellite-based Component of the Implementation Plan for the Global Observing System for Climate in Support of the UNFCCC, WMO/TD-No. 1338, 89 p.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Ведущие авторы: Г. В. Груза, А. В. Мещерская

Авторы: Г. В. Алексеев, О. А. Анисимов, Л. Н. Аристова, М. Ю. Бардин, Э. Г. Богданова, О. Н. Булыгина, В. Ю. Георгиевский, Б. М. Ильин, В. В. Иванов, Л. К. Клещенко, Н. К. Кононова, С. П. Малевский-Малевиц, Е. Л. Махоткина, В. М. Мирвис, Е. Д. Надежина, В. Н. Разуваев, Э. Я. Ранькова, Э. В. Рочева, В. В. Стадник, Е. И. Хлебникова, М. З. Шаймарданов, А. Л. Шалыгин, И. А. Шикломанов

Редактор-рецензент: П. Я. Гройсман

3.1. Температура приземного воздуха

3.1.1. Общие замечания

Изменения климата могут оцениваться как разности климатических переменных, характеризующих сравнимые периоды времени, или как тенденции изменений климатических переменных внутри одного периода. Следует подчеркнуть, что климат характеризует состояние реальной климатической системы. Соответственно обнаруженные изменения климата реальны (соответствуют действительности), если их величина превосходит ошибку оценки изменений.

В качестве *меры интенсивности климатических изменений* за указанный интервал времени используется коэффициент линейного тренда, определенный по методу наименьших квадратов и характеризующий среднюю скорость изменений климатической переменной, соответствующую тренду. В качестве *меры существенности тренда* приводится доля дисперсии климатической переменной, объясняемая трендом, выраженная в процентах от полной дисперсии климатической переменной за рассматриваемый интервал времени. Для оценки статистической значимости тренда используется 1%-ный или 5%-ный уровень значимости или указывается критический уровень значимости (наименьший уровень значимости, при котором отвергается гипотеза об отсутствии тренда).

Наблюдаемое в настоящее время изменение климата характеризуется как “*продолжающееся глобальное потепление*”. Реальность глобального потепления подтверждается многими фактами. Так, обнаруженное по данным наблюдений повышение глобальной температуры у поверхности земли сопровождается повышением среднего уровня океана и уменьшением площади снежного покрова на суше Северного полушария. Глобальная

приповерхностная температура вычисляется как средняя из температуры приземного воздуха над континентами (на высоте 2 м над поверхностью, как правило, в метеорологической будке) и температур воды поверхности морей и океанов. Для пространственного осреднения используются не сами значения температуры, а их аномалии, т. е. отклонения от средних значений за выбранный базовый период.

Известно, что глобальное потепление в XX и начале XXI веков было не вполне однородным (см. рис. 3.1). Выделяются три интервала: потепление 1910–1945 гг., слабое похолодание 1946–1975 гг. и наиболее интенсивное потепление после 1976 г. Эти изменения были обнаружены и в России (Рубинштейн, Полозова, 1966; Груза, Абдумаликова, 1966; Будыко, Винников, 1976; Груза и др., 1977; Груза, Ранькова, 1980).

С семидесятых годов XX века увеличилось количество исследований, посвященных проблеме колебаний и изменений климата, как естественных, так и связанных с антропогенным воздействием. Становится очевидной необходимость организации непрерывного слежения за текущим состоянием и изменением климата. С 1984 г. Гидрометслужбой СССР организована работа по регулярному мониторингу климата (Израэль, 1979; Груза и др., 1984; Винников и др., 1987; Груза, Ранькова, 1989).

Потепление климата, по крайней мере в последние 30–40 лет, в значительной степени обусловлено увеличением концентрации парниковых газов (в первую очередь, диоксида углерода) вследствие антропогенного воздействия — сжигания органического топлива (Forster et al., 2007). По этой причине в настоящем докладе особое внимание уделяется анализу трендов за период с 1976 г., в большей мере характеризующий антропогенное влияние на современный климат. Однако часть наблюдаемых региональных климатических изме-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

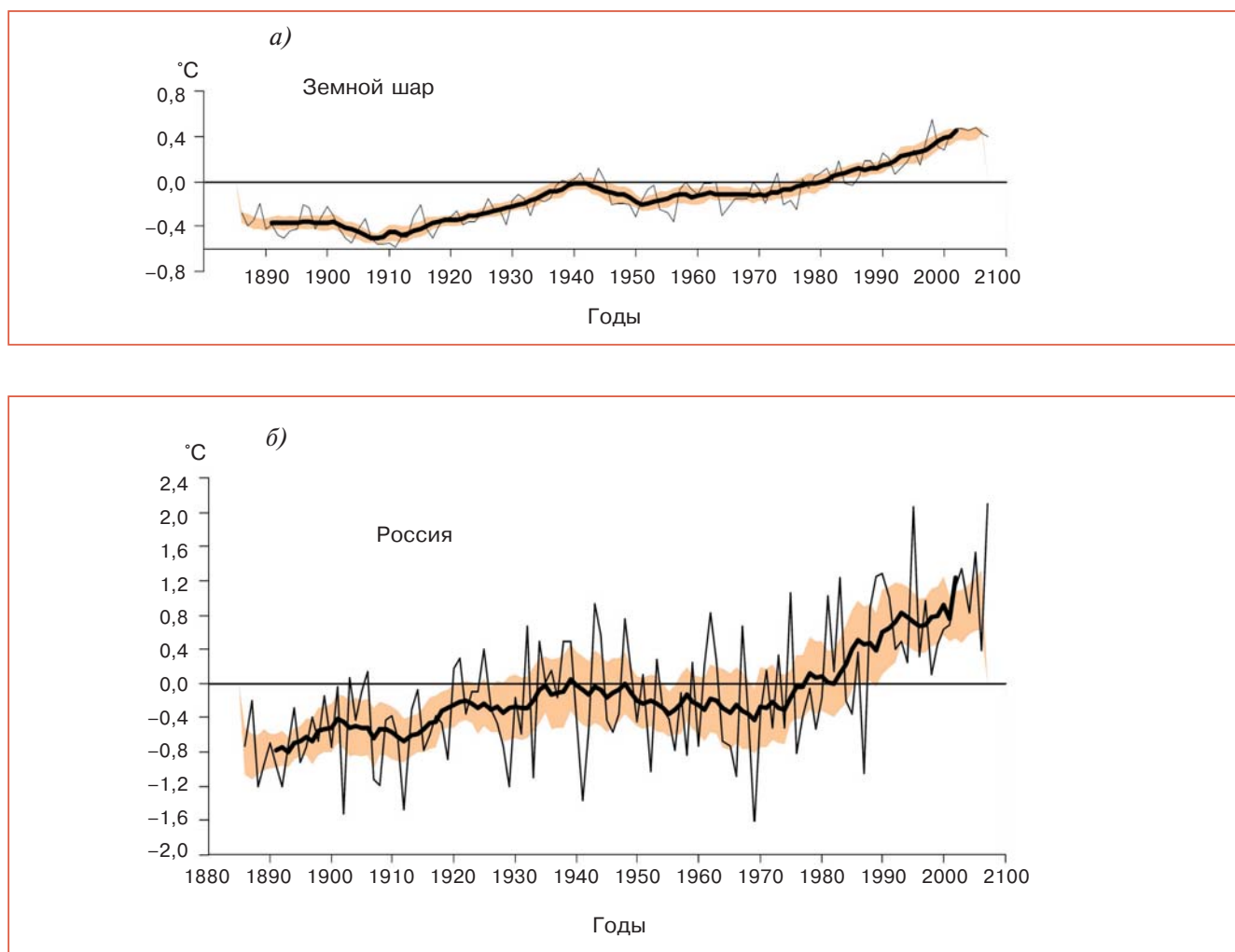


Рис. 3.1. Изменения среднегодовой приповерхностной температуры, осредненной по земному шару (а; данные Had CRUTEM3, температура воздуха над сушей и температура поверхности воды на акваториях океанов) и по территории России (б; данные ИГКЭ, температура воздуха), в отклонениях от средних за 1961–1990 гг. Жирная кривая показывает сглаженный ход температуры (11-летние скользящие средние), желтая область обозначает границы 95%-ного доверительного интервала для 11-летних средних, который не включает ошибки пространственного осреднения и нарушений однородности наблюдений.

нений может быть результатом локальных антропогенных изменений (урбанизация и рост мегаполисов), эффект которых еще предстоит оценить.

3.1.2. Температура воздуха, осредненная по территории России

Общее представление о характере изменений температуры на территории РФ во второй половине XX и начале XXI века дают временные ряды пространственно осредненных средних годовых и сезонных аномалий температуры (Груза и др., 2007; Груза, Ранькова, 2004; Gruza et al., 1999; Ранькова, Груза, 1998).

На рис. 3.1 изменение среднегодовой температуры приземного воздуха, осредненной по территории России, представлено в сопоставлении с изменением среднегодовой глобальной температуры.

Важно отметить, что потепление климата на территории России оказалось заметно больше глобального. Размах аномалий (т. е. разность между максимумом и минимумом) среднегодовой температуры РФ достигает 3–4°C, в то время как для земного шара он лишь несколько превосходит 1°C.

На рис. 3.2 приведены те же временные ряды температуры земного шара и России, ранжированные по величине аномалий. Различия средней го-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

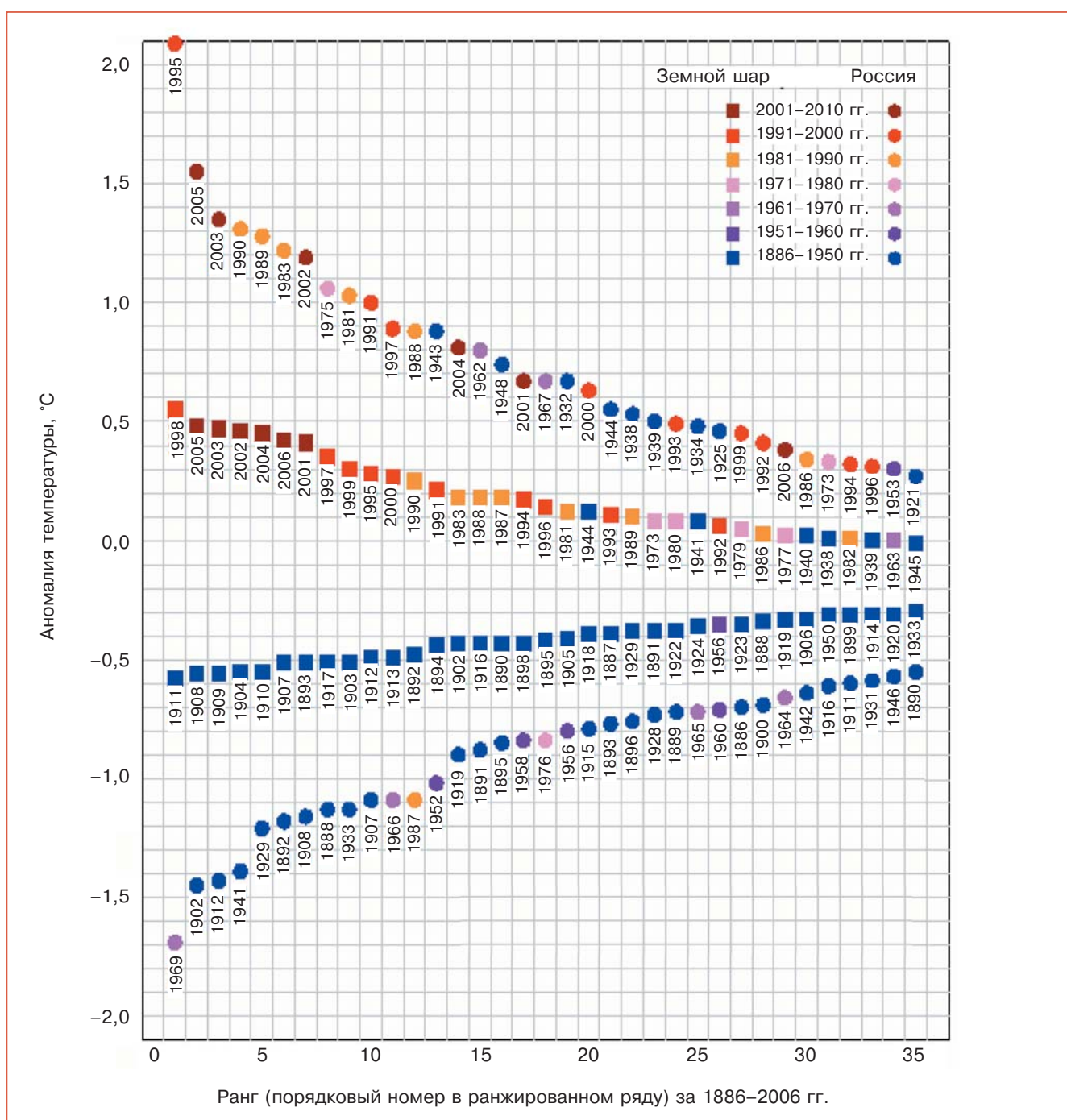


Рис. 3.2. Ранжированные ряды среднегодовой аномалии приповерхностной температуры земного шара (квадраты) и России (кружки). Показаны 35 самых теплых лет в порядке убывания температуры (сверху) и 35 самых холодных лет в порядке ее возрастания (снизу) за период 1886–2006 гг. Ордината точки соответствует величине аномалии, а абсцисса — ее рангу. Цветом выделены 10-летние периоды, начиная с 1951 г.

довой температуры соседних лет убывает для земного шара медленнее, чем для России. Самым теплым для России был 1995 г. За ним следуют 2005 и 2003 г. Для земного шара в целом самым теплым был 1998 г.; а на следующих шести местах — все

шесть лет начавшегося столетия. Интересно, что 2007 г. был самым теплым на территории России с конца XIX века. Средняя аномалия температуры составила 2,1°C (см. рис. 3.1) и близка к аномалии температуры 1995 г. (2,07°C). В целом для земного

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

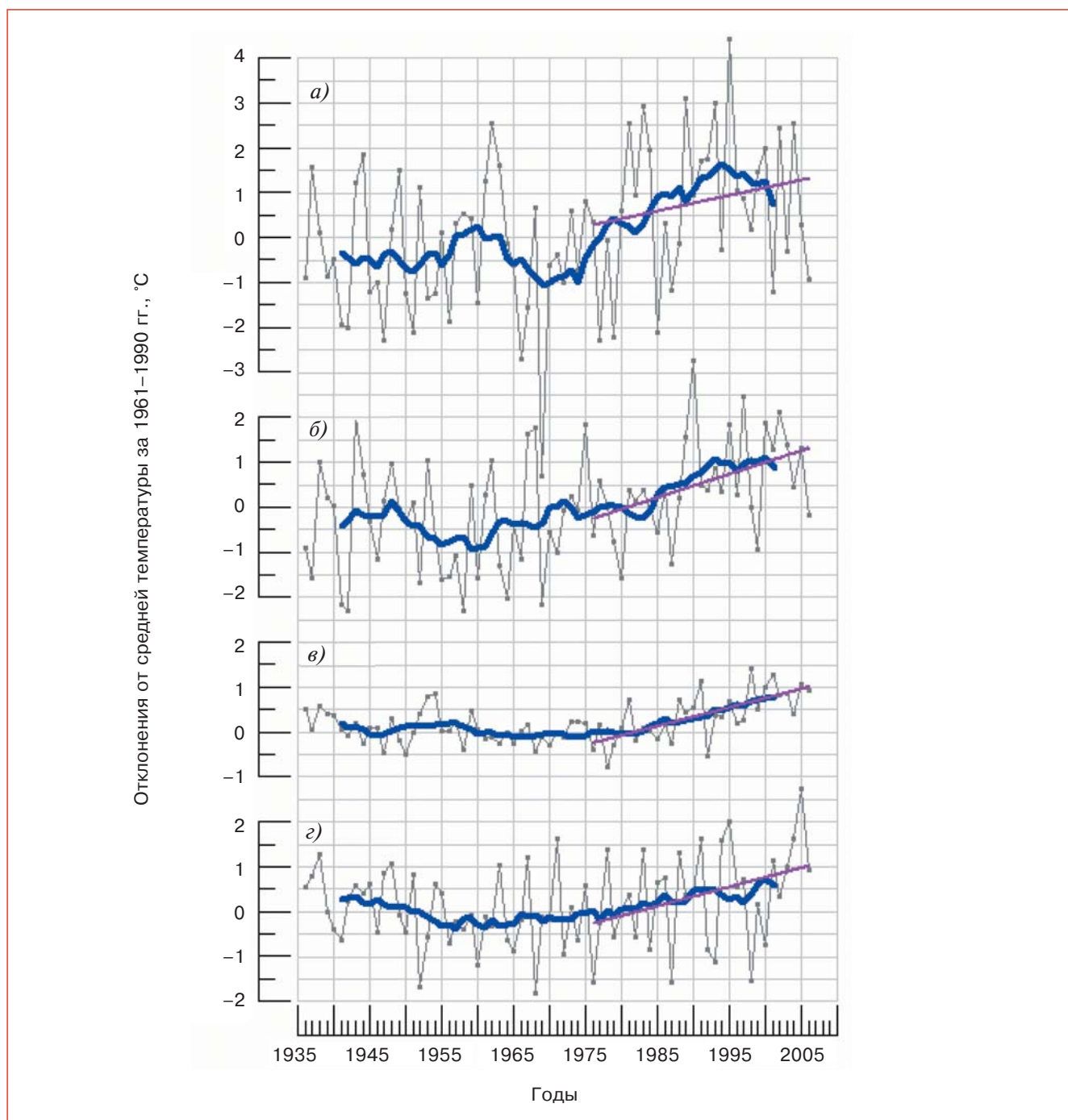


Рис. 3.3. Временной ход сезонных аномалий температуры приземного воздуха, осредненных по территории России за 1936–2006 гг. Аномалии рассчитаны как отклонения от средней температуры за 1961–1990 гг. Синие кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Прямой показан линейный тренд за 1976–2006 гг. а) зима; б) весна; в) лето; г) осень.

шара 2007 г. вошел в число восьми самых теплых лет за рассматриваемый период.

Сезонные особенности изменений пространственно осредненной температуры приземного воздуха в России иллюстрирует рис. 3.3. Временные ряды приведены здесь за 1936–2006 гг., когда

основная сеть метеорологических наблюдений на территории России уже сформировалась, и колебания в составе доступных для анализа температуры климатических данных и в методике их обработки можно считать незначительными. Особо выделены тенденции изменений после 1976 г.

(этот период больше других характеризует антропогенные изменения современного климата).

3.1.3. Температура воздуха в основных физико-географических регионах

Для анализа региональных особенностей изменений климата на территории РФ выделены стандартные физико-географические регионы, показанные на рис. 3.4. Регионы выделены условно, с учетом административного деления и принятых схем физико-географического районирования (ранга “физико-географических стран”). В частности, Уральский хребет отсекает Европейскую часть России, а в Азиатской части (к востоку от Урала) выделены регионы: Западная Сибирь (Западно-Сибирская равнина), Центральная Сибирь (Среднесибирское плоскогорье), Прибайкалье и Забайкалье (Алтае-Саянская и Байкальская горные страны), Северо-Восток (Северо-Восточная Сибирь и Дальний Восток, включая Камчатку и Курилы) и, наконец, Приамурье и Приморье (Амурско-Сахалинская страна, охватывающая Хабаровский и Приморский края, и Сахалин).

Временные ряды аномалий приземной температуры для каждого из регионов получены про-

странственным осреднением данных стационарных наблюдений. Все ряды представлены на рис. 3.5 за период 1936–2006 гг. На всех временных рядах прямой линией показан линейный тренд, рассчитанный методом наименьших квадратов за 1976–2006 гг. Тренды рассчитаны как непосредственно на станциях, так и по регионально осредненным временным рядам. На рисунке видно, что с 1970-х годов на территории России в целом и во всех ее регионах потепление продолжается, хотя интенсивность его в последние годы уменьшилась.

Оценки трендов региональных и глобальных рядов температуры за разные периоды времени в течение 1901–2006 гг. представлены в табл. 3.1. Коэффициент линейного тренда следует интерпретировать как среднюю скорость увеличения (или уменьшения, если тренд отрицательный) исследуемой переменной на рассматриваемом отрезке времени. При использовании рядов без пропуска наблюдений линейный тренд регионально осредненных величин равен региональному среднему из точечных (стационарных) трендов. В табл. 3.2 оценки трендов текущего периода (1976–2006 гг.) дополнительно детализированы по календарным сезонам.

Анализируя приведенные оценки, можно отметить, что повышение среднегодовой температу-



Рис. 3.4. Физико-географические регионы России. 1 — Европейская территория России (включая острова), 2 — Западная Сибирь, 3 — Центральная Сибирь, 4 — Прибайкалье и Забайкалье, 5 — Северо-Восток (включая часть Восточной Сибири, Чукотку, Камчатку), 6 — Приамурье и Приморье (включая Сахалин).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

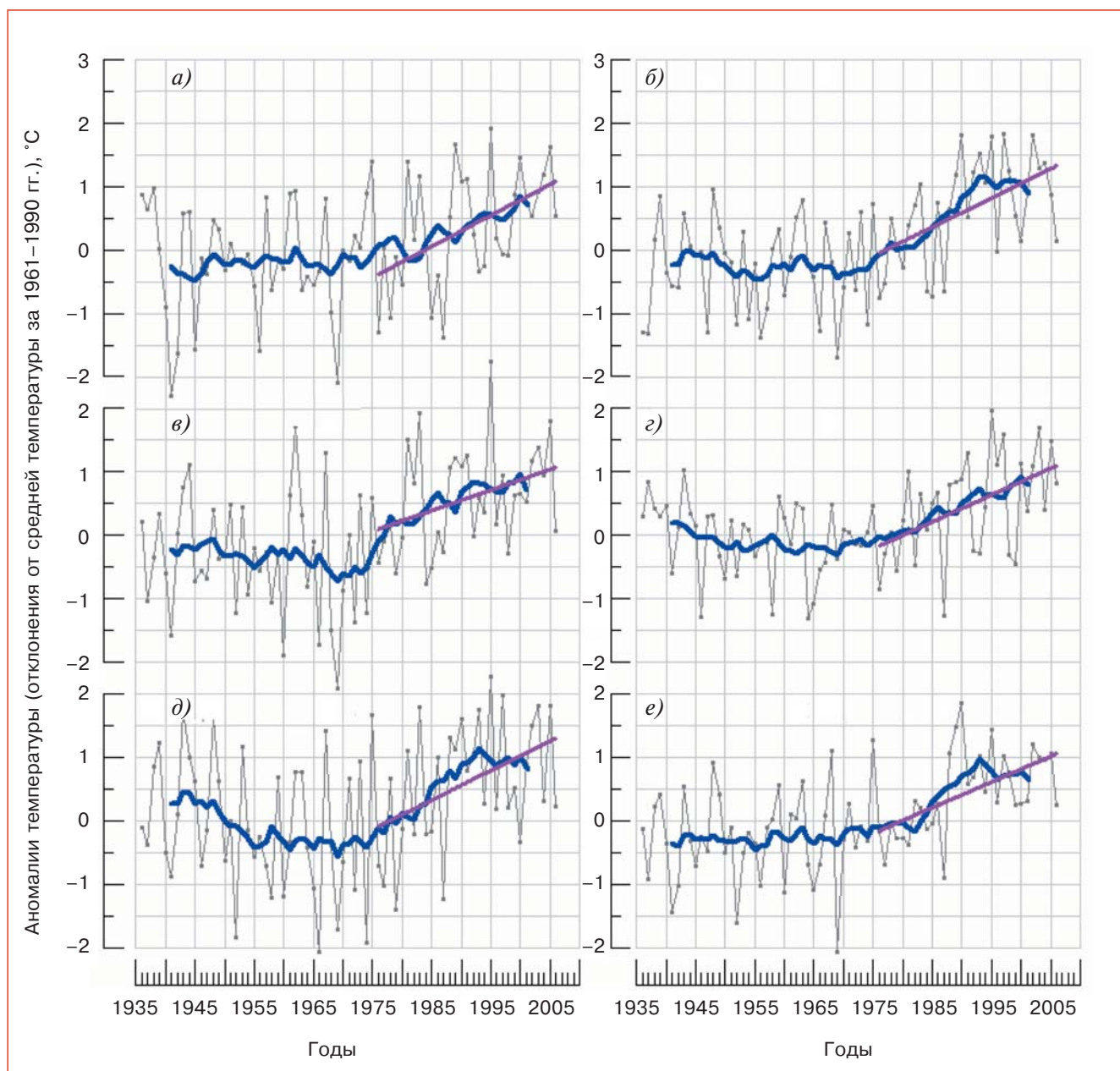


Рис. 3.5. Временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха для физико-географических регионов России, 1936–2006 гг. Условные обозначения см. рис. 3.3. а) ЕТР; б) Прибайкалье и Забайкалье; в) Западная Сибирь; г) Северо-Восток; д) Центральная Сибирь; е) Приамурье и Приморье.

ры воздуха в течение XX века происходило практически во всех рассматриваемых регионах. За 100-летний период с 1901 по 2000 г. общее потепление (в соответствии с трендом) составило $0,66^{\circ}\text{C}$ в среднем для земного шара и $1,00^{\circ}\text{C}$ для России. За последние 100 лет (1907–2006 гг.) аналогичные оценки составили $0,75^{\circ}\text{C}$ в среднем для земного шара и $1,29^{\circ}\text{C}$ для России, т. е. 100-летнее потепление, как в целом для земного шара, так и для России, стало более интенсивным.

Та же картина наблюдается и в каждом из рассматриваемых регионов России. За период 1976–2006 гг. суммарное среднее потепление в целом по России составило $1,33^{\circ}\text{C}$ за 31 год, т. е. превысило 100-летнее среднее потепление ($1,00$ – $1,29^{\circ}\text{C}$). Соответственно скорость потепления после 1975 г. много больше, чем за столетие в целом; для территории России — это $0,43^{\circ}\text{C}/10$ лет против $0,10$ – $0,13^{\circ}\text{C}/10$ лет.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Таблица 3.1. Оценки линейного тренда регионально осредненных среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха в течение 1901–2006 гг.

Регион	1901–2000 гг. 100 лет		1976–2000 гг. 25 лет		1907–2006 гг. 100 лет		1976–2006 гг. 31 год	
	<i>b</i>	Δ	<i>b</i>	Δ	<i>b</i>	Δ	<i>b</i>	Δ
Земной шар	0,06	0,66	0,17	0,42	0,07	0,75	0,18	0,57
Россия	0,10	1,00	0,47	1,17	0,13	1,29	0,43	1,33
Европейская часть РФ	0,08	0,85	0,50	1,26	0,12	1,19	0,49	1,51
Западная Сибирь	0,13	1,26	0,33	0,83	0,15	1,50	0,32	1,00
Центральная Сибирь	0,09	0,93	0,55	1,38	0,12	1,18	0,46	1,44
Прибайкалье и Забайкалье	0,14	1,37	0,59	1,48	0,17	1,65	0,46	1,42
Северо-Восток	0,10	1,05	0,43	1,08	0,11	1,09	0,42	1,31
Приамурье и Приморье	0,09	0,85	0,52	1,30	0,13	1,29	0,40	1,25

Примечание. *b* — коэффициенты линейного тренда (°С/10 лет); Δ — суммарное изменение температуры (°С) за указанный период, соответствующее линейному тренду.

Таблица 3.2. Коэффициенты линейного тренда (*b*, °С/10 лет) регионально осредненных средних годовых и сезонных аномалий температуры приземного воздуха на территории России за период 1976–2006 гг. и доля суммарной дисперсии (*d*, %), объясненная трендом

Регион	1976–2006 гг.									
	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	<i>b</i>	<i>d</i>	<i>b</i>	<i>d</i>	<i>b</i>	<i>d</i>	<i>b</i>	<i>d</i>	<i>b</i>	<i>d</i>
Россия	0,43	28	0,35	4	0,52	19	0,41	47	0,43	12
Европейская часть РФ	0,48	24	0,68	7	0,28	6	0,45	19	0,45	11
Западная Сибирь	0,32	13	0,26	1	0,60	12	0,22	5	0,18	1
Центральная Сибирь	0,46	18	0,42	2	0,58	13	0,47	26	0,24	2
Прибайкалье и Забайкалье	0,46	27	0,39	3	0,66	19	0,58	39	0,21	2
Северо-Восток	0,42	23	–0,23	3	0,73	20	0,44	28	0,85	30
Приамурье и Приморье	0,40	31	0,52	9	0,32	8	0,26	15	0,56	26

Примечание. Интерпретация этих характеристик дается в разделе 3.1.1.

Потепление 1976–2006 гг. в России наиболее существенно в осенний период в регионе Северо-Восток (0,85°С/10 лет при весьма существенном вкладе в дисперсию ряда — 30%) и в Прибайкалье и Забайкалье летом. В регионе Северо-Восток зимой отмечена тенденция к похолоданию, которая, однако, обуславливает лишь 3% межгодовой изменчивости температуры зимой в течение рассматриваемого периода.

3.1.4. Тенденции современных изменений температуры воздуха

Наиболее подробную картину современных тенденций изменения температуры приземного воздуха дают географические распределения коэффициентов линейного тренда на территории России за 1976–2006 гг., приведенные на рис. 3.6 в

целом для года и для экстремальных сезонов. Можно видеть, что в среднем за год потепление происходило практически на всей территории. Наиболее интенсивным потепление было в северо-западных регионах России, на юге Западной Сибири, на Северном Кавказе и летом на Чукотке. Зимой на Чукотке отмечена тенденция к похолоданию, но лишь в центре этой области убывающий тренд описывает более 12% полной межгодовой дисперсии (примерно соответствует критическому уровню значимости 1%).

3.1.5. Климатические изменения индексов экстремальности температуры воздуха

Для всестороннего рассмотрения особенностей наблюдаемых изменений климата большой

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

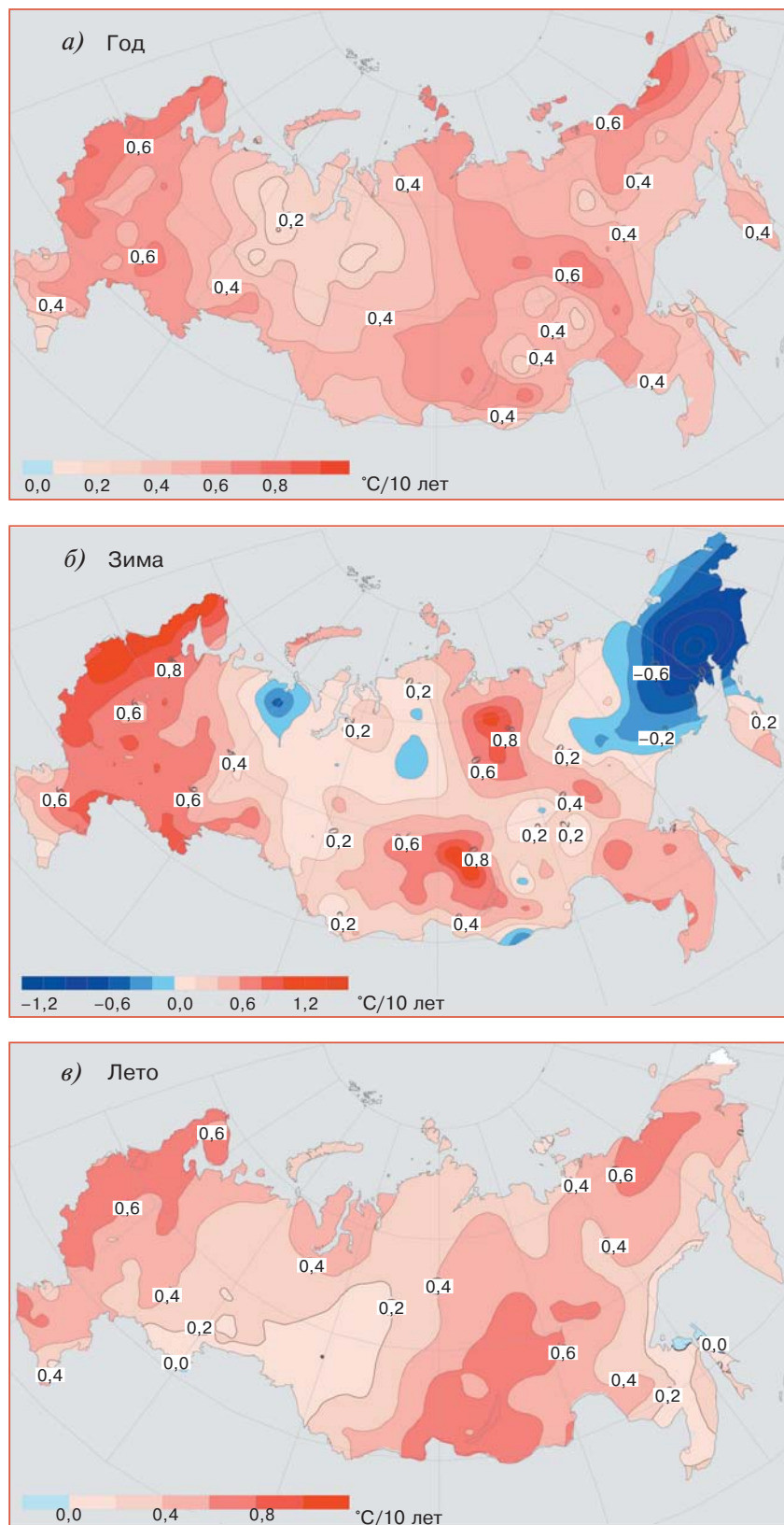


Рис. 3.6. Средняя скорость изменения температуры приземного воздуха на территории России за 1976–2006 гг. в среднем за год (а) и за зимний (б) и летний (в) сезоны (°C/10 лет, по данным станционных наблюдений). Изолинии проведены через 0,1°C/10 лет для среднегодовой температуры и через 0,2°C/10 лет для сезонной температуры.

интерес представляет вопрос об изменении многих климатических переменных и, в первую очередь, характеристик экстремальных состояний и процессов. При подготовке отчетов МГЭИК были разработаны рекомендации по использованию некоторого набора индексов экстремальности (Frich et al., 2002), часть из которых рассматривается ниже. Среди показателей, получивших распространение при анализе изменений климата в России, следует отметить дополнительно продолжительность устойчивого морозного и безморозного периодов, число дней с оттепелями (Мирвис, Гусева, 2006, 2007), число дней за сезон (год) с экстремальными (выше (ниже) заданного уровня) значениями разных характеристик суточного хода (Булыгина и др., 2000б) и др.

Индексы годовых экстремумов температуры.

Из десятков показателей, рекомендованных МГЭИК, ниже будут рассмотрены индексы экстремальности температуры воздуха (Платова, 2007), включающие:

— *годовой максимум и годовой минимум* температуры воздуха, т. е. максимум из суточных максимумов и минимум из суточных минимумов для всех дней календарного года;

— *размах температуры* внутри года, т. е. разность между годовым максимумом и годовым минимумом температуры;

— *суммарное число дней с морозом*, т. е. число дней в календарном году с суточным минимумом температуры воздуха ниже 0°C .

Для расчета индексов использован массив данных синоптических наблюдений на 186 станциях России и сопредельных стран за 1936–2006 гг. Массив сформирован в ИГКЭ на основе архива ВНИИГМИ-МЦД (Razuvaev et al., 1993) с привлечением для контроля и пополнения данных оперативных наблюдений с каналов связи.

Пространственные распределения коэффициентов линейного тренда, характеризующих основную тенденцию изменений (направление и скорость изменений) рассмотренных индексов в течение 1976–2006 гг., приведены на рис. 3.7 и 3.8.

В изменениях годовых минимумов, как и годовых максимумов температуры приземного воздуха на большей части России в течение 1976–2006 гг. преобладает тенденция к их увеличению (рис. 3.7). Темпы повышения минимумов заметно больше, чем максимумов. Так, к северу от 50° с. ш. практически на всей ЕТР и в Центральной Сибири скорость увеличения минимумов температуры более $0,8^{\circ}\text{C}/10$ лет, а в центрах очагов она достигает $2,0$ – $2,6^{\circ}\text{C}/10$ лет. Для максимумов температуры, напротив, скорость их увеличения практически нигде не превышает $1,0^{\circ}\text{C}/10$ лет, на большей части территории не

достигает и $0,6^{\circ}\text{C}/10$ лет, а в Сибири тренды в изменении годовых максимумов практически отсутствуют. Здесь, как и на большей части Европейской территории России, вследствие активного повышения годовых минимумов отмечается интенсивное уменьшение годового размаха температуры. Отмечаются небольшие по площади области убывания годовых минимумов (юг Европейской России и Западной Сибири, побережье Охотского моря, Чукотка), которым соответствует увеличение годового размаха температуры.

В целом годовые максимумы температуры (летние экстремумы температуры) на территории России менее характеризуют глобальное потепление, чем годовые минимумы (зимние экстремумы).

За период 1961–1990 гг. на большей части России, кроме юго-западной части ЕТР, наблюдалось более 180 дней в году с морозом (рис. 1.5). В северных районах Азиатской территории России число морозных дней достигало за тот же период 260–280. В многолетних изменениях числа дней с морозом в 1976–2006 гг. на территории России преобладает тенденция к их уменьшению (рис. 3.8). Небольшие по площади области слабых положительных трендов (увеличения числа морозных дней) отмечаются в отдельных районах Северного Урала, Северного Кавказа и Чукотки.

Таким образом, на большей части территории России многолетние тенденции изменений индексов экстремальности температуры согласуются с фактом глобального потепления, а именно, годовые минимумы и максимумы увеличиваются, размах между ними сокращается (минимумы увеличиваются быстрее максимумов), число дней с морозом уменьшается. Однако нельзя исключить, что эти изменения, в определенной мере, связаны с естественной изменчивостью температуры.

Индексы, связанные с экстремальностью характеристик суточного хода температуры. В России в качестве индексов экстремальности температурного режима использовалось число дней за сезон (год), когда любая из характеристик суточного хода температуры (суточный максимум, минимум или размах) была выше или ниже некоторого порогового значения (Булыгина и др., 2000а, 2000б). Пороговые значения определялись для каждого месяца рассматриваемого календарного периода как многолетний 95-й или 5-й процентиль исследуемой характеристики (суточный максимум, минимум или размах). Ниже приводятся результаты анализа межгодовых колебаний таких индексов, рассчитанных по данным наблюдений на 530 метеорологических станциях за период 1951–2006 гг. Анализ выполнен для каждого из календарных сезонов и для года в целом. Про-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

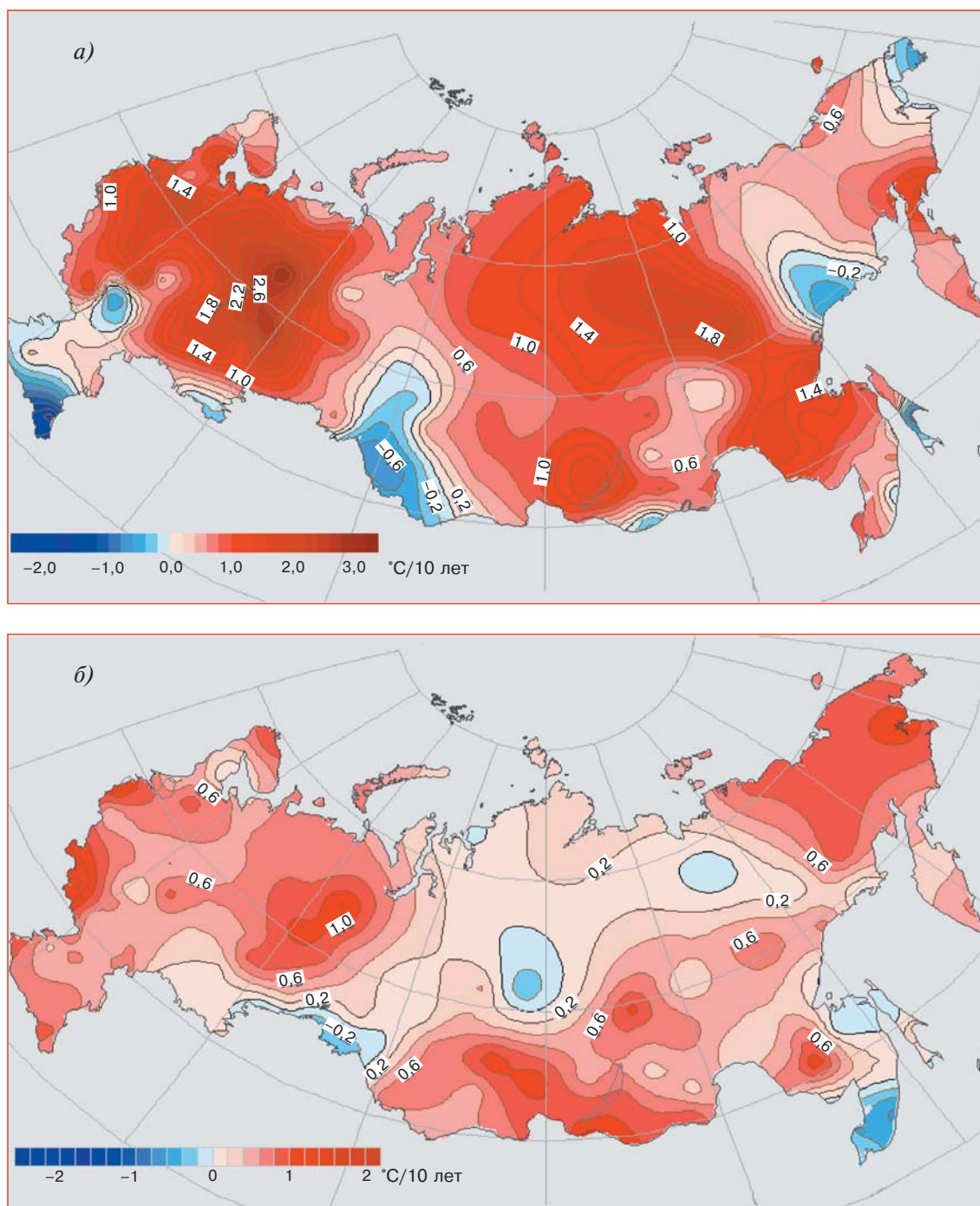


Рис. 3.7. Коэффициенты линейного тренда ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) годовых минимумов (а) и годовых максимумов (б) температуры приземного воздуха за 1976–2006 гг. на территории России.

центили индексов определялись по данным за 1936–2006 гг. Отметим выявленные сезонные и региональные особенности в изменчивости рассмотренных температурных экстремумов.

Число дней с экстремально высокой температурой. На Европейской территории в зимний и

весенний периоды преобладает тенденция увеличения числа дней с экстремально высокой температурой, тогда как летом и осенью здесь обнаруживаются области трендов ее понижения (рис. 3.9). Тенденция увеличения экстремальности, связанной с аномально высокой температурой возду-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

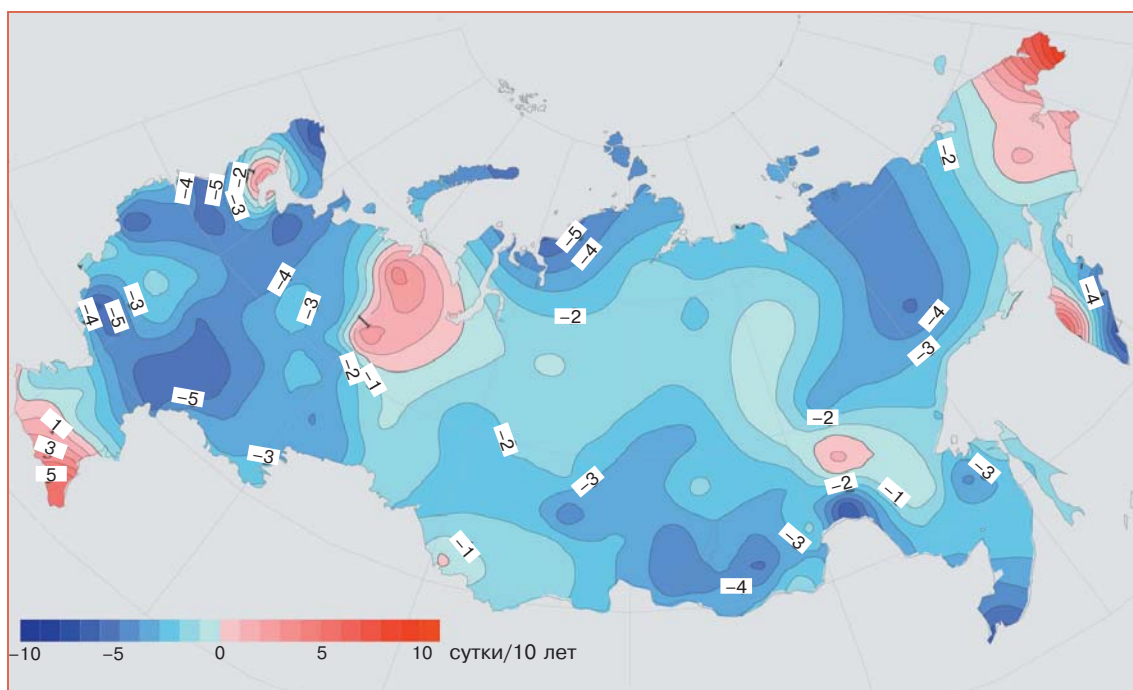


Рис. 3.8. Коэффициенты линейного тренда (сутки/10 лет) числа дней с морозом за 1976–2006 гг. на территории России.

ха, преобладает также в Западной Сибири и в юго-восточных регионах, где летом экстремальная температура является одной из причин увеличения пожаров. Уменьшение числа дней с высокой температурой наблюдается в зимний период на Чукотке, а осенью в Якутии.

Число дней с экстремально низкой температурой. В последние десятилетия на территории России преобладает уменьшение экстремальности температурного режима, связанной с аномально низкой температурой воздуха (рис. 3.10). Только на Европейской территории (зимой на севере, а осенью — в западной части) обнаружена тенденция увеличения числа дней с экстремально низкой температурой воздуха.

Максимальная, минимальная температура и амплитуда суточного хода температуры воздуха у поверхности земли. Сравнение изменений суточного максимума и суточного минимума температуры приземного воздуха на территории России (Мирвис, 1999 (дополненное)) по данным за 1950–2006 гг. показывает, что увеличение минимальной температуры почти всегда (в сезонном разрезе) превосходило увеличение максимальной температуры. Эта особенность, выявленная также для поверхности суши в глобальном масштабе (Trenberth et al., 2007), рассматривается как один из аргументов в пользу антропогенной природы

современного потепления климата. На территории России наибольшее увеличение и минимальной, и максимальной температуры приземного воздуха наблюдалось в холодную часть года (рис. 3.11). В декабре – феврале максимальная температура увеличилась за 1950–2006 гг. в среднем на 1,9°C, а минимальная на 2,7°C. Соответственно амплитуда суточного хода в зимний сезон уменьшилась на 0,8°C.

Значимое увеличение минимальной и максимальной температуры имело наибольшее распространение в марте и охватывало более 60% территории (рис. 3.12а). При этом ни в одном из месяцев районы со статистически значимым уменьшением минимальной и максимальной температуры не занимали даже 10% территории (рис. 3.12б). Площади статистически значимого уменьшения амплитуды суточного хода температуры максимальны в ноябре – декабре (~40%) и в январе – феврале (~30%). В абсолютных значениях уменьшение амплитуды суточного хода особенно заметно в Восточной Сибири (по данным некоторых станций, в отдельные месяцы уменьшение амплитуды достигало 2–3°C). В летний период, наряду с районами уменьшения амплитуды, встречаются районы с противоположной тенденцией, однако ни те, ни другие не имеют большого распространения.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

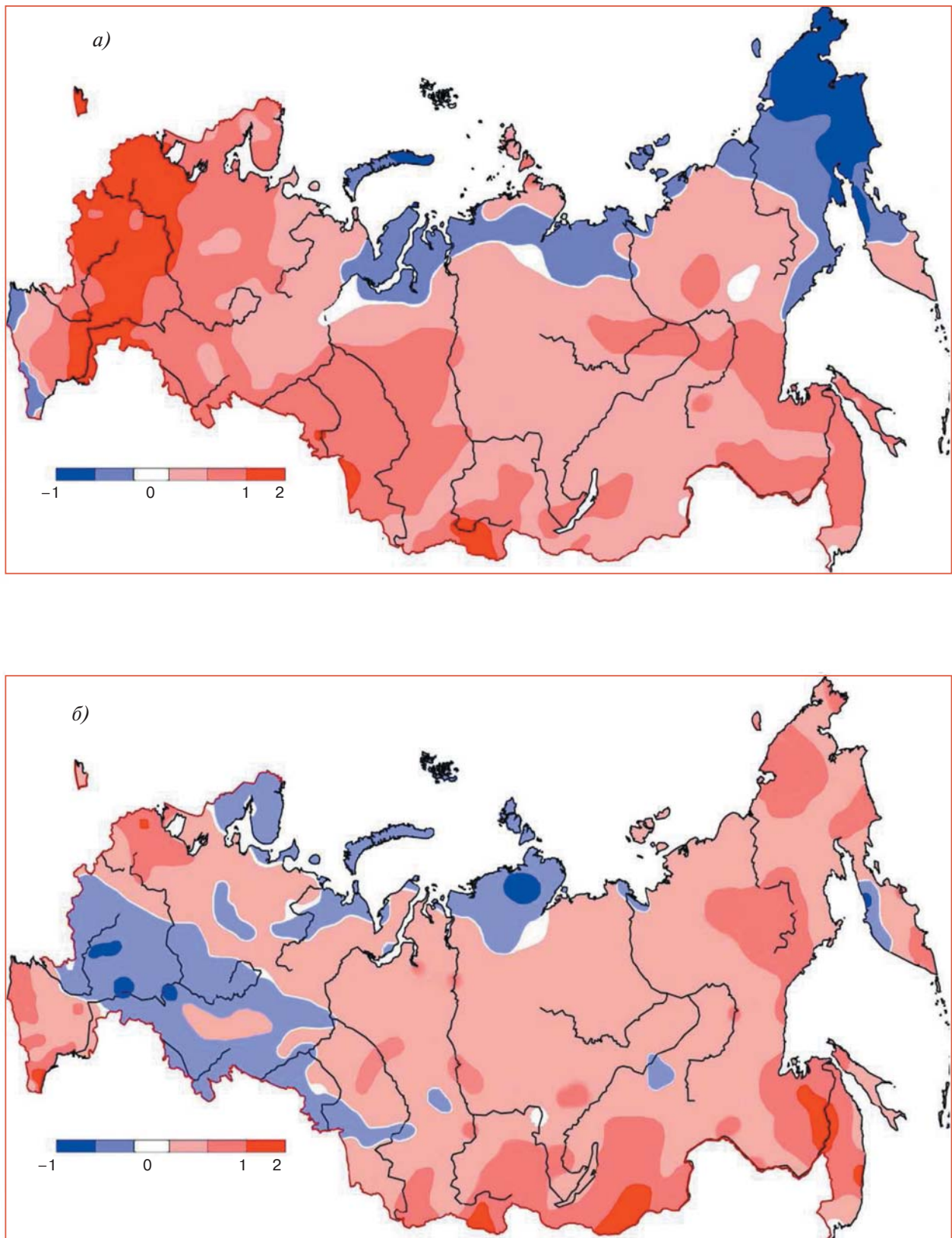


Рис. 3.9. Коэффициенты линейного тренда в рядах числа дней с аномально высокой температурой воздуха (сутки/10 лет) за 1951–2006 гг. а) зима (декабрь – февраль), б) лето (июнь – август).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

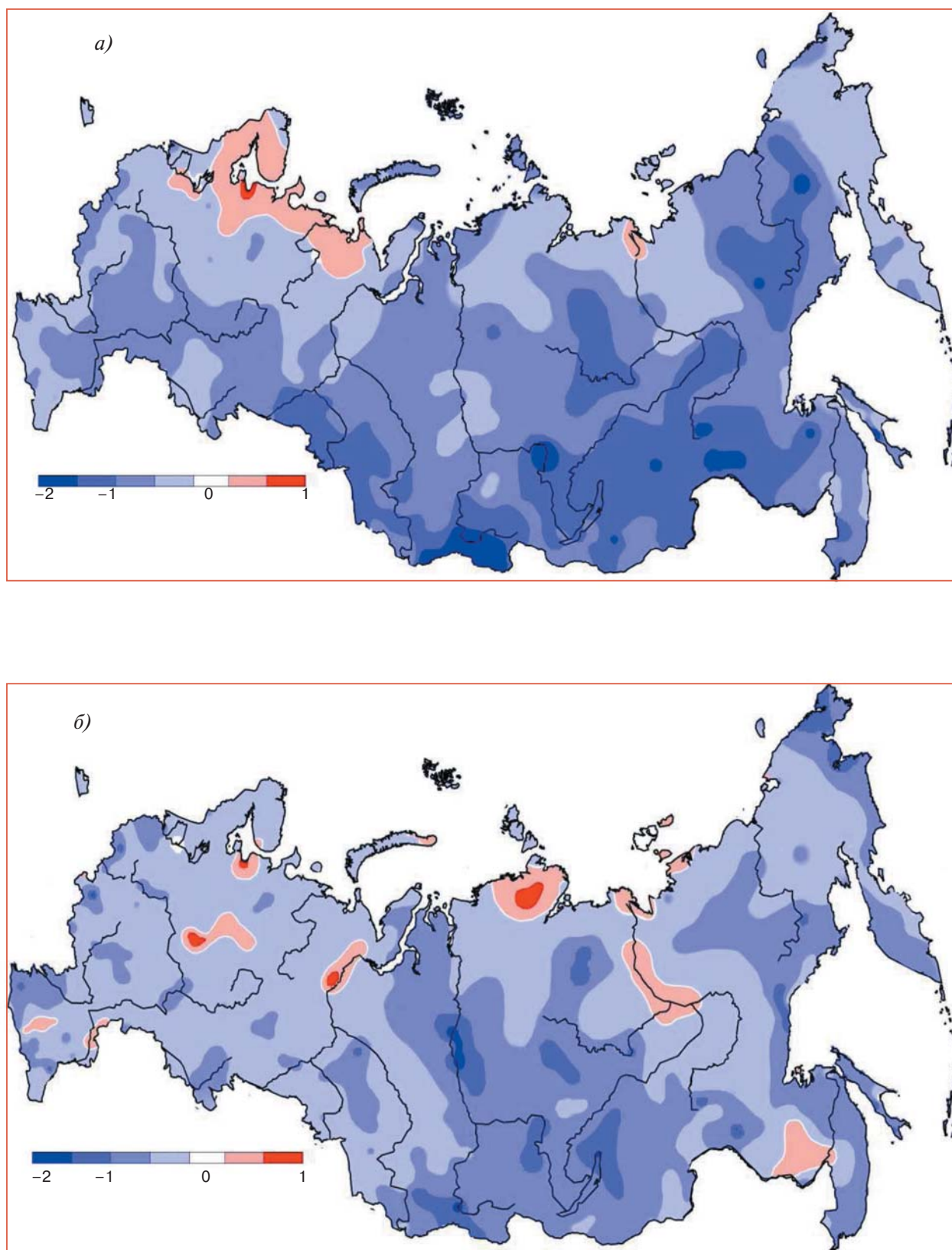


Рис. 3.10. То же, что на рис. 3.9, для числа дней с аномально низкой температурой воздуха (сутки/10 лет).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

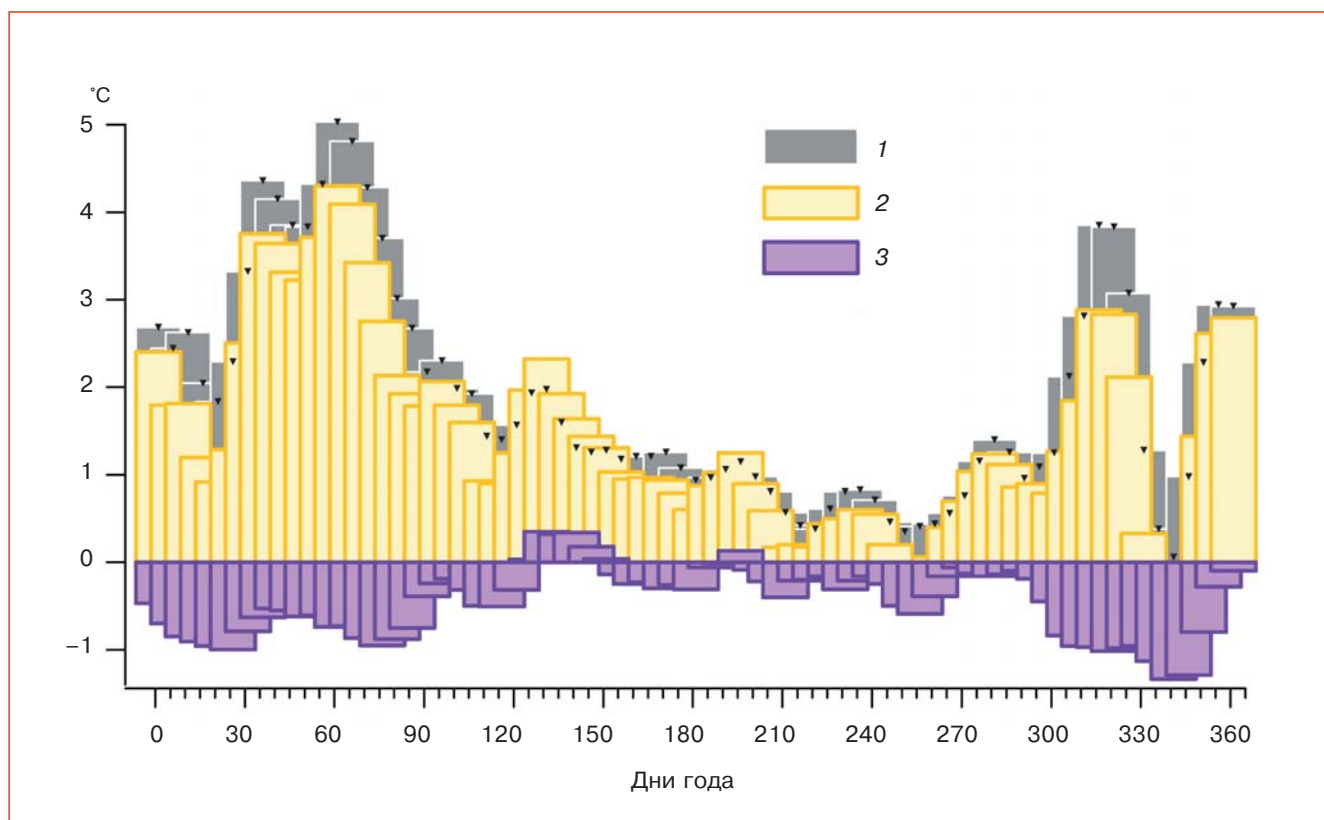


Рис. 3.11. Годовой ход изменений суточного минимума (1), суточного максимума (2) и амплитуды (3) температуры воздуха за 1950–2006 гг. в среднем по территории России. Данные осреднены по скользящим 15-дневкам. Значения изменений оценены посредством умножения коэффициентов линейных трендов временных рядов ($^{\circ}\text{C}/\text{год}$) на длину ряда.

3.2. Атмосферные осадки

3.2.1. Общие замечания

Климатические изменения осадков изучены значительно хуже, чем приземной температуры воздуха. Плохо изучены осадки над океаном. Такая ситуация объясняется, с одной стороны, более сложной физической природой самого явления (в частности, большей изменчивостью и существенно меньшей связностью его пространственно-временного распределения). С другой стороны, имели место весьма существенные различия в методике наблюдений в разных регионах земного шара и в разные исторические периоды. В результате накопленные данные инструментальных наблюдений за атмосферными осадками оказались более неоднородными как в пространстве, так и во времени, чем для температуры воздуха.

Проблема восстановления инструментальной однородности данных исторических наблюдений за осадками является сегодня одной из ключевых научных проблем в области эмпирических иссле-

дований глобальных и региональных изменений климата. В докладе МГЭИК эта проблема вынесена в отдельное приложение, и приведены характеристики шести существующих массивов, содержащих данные о количестве осадков над сушей за исторический период (данные наблюдений). Лишь один из них — массив GHCN (Vose et al., 1992) — содержит данные непосредственно наземных наблюдений (показания дождемеров) без привлечения спутниковых наблюдений и процедур “пространственного заполнения”. Показано, что получаемые по этим наборам данных оценки трендов существенно различаются между собой даже для глобально осредненных сумм осадков, а пространственные распределения локальных оценок трендов (по данным GHCN) содержат крупные области, в которых оценки недоступны из-за отсутствия достаточно полных и качественных временных рядов (в том числе на территории России).

Для территории России проблема однородности многолетних данных о количестве осадков стоит особенно остро, поскольку методика на-

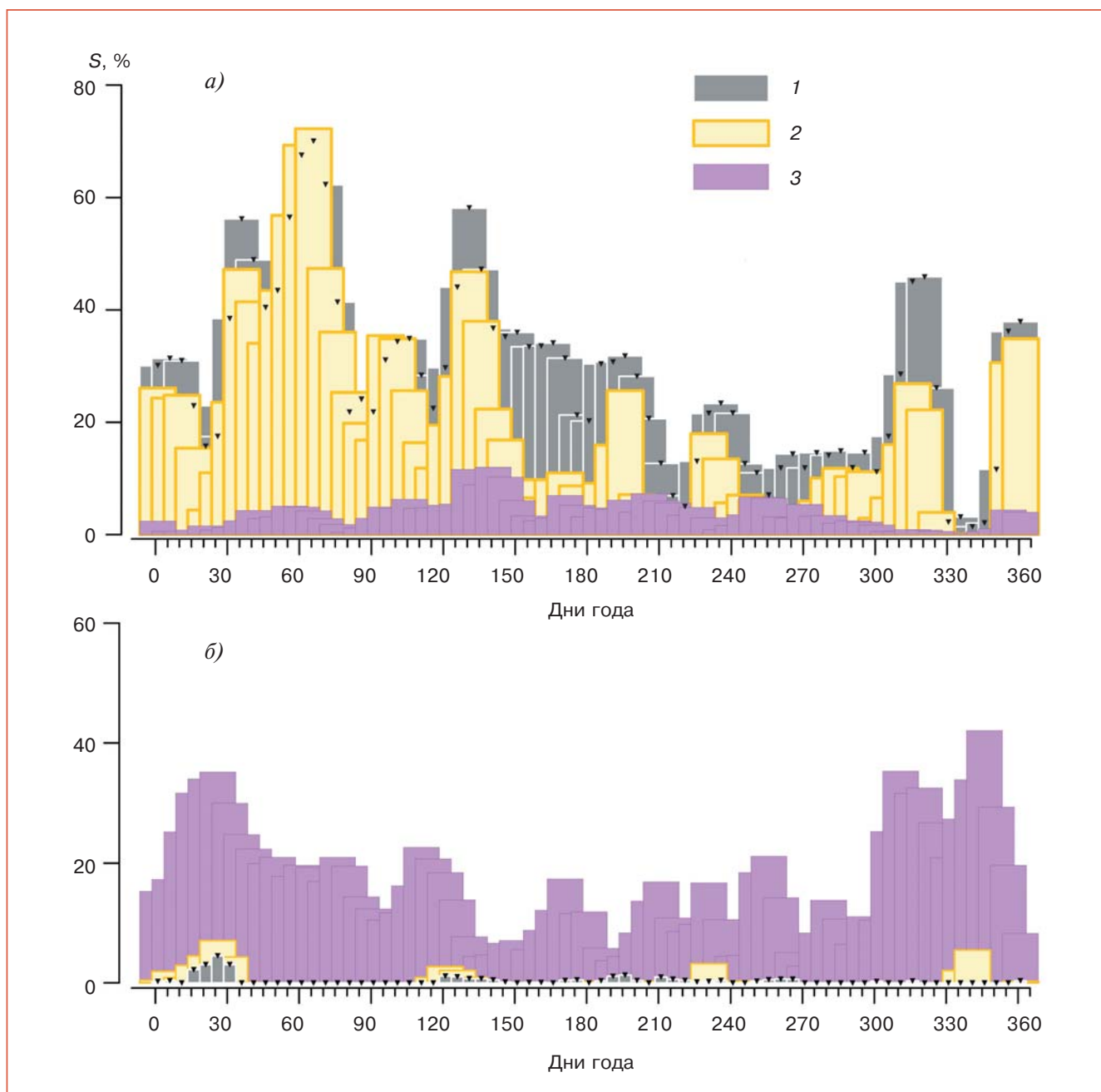


Рис. 3.12. Доля площади (S , %) территории России со статистически значимыми трендами (вероятность нулевой гипотезы менее 5%) суточных минимумов (1), максимумов (2) и амплитуды (3) температуры воздуха за 1950–2006 гг. а) для положительных трендов, б) для отрицательных трендов.

блюдений и измерений осадков многократно менялась:

— в 1936 г. от одного срока наблюдений станции переведены на 2-срочные наблюдения (на всей территории), в 1966 г. — на 4-срочные (кроме регионов 6-, 7- и 8-го часовых поясов в Восточной Сибири), в 1986 г. — снова на 2-срочные (кроме регионов 2-го часового пояса, в том числе запад России, Украина, Белоруссия, Балтия);

— в период с конца 1940-х до начала 1950-х годов на всей сети станций дождемер с защитой Нифера заменен осадкомером Третьякова с улучшенной защитой и лучшими аэродинамическими свойствами (дата смены прибора зафиксирована на каждой станции);

— в 1966 г. введена поправка на смачивание осадкомерного прибора 0,2 мм; в 1967 г. эта поправка для твердых осадков уменьшена до 0,1 мм.

История этих изменений многократно обсуждалась в отечественной и зарубежной литературе (Голубев, 1969; Швер, 1976; Groisman et al., 1991; Богданова, Мещерская, 1998; Groisman, Rankova, 2001; Богданова и др., 2002; Богданова, Ильин, 2006 и др.). В публикациях анализируются источники неоднородности, предлагаются способы коррекции данных и приводятся оценки эффективности их применения. В результате были разработаны официально принятые методики коррекции исторических рядов осадков и регламентирующие документы, предписывающие введение поправок на смачивание в каждое измерение осадков, что осуществляется на всей национальной сети с 1966 года (МУ, 1966; МП, 1967). Отметим, что все корректирующие поправки разработаны по данным 2-срочных наблюдений.

В ряде публикаций (Богданова, Мещерская, 1998; Groisman and Rankova, 2001) отмечалось, что даже для 2-срочных наблюдений поправки на смачивание завышены и требуют уточнения. Отмечалось также, что четырехкратный учет поправок на смачивание нецелесообразен.

В последние годы предложена новая методика введения поправок к измеренным суммам осадков (Голубев и др., 2000; Богданова и др., 2002, 2003, 2007). Методика разработана на основе сравнения данных стандартного осадкомера Третьякова с результатами наблюдений с помощью Валдайской контрольной системы (Голубев и др., 1997) и учитывает все основные систематические погрешности осадкомера: аэродинамическую погрешность (ветровой недоучет) и суммарный эффект процессов смачивания, испарения и конденсации на поверхности осадкомерного сосуда, а также погрешность вследствие надувания в осадкомер “ложных” осадков во время сильных метелей. Ответственно для применения методики необходим большой набор сопутствующих синоптических данных (из 3- и 6-часовых наблюдений) в каждом корректируемом наблюдении. Эта методика успешно применена авторами для коррекции данных об осадках в нескольких регионах России, Аляски и Канады (Богданова и др., 2002, 2003, 2007; Мещерская и др., 2004).

Во ВНИИГМИ-МЦД, ГГО и ИГКЭ созданы массивы данных об осадках, которые различаются между собой степенью полноты и применением разных методов коррекции и обработки. Однако в настоящее время отсутствует единый общепризнанный массив за период инструментальных наблюдений на сети российских станций. Рассматриваемые ниже оценки получены по данным о месячных суммах осадков, которые следует рассматривать как наиболее полные на сегодняшний день (Груза, Ранькова, 2003, 2004). В этом массиве исторические ряды содержат по-

правки на смачивание (Наставление, 1969) и стандартное приведение данных дождемера к показаниям осадкомера (МУ, 1964; Швер, 1976). Данные после 1966 г. до настоящего времени получены из телеграмм КЛИМАТ и содержат поправки на смачивание, введенные наблюдателем в каждое измерение (Наставление, 1969).

Однако исторические и текущие данные, поступающие по каналам связи, по-прежнему содержат существенную инструментальную неоднородность, связанную, в частности, с недоучетом твердых осадков, особенно при метелях и сильных ветрах. Помимо прямого смещения в оценке количества осадков зимой (их занижение по сравнению с реальными), этот “недоучет” в условиях меняющегося климата может привести к появлению ложных трендов. Например, уменьшение скорости приземного ветра способствует увеличению измеренных осадков в результате уменьшения их потерь при измерении (лучше улавливаются твердые и слабые осадки). Интенсивное потепление климата, в свою очередь, может создать иллюзию увеличения осадков вследствие уменьшения повторяемости твердых осадков в пользу жидких и т. п. Этот и другие подобные эффекты следует иметь в виду при анализе приводимых ниже результатов. Представляется, что полноценно оценить их удастся лишь после завершения работ по созданию эталонного массива наблюдений за осадками в России за весь период инструментальных наблюдений.

3.2.2. Атмосферные осадки, осредненные по территории России

Самое общее представление о характере изменений атмосферных осадков на территории России во второй половине XX и начале XXI века дают временные ряды пространственно осредненных средних годовых и сезонных аномалий атмосферных осадков (рис. 3.13 и 3.14). За единицу измерения здесь приняты месячные суммы осадков (мм/месяц). Сезонные и годовые осадки представляют собой средние из месячных сумм за месяцы рассматриваемого сезона (года).

Временные ряды осадков, как и температуры, приведены за период 1936–2006 гг. Ряды представлены в аномалиях, т. е. отклонениях от соответствующего среднего (нормы) за 1961–1990 гг. На всех временных рядах показаны тенденции (линейные тренды) изменений за период 1976–2006 гг., который, как было отмечено выше, больше других характеризует антропогенные изменения современного климата. Рисунок 3.13 иллюстрирует изменения среднегодовых сумм осадков, осредненных по всей территории России, а рис. 3.14 — аналогичный ход сезонных осадков. Отме-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

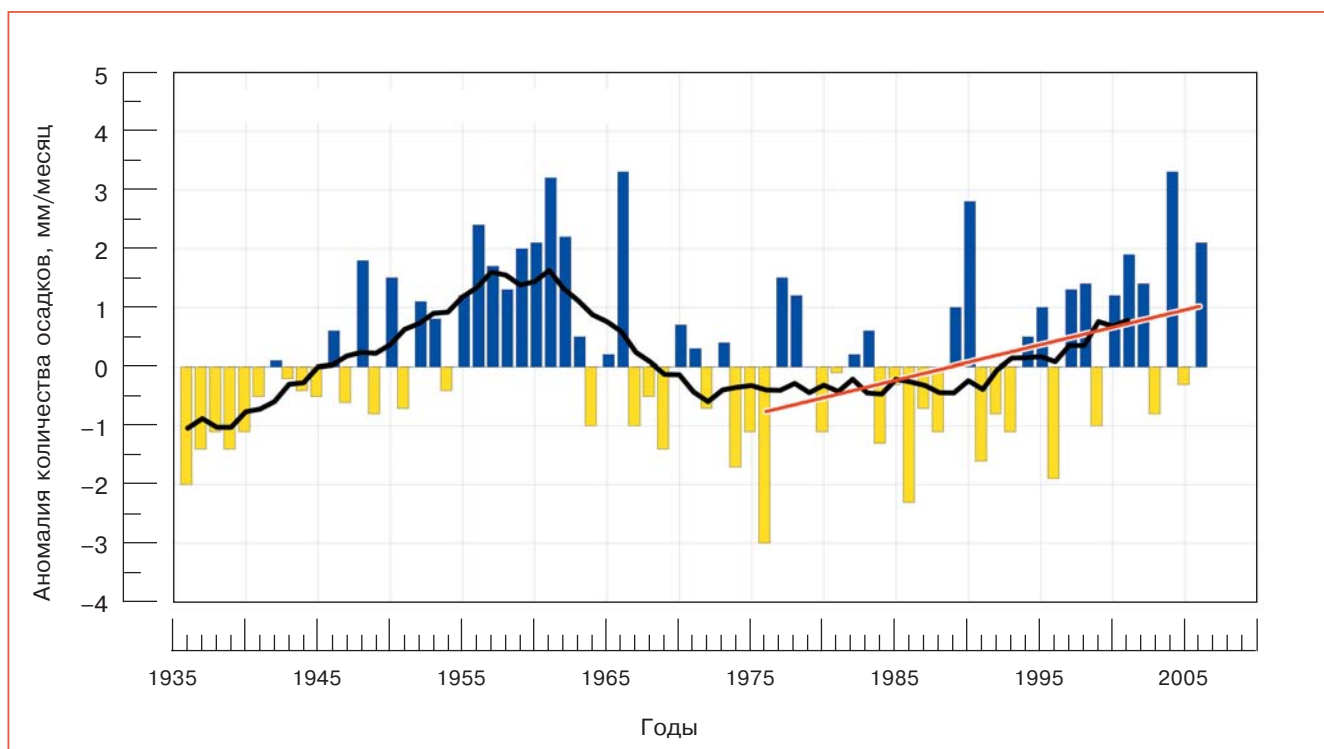


Рис. 3.13. Средние за год (январь – декабрь) аномалии количества осадков (мм/месяц), осредненные по территории России. Аномалии рассчитаны относительно среднего количества осадков за 1961–1990 гг. (38,3 мм/месяц). Кривая линия соответствует 11-летнему сглаживанию. Линейный тренд за 1976–2006 гг. показан прямой линией.

тим сложный характер межгодовых колебаний количества осадков, особенно с середины 1960-х годов. Грубо можно выделить периоды увеличения осадков — до 1960-х и после 1980-х годов, а между ними — примерно два десятилетия разнонаправленных флуктуаций.

Количественные оценки линейного тренда регионально осредненных атмосферных осадков за 1976–2006 гг. приведены в табл. 3.3. Оценки получены по данным стационарных наблюдений, осредненным за год и по календарным сезонам.

Таблица 3.3. Коэффициенты линейного тренда (b , мм/месяц за 10 лет) регионально осредненных среднегодовых и сезонных аномалий количества осадков на территории России за 1976–2006 гг. и доля суммарной дисперсии, объясненная трендом (d , %)

Регион	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
	b	d	b	d	b	d	b	d	b	d
Россия	0,59	12,7	0,69	12,7	1,40	21,9	-0,31	1,4	0,80	6,1
Европейская часть РФ	0,61	4,2	0,97	4,6	2,26	14,9	-1,71	4,2	0,20	0,1
Западная Сибирь	1,16	11,1	1,42	12,2	2,10	20,1	0,21	0,1	0,19	3,4
Центральная Сибирь	0,90	13,7	-0,11	0,1	0,77	7,8	1,58	6,3	1,22	10,1
Прибайкалье и Забайкалье	0,68	5,8	0,11	0,3	0,11	0,1	0,54	0,4	1,71	12,3
Северо-восток	0,14	0,2	-1,75	27,8	1,18	15,6	-0,53	0,6	1,49	7,7
Приамурье и Приморье	-0,23	0,2	0,68	3,8	1,97	4,3	-2,34	1,9	-0,99	1,2

Примечание. Интерпретация этих характеристик дана в разделе 3.1.1.

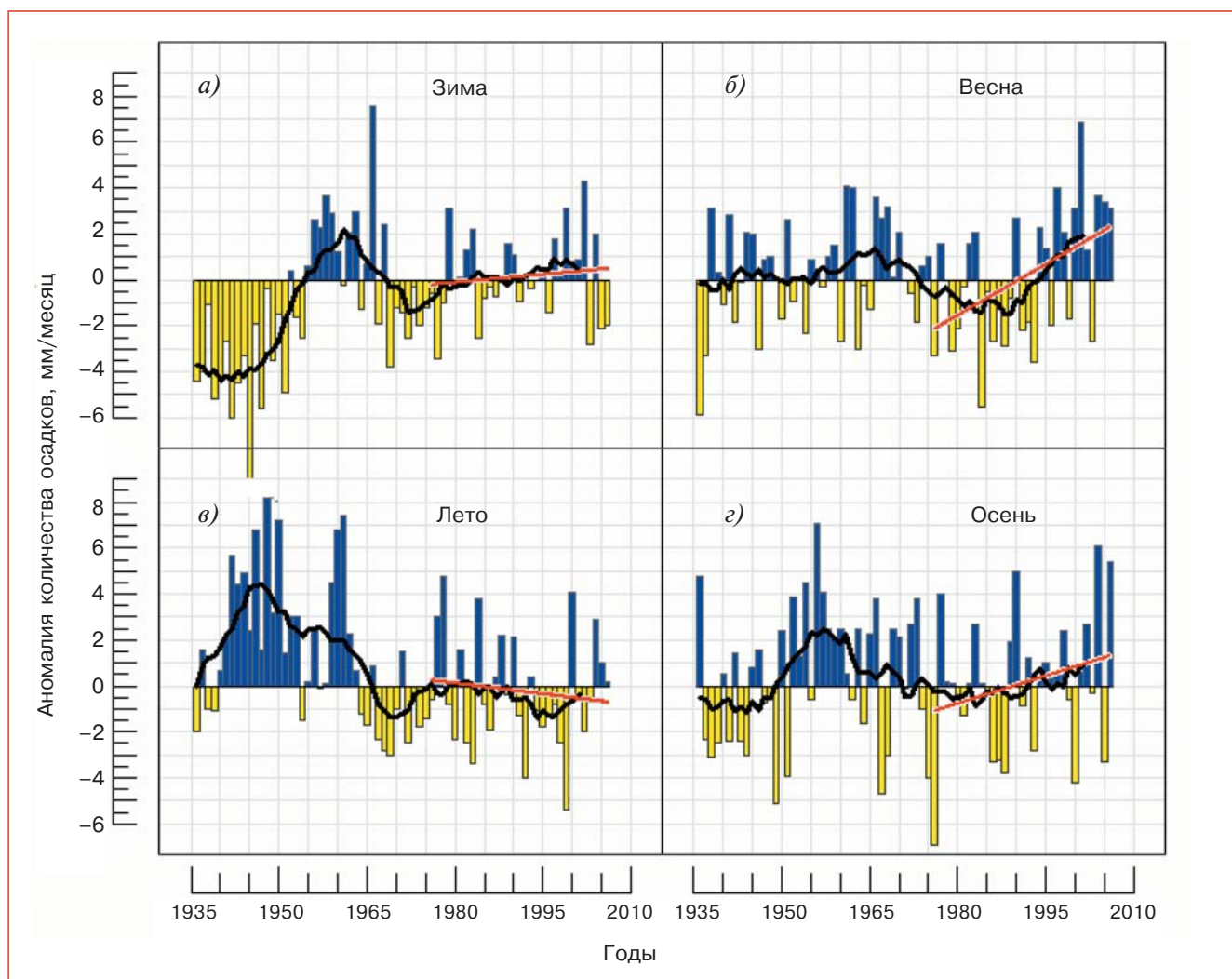


Рис. 3.14. Сезонные аномалии осадков (мм/месяц), осредненные по территории России. а) зима (23,0); б) весна (26,7); в) лето (62,4); г) осень (41,1). В скобках приведено среднее количество осадков (мм/месяц) за 1961–1990 гг., относительно которого рассчитаны аномалии. Кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Прямыми линиями показан линейный тренд за 1976–2006 гг.

3.2.3. Атмосферные осадки в основных физико-географических регионах

Региональные особенности изменений климата на территории России рассматриваются для шести физико-географических регионов, представленных на рис. 3.4. Количественные оценки трендов за период 1976–2006 гг. для годовых и сезонных аномалий осадков, осредненных по площади этих регионов, приведены выше (см. табл. 3.3), а соответствующие им региональные временные ряды — на рис. 3.15.

В целом по территории России и в ее регионах (кроме Приамурья и Приморья) отмечается некоторое увеличение средних годовых сумм осадков, наиболее заметное в Западной и Центральной Сибири. Тренд среднегодовых сумм осадков за 1976–2006 гг. в среднем по России составляет

0,6 мм/месяц за 10 лет, хотя описывает лишь 12,7% межгодовой изменчивости.

Наиболее заметным является увеличение весенней осадков в среднем по России (1,4 мм/месяц за 10 лет, вклад в дисперсию 22%). Еще один заметный факт — уменьшение количества осадков в зимний сезон на Северо-Востоке, которое, однако, не проявилось для России в целом, так как компенсировалось увеличением количества осадков в Западной Сибири.

3.2.4. Тенденции современных изменений атмосферных осадков

На рис. 3.16 приведено пространственное распределение локальных коэффициентов линейных трендов сумм осадков за 1976–2006 гг., дающее более детальную (в пространстве) картину современ-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

ных тенденций в изменении режима осадков на территории России. Оценки трендов получены по точечным (станционным) данным об осредненных за год (сезон) аномалиях месячных сумм осадков (мм/месяц). Коэффициенты трендов, рассчитан-

ные в мм/месяц за 10 лет, затем нормированы на соответствующие сезонные (годовые) нормы осадков (полученные осреднением месячных норм) и выражены в %/10 лет. Все оценки выполнены по-станционно и в пространстве лишь картированы.

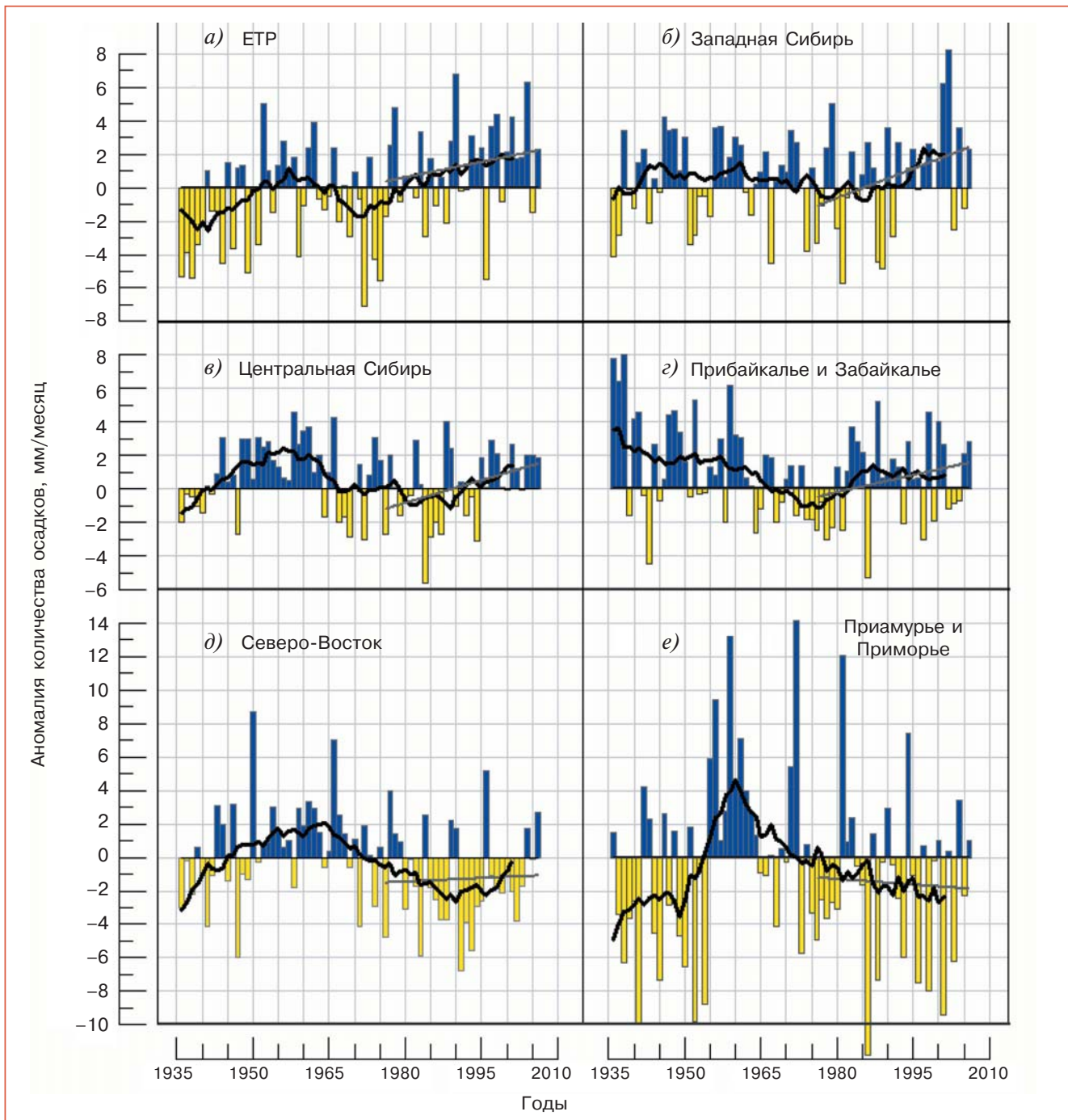


Рис. 3.15. Временные ряды регионально осредненных среднегодовых аномалий сумм атмосферных осадков (мм/месяц) для регионов России за 1936–2006 гг. а) ЕТР (45,4); б) Западная Сибирь (38,8); в) Центральная Сибирь (31,5); г) Прибайкалье и Забайкалье (37,1); д) Северо-Восток (31,2); е) Приамурье и Приморье (54,1). В скобках приведено среднее количество осадков (мм/месяц) за 1961–1990 гг., относительно которого рассчитаны аномалии. Жирные кривые соответствуют 11-летнему сглаживанию. Прямыми линиями показан линейный тренд за 1976–2006 гг.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

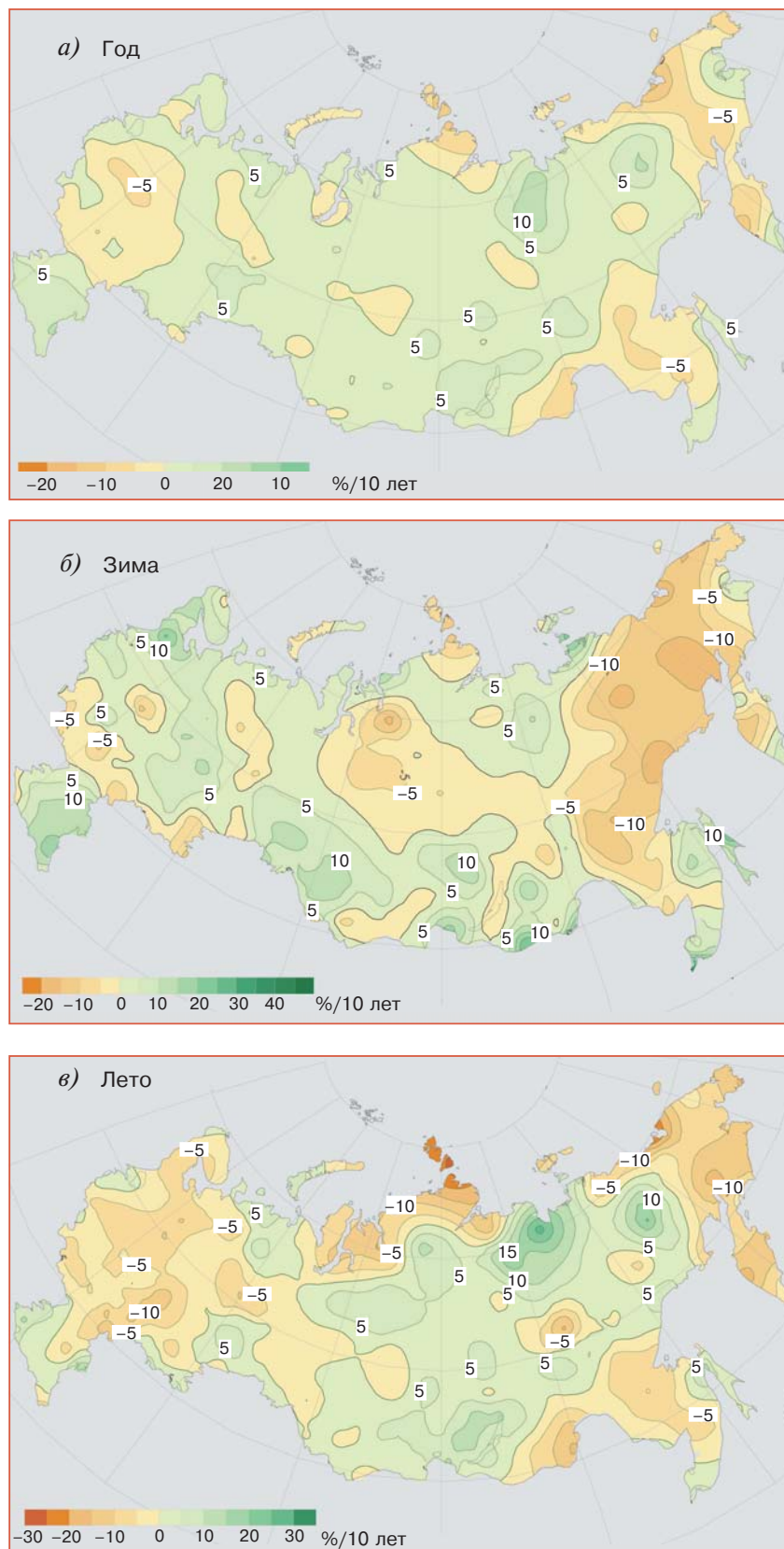


Рис. 3.16. Пространственное распределение локальных коэффициентов линейного тренда сумм осадков за 1976–2006 гг. на территории России в среднем за год (а) и за зимний (б) и летний (в) сезоны.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Таким образом, коэффициенты линейного тренда на рис. 3.16 характеризуют среднюю скорость локальных изменений атмосферных осадков на территории России в течение 1976–2006 гг.

Распределения подтверждают основные региональные и сезонные особенности, отмеченные при анализе регионально осредненных рядов осадков. Так, прослеживается рост осадков весной в Западной Сибири и заметно слабее уменьшение осадков летом на ЕТР. Однако эти разнонаправленные тенденции отмечаются на фоне интенсивных флуктуаций осадков и объясняют менее 12% суммарной межгодовой изменчивости. Исключение представляет Северо-Восток, где наблюдается более существенный тренд уменьшения зимних и

летних осадков (вклад в дисперсию более 12%) и тренд увеличения осадков весной и осенью.

Дополнительно в табл. 3.4 представлены оценки трендов среднегодовых осадков за столетие и за период современного потепления (с 1976 г.) В целом видно, что тренды как за длительные периоды, так и текущие весьма незначительны. Четких однонаправленных изменений в колебаниях сумм осадков не прослеживается. Смещение периодов на 6 последних лет приводит к существенному изменению оценок, вплоть до смены знака, но по-прежнему при малом вкладе в суммарную дисперсию. В целом можно отметить лишь слабую тенденцию к некоторому увеличению осадков в восточных районах России.

Таблица 3.4. Оценки линейного тренда регионально осредненных среднегодовых аномалий сумм атмосферных осадков на территории России

Регион	1901–2000 гг. (100 лет)		1976–2000 гг. (25 лет)		1907–2006 гг. (100 лет)		1976–2006 гг. (31 год)	
	<i>b</i>	<i>d</i>	<i>b</i>	<i>d</i>	<i>b</i>	<i>d</i>	<i>b</i>	<i>d</i>
Россия	0,05	0,6	0,32	2,8	0,09	2,4	0,59	12,7
Европейская часть РФ	–0,01	0,0	0,37	1,0	0,12	1,1	0,61	4,2
Западная Сибирь	–0,09	1,0	0,87	0,5	–0,02	0,0	1,16	11,1
Центральная Сибирь	0,39	17,2	0,65	4,4	0,42	19,9	0,89	13,7
Прибайкалье и Забайкалье	0,07	0,3	1,06	8,3	0,01	0,0	0,68	5,8
Северо-Восток	0,65	21,0	–0,44	1,1	0,46	13,4	0,14	0,2
Приамурье и Приморье	0,38	3,9	–0,19	0,1	0,22	1,4	–0,22	0,2

Примечание. *b* (мм/месяц за 10 лет) — коэффициенты линейного тренда; *d* (%) — доля объясненной трендом дисперсии.

3.2.5. Климатические изменения индексов экстремальности атмосферных осадков

Среди показателей экстремальности атмосферных осадков, рекомендованных МГЭИК (CCI; Frich et al., 2002), представляются наиболее интересными два индекса, характеризующие противоположные по характеру осадков явления: интенсивные осадки и бездождные периоды (Платова, 2007).

Первый из этих индексов — **повторяемость интенсивных осадков R10** (рассчитывается как число дней в году с осадками не менее 10 мм). Пороговому значению 10 мм/сутки на большей части территории России соответствует осуществление очень редкого события: для 200 станций (из 223 используемых) частота этого события в течение 1961–1990 гг. была менее 5%, а для почти 100 из них она менее 2,5%.

Второй рассматриваемый индекс — **максимальная за год продолжительность сухих периодов CDD** (рассчитывается как максимальное число последовательных дней в году с осадками менее 1 мм).

Для расчета индексов использован, как и для индексов климатических экстремумов температуры, массив ИГКЭ с данными наблюдений на 186 станциях России и сопредельных государств.

На рис. 3.17 и 3.18 приводятся пространственные распределения двух введенных индексов: поля многолетних средних значений за базовый период 1961–1990 гг., дающих общее представление о среднем уровне значений индекса на территории России, и поля коэффициентов линейного тренда за 1976–2006 гг., характеризующих тенденции их современных изменений.

Поле норм повторяемости интенсивных осадков (рис. 3.17а) в целом похоже на поле норм самих осадков (здесь не приводится). Повторяемость интенсивных осадков в среднем убывает в направлении с юго-запада на северо-восток. Она максимальна на Северном Кавказе и Дальнем Востоке и минимальна на побережье моря Лаптевых. Средняя многолетняя продолжительность бездождных периодов (рис. 3.18а) максимальна на юге Забайкалья и весьма существенна на Северо-Востоке, где отмечена минимальная норма осадков.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

В географическом распределении тенденций временных изменений индексов экстремальности осадков (рис. 3.17а и 3.18б) существенных трендов не обнаружено. Слабое увеличение повторяемости интенсивных осадков сопутствует столь же слабому сокращению максимальной продолжительности сухих периодов. Небольшие по площади об-

ласти уменьшения повторяемости интенсивных осадков расположены на западе Европейской части России и в восточных областях. В Приамурье одновременно уменьшается повторяемость интенсивных осадков и сокращается продолжительность длительных сухих периодов.

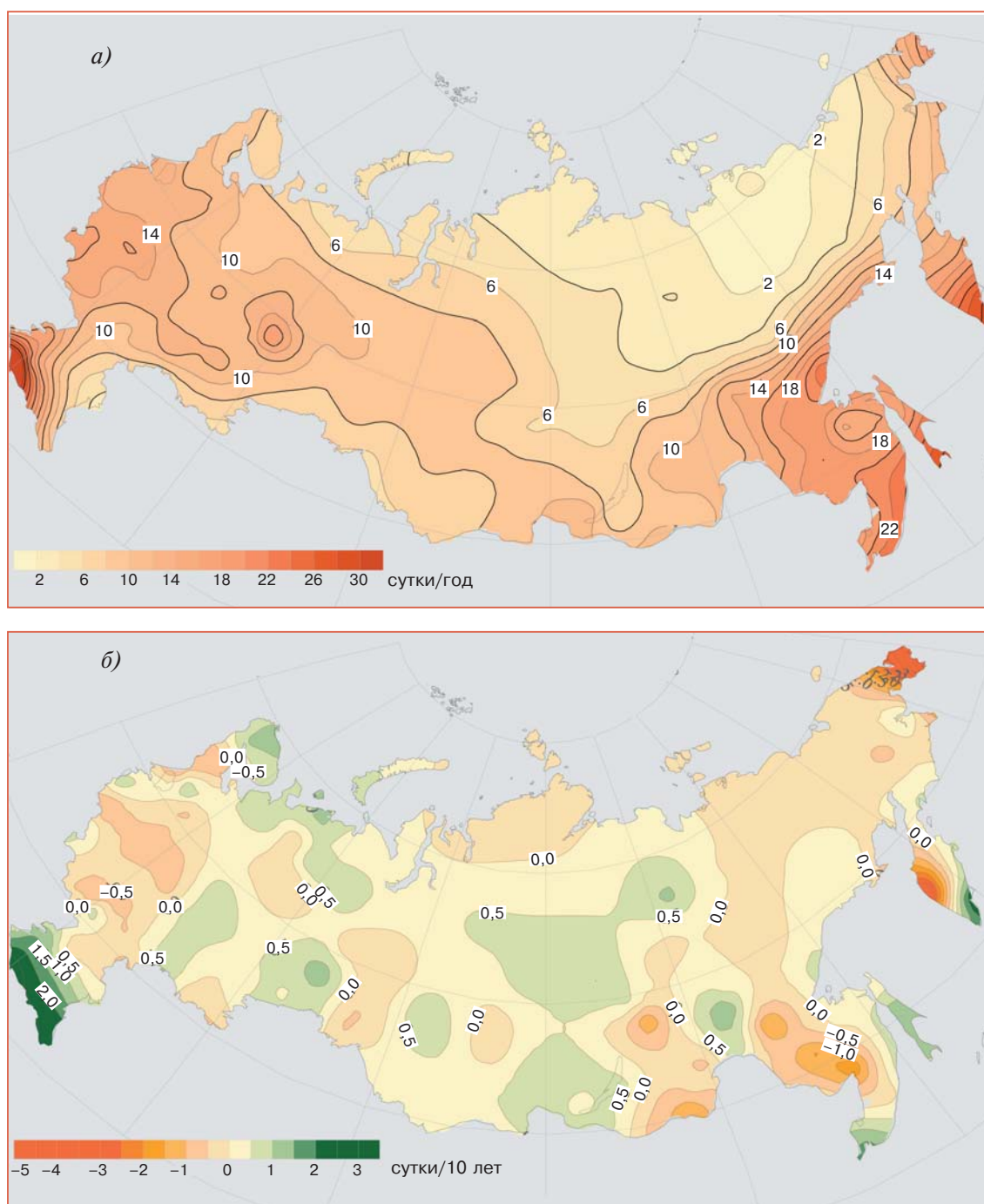


Рис. 3.17. Пространственное распределение статистических характеристик индекса R10 (число дней в году с осадками не менее 10 мм). а) многолетние средние за период 1961–1990 гг., б) коэффициенты линейного тренда за период 1976–2006 гг.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

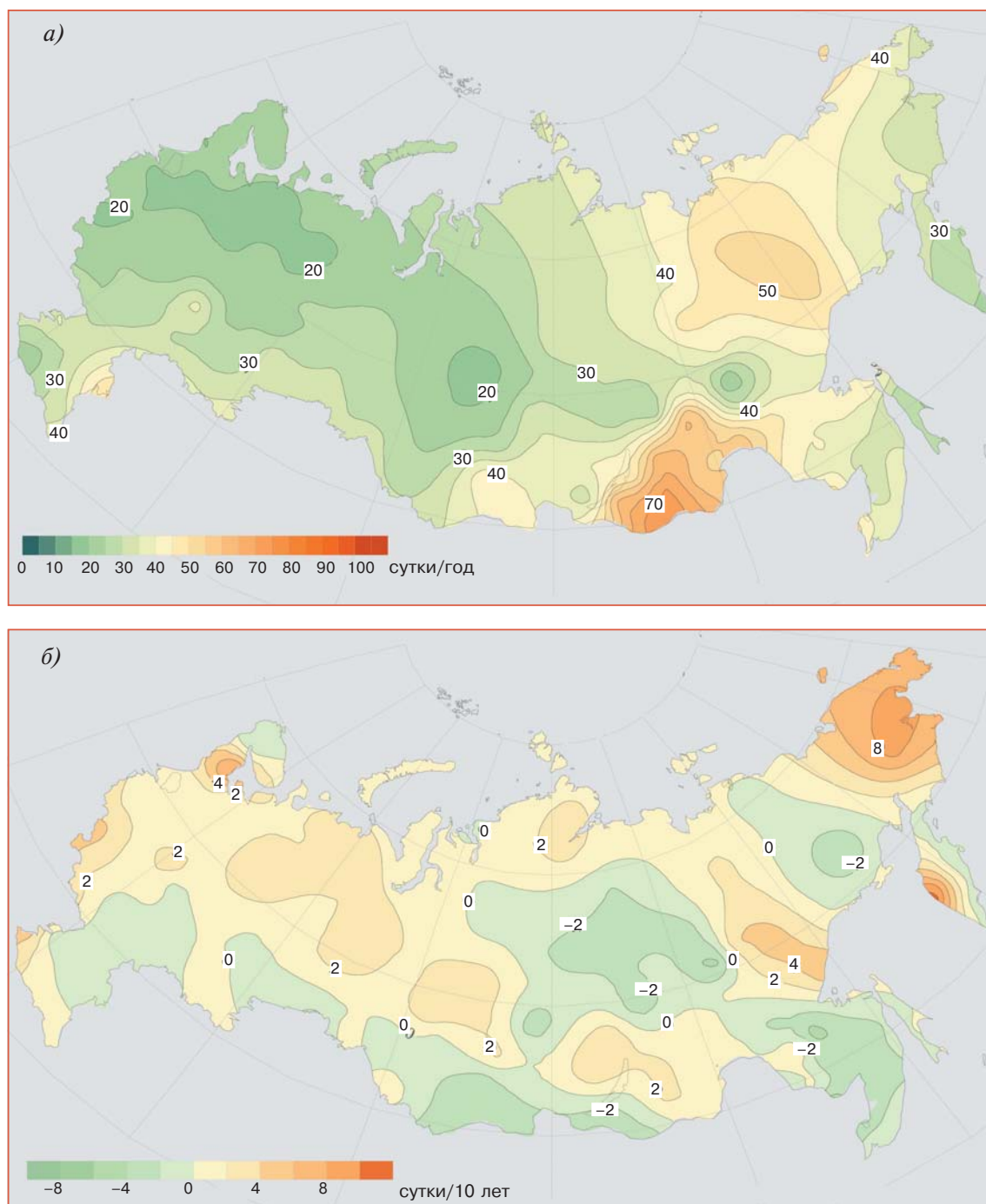


Рис. 3.18. Пространственное распределение статистических характеристик индекса CDD (максимальная в году продолжительность сухого периода). а) многолетние средние за период 1961–1990 гг., б) коэффициенты линейного тренда за период 1976–2006 гг.

Таким образом, в период 1976–2006 гг. на территории России в целом и во всех рассмотренных регионах (кроме Приамурья и Приморья) отмечались преимущественно положительные тенденции в изменении годовых сумм осадков, хотя по величине эти изменения были небольшими. Наиболее существенные детали: увеличение весной осадков в Западной Сибири и уменьше-

ние зимой и летом осадков на Северо-Востоке. Индексы, характеризующие экстремальные осадки, указывают преимущественно на слабое увеличение повторяемости интенсивных осадков, что согласуется с результатами работы (Groisman et al., 2003), и слабое сокращение продолжительности длительных сухих периодов.

3.3. Облачность и солнечная радиация

Облачность играет важную роль в регулировании радиационных потоков и является одним из факторов, определяющих особенности многих климатообразующих процессов. Вместе с тем возможные изменения характеристик облачности, вызванные увеличением содержания парниковых газов в атмосфере и другими антропогенными причинами, а также их воздействия являются в настоящее время источником наибольшей неопределенности при моделировании климата.

Оба вида наблюдений за облачностью — спутниковые и наземные — имеют свои специфические особенности, которые не дают оснований отдать безусловное предпочтение какому-либо одному из них. Определение состояния облачного покрова с поверхности земли осуществляется наблюдателями, которые с учетом состояния всего небосвода визуально оценивают степень покрытия облаками по 10-балльной шкале. При этом регистрируются общее количество облаков и количество облаков нижнего яруса (с границей ниже 2000 м), а также разнообразные формы облаков нижнего, верхнего (выше 6000 м) и среднего ярусов. Ясно, что при наличии нижней облачности по наблюдениям с поверхности земли часто бывает сложно охарактеризовать облачность верхнего и среднего ярусов. Спутниковые наблюдения во многих случаях отражают состояние лишь самого верхнего слоя облаков, при этом практически не обнаруживаются оптически тонкие облака.

Специфические особенности наземных и спутниковых наблюдений за облачностью затрудняют получение согласованных выводов о климатических изменениях облачного покрова. Существенное значение имеет и различие в длине анализируемых рядов. Данные спутниковых наблюдений позволяют изучать климатические изменения облачности лишь на временных интервалах конца XX века. В частности, по результатам анализа данных спутниковых наблюдений, полученным в рамках международного проекта ISCCP (Rossow and Ducas, 2004), обнаружено увеличение глобально осредненной облачности за 1983–1987 гг. и последующее ее уменьшение на интервале 1987–2001 гг. Нельзя исключать, однако, возможного влияния методических причин (Dai et al., 2006), которые могли привести к изменению смещенности в глобально осредненных рядах облачности и повлечь за собой выявление ложного отрицательного тренда.

Изучение долговременных тенденций в изменении характеристик облачности в настоящее время может быть основано лишь на данных наземных наблюдений, обеспечивающих достаточно

длинные ряды. Существующие неоднородности в рядах наземных наблюдений за облачностью, вызванные как субъективной оценкой ее характеристик, так и изменением методики и сроков наблюдений, предъявляют особые требования к анализу этих рядов с целью выявления значимых климатических изменений облачного покрова. Изучение трендов характеристик облачности для отдельных станций на территории России по данным сравнительно коротких рядов наблюдений (Байкова и др., 2002) продемонстрировало довольно пеструю картину их изменений за период 1967–1995 гг. и не выявило каких-либо определенных закономерностей. Пространственное обобщение данных метеорологических наблюдений в дневное время из архива (Разуваев и др., 1995) дало возможность обнаружить крупномасштабные тенденции в изменении характеристик облачности в 1945–1990 гг. на территории России и сопредельных стран, расположенной к югу от 60° с. ш. (Sun et al., 2001). Детальный анализ продленных рядов наблюдений с использованием информации со 150 российских станций и привлечением актинометрических наблюдений дает картину современных изменений характеристик облачности на всей территории России (Хлебникова, Салль, 2007).

По данным зарубежных исследований (Henderson-Sellers, 1992; Sun and Groisman, 2000; Sun et al., 2001; Sun, 2003; Groisman et al., 2004; Dai et al., 2006), отмечается тенденция к увеличению общей облачности во второй половине XX века во многих континентальных районах умеренных широт Северного полушария. Незначительное увеличение общей облачности обнаруживается и при годовом обобщении данных наблюдений на территории России (табл. 3.5). Эта тенденция хорошо проявляется в Азиатской части России (в особенности на временном интервале до 1990 г.), слабее — на Европейской территории.

Заметные изменения произошли во временном ходе пространственно осредненных годовых аномалий количества облаков нижнего яруса (табл. 3.5). При этом начало периода характеризуется бóльшим количеством нижней облачности, чем в конце столетия. Однако эти изменения происходили на фоне значительных межгодовых и междесятилетних колебаний этой величины, которые наиболее сильно выражены в Европейской России.

Более устойчивые и глубокие изменения касаются распределения разных видов и форм облачности по частоте их повторения. По данным однородных рядов наблюдений в полуденный срок на российских станциях, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, выявляются одинаковые тенденции в изменении регистрируе-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Таблица 3.5. Оценки характеристик линейного тренда регионально осредненных среднегодовых аномалий общей и нижней облачности

Регион РФ	1961–1990 гг. (30 лет)	1971–2000 гг. (30 лет)	1976–2005 гг. (30 лет)	1951–2000 гг. (50 лет)
	<i>b/P</i>	<i>b/P</i>	<i>b/P</i>	<i>b/P</i>
Общая облачность				
Европейская часть	0,04/0,35	0,03/0,33	–0,05/0,05	0,03/0,16
Азиатская часть	0,08/0,00	–0,04/0,11	–0,05/0,10	0,04/0,00
Нижняя облачность				
Европейская часть	–0,11/0,05	–0,13/0,00	–0,32/0,00	–0,12/0,00
Азиатская часть	–0,04/0,04	–0,02/0,39	0,06/0,06	–0,05/0,00

Примечание. *b* — коэффициент линейного тренда (%/10 лет); *P* — критический уровень значимости (наименьший уровень значимости, при котором отвергается гипотеза об отсутствии тренда).

мого вклада разных форм облачности, который оценивается в процентах по отношению к общему числу наблюдений с наличием облаков. Результаты пространственного осреднения сезонных аномалий доли облачности разных форм, направленного на подавление случайных независимых ошибок наблюдений, показывают, что обнаруживаемые закономерности слабо зависят от сезона года и отражают крупномасштабные и долговременные изменения в частоте повторения разных форм облачности (рис. 3.19).

Рассматриваемый временной интервал характеризуется увеличением доли облачности верхнего яруса, наиболее выраженным в теплое время года. На АТР в летний сезон скорость ее изменения практически постоянна на протяжении всего периода и составляет около 2,5%/10 лет, в то время как в промежуточные сезоны и зимой наибольшее увеличение наблюдается в первой половине рассматриваемого периода.

Значительные изменения происходили в распределении форм облаков нижнего яруса, к которым по существующей классификации относят как слоисто-дождевые облака (Ns) и разные разновидности слоистых и слоисто-кучевых облаков (St, Sc), с которыми не связаны процессы выпадения осадков, так и облака вертикального развития (кучевые Ci и кучево-дождевые Cb).

Во все сезоны года наблюдалась хорошо выраженная тенденция к увеличению доли облачности вертикального развития. Скорость изменения варьирует от 1%/10 лет в зимний сезон до 3%/10 лет и более в теплое время года.

Отмеченное увеличение вклада кучевых и кучево-дождевых облаков (с которыми связываются ливневые осадки) сопровождалось отрицательной тенденцией в изменении доли слоисто-дождевой

облачности, сохраняющейся и в начале XXI века. На Европейской территории России монотонное уменьшение доли слоисто-дождевой облачности на 1%/10 лет наблюдается на протяжении всей второй половины предыдущего столетия и продолжается в настоящее время. На Азиатской территории наиболее быстрое уменьшение доли слоисто-дождевой облачности происходило в первой половине рассматриваемого периода. Обнаруживаемый рост вклада конвективной облачности косвенно подтверждает слабое увеличение интенсивности осадков на территории России (см. раздел 3.2.5).

Солнечная радиация является главным фактором, определяющим энергетику системы Земля – атмосфера и воздействующим на изменение основных параметров, с которыми связываются происходящие климатические изменения. Наряду с измерением радиационных потоков на верхней границе атмосферы, выполняемым в настоящее время в рамках спутниковых программ наблюдений, для анализа климатических изменений большое значение имеют наблюдения за разными компонентами радиационного баланса земной поверхности.

Первые работы по анализу долгопериодных изменений солнечной радиации на территории России были ориентированы на изучение прозрачности атмосферы на основе данных наблюдений за прямой солнечной радиацией при безоблачном небе (Пивоварова, 1977). Использование актинометрических данных для анализа прозрачности предполагает расчет специальных показателей, изменение которых отражает совокупное влияние водяного пара и аэрозолей в разных слоях атмосферы на ослабление радиации. Характеристики интегральной прозрачности (мутности)

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

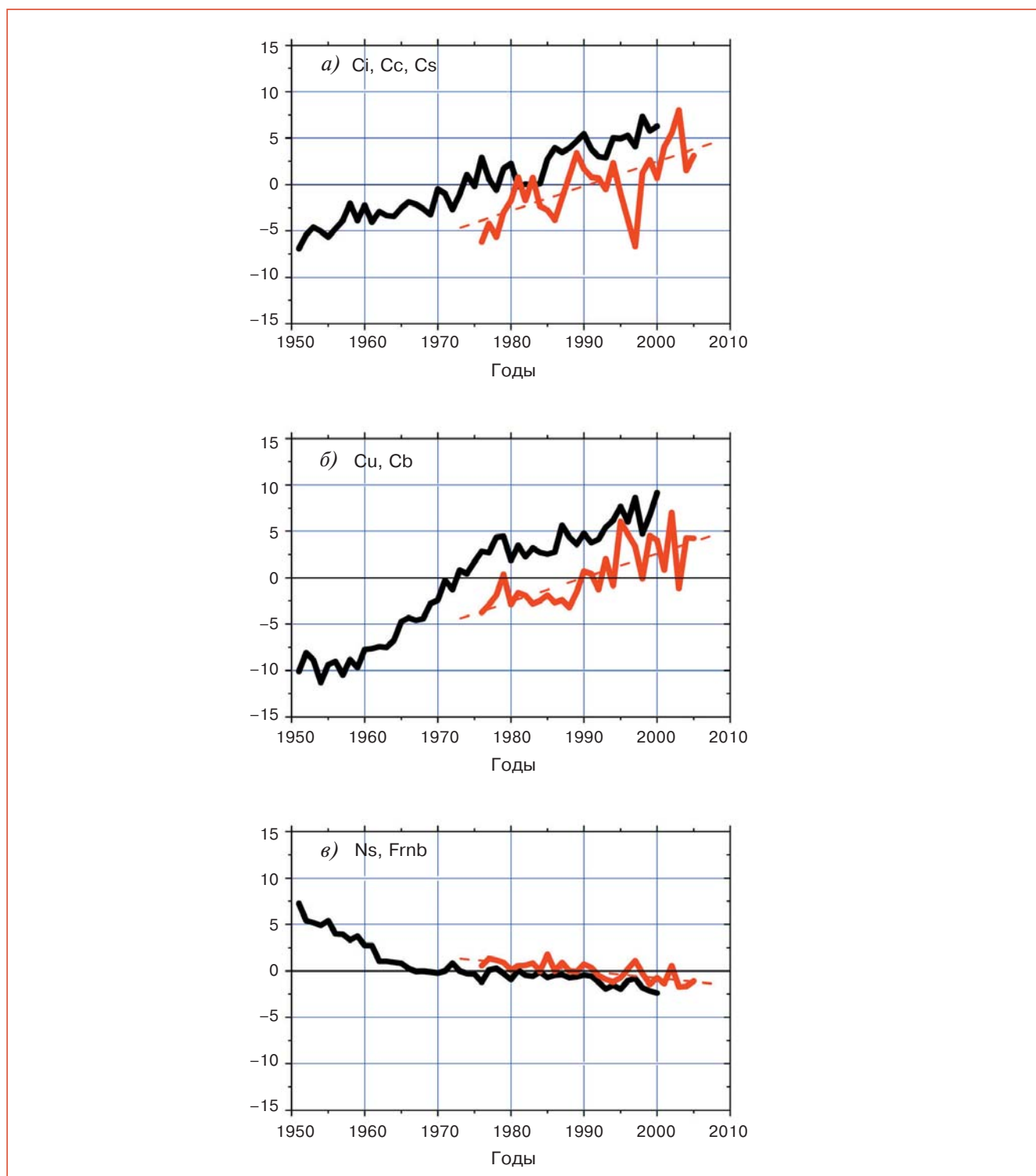


Рис. 3.19. Пространственно осредненные сезонные аномалии вклада облачности разных форм (% общего числа наблюдений с наличием облаков) на Азиатской территории России летом. а) Ci, Cc, Cs, $P < 0,0001$; б) Cu, Cb, $P < 0,0001$; в) Ns, Frnb, $P < 0,0001$. Черная сплошная линия — аномалии от нормы за 1961–1990 гг. с использованием данных стандартных 4- и 8-срочных наблюдений; красная сплошная линия — аномалии от нормы за 1976–2005 гг. с использованием данных актинометрических наблюдений (6 сроков по местному солнечному времени); пунктир — линейный тренд аномалий по данным актинометрических наблюдений; P — критический уровень значимости (наименьший уровень значимости, при котором отвергается гипотеза об отсутствии тренда).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

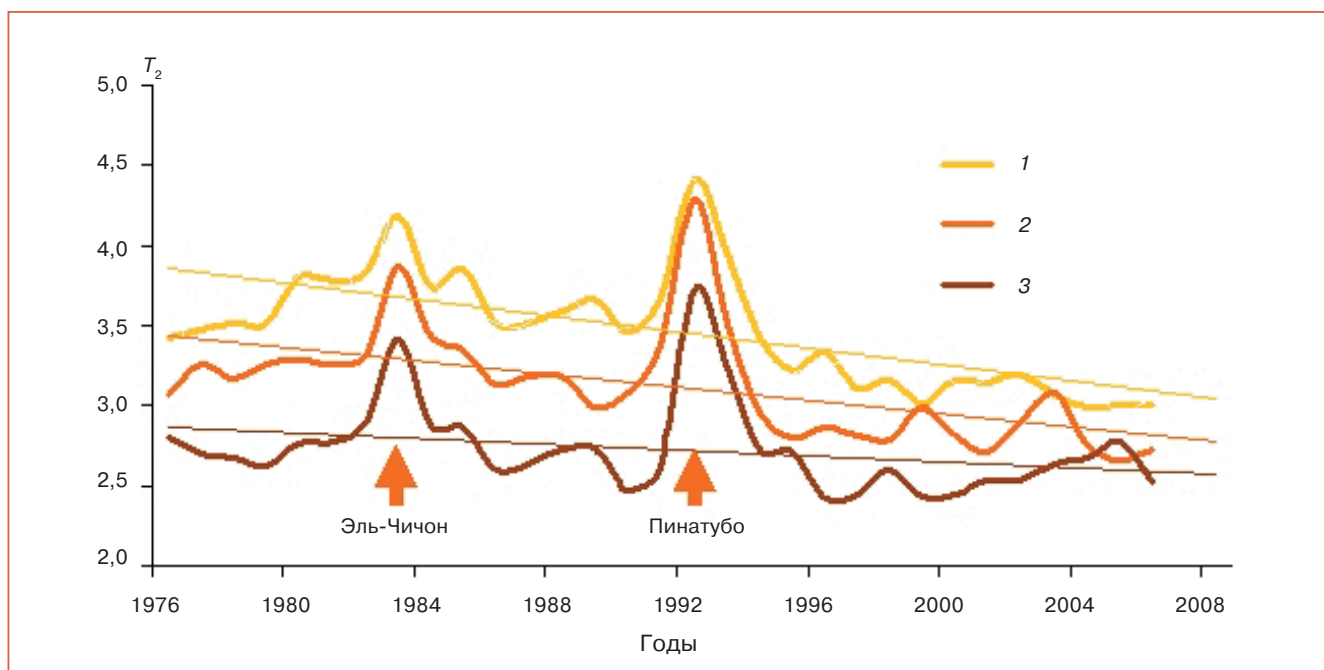


Рис. 3.20. Изменение средних годовых значений интегральной мутности атмосферы (фактора мутности Линке T_2) на Европейской территории России в 1976–2006 гг. 1 — южные районы; 2 — центральные районы; 3 — северные районы.

атмосферы имеют высокую чувствительность к стратосферным аэрозолям вулканического происхождения (рис. 3.20). Эффекты крупных извержений (Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г.) проявились во временных рядах показателей мутности атмосферы на всей территории России в резком их увеличении спустя 3–6 месяцев после извержений и последующем постепенном уменьшении до обычных значений на протяжении 12–18 месяцев. Для выявления тенденции изменения прозрачности атмосферы, вызванной антропогенными воздействиями, предпринимаются попытки разделения временного ряда на “возмущенные” и “невозмущенные” периоды. Анализ современных данных об интегральной прозрачности атмосферы, для характеристики которой использован фактор мутности Линке, в “невозмущенные” периоды времени, когда отсутствует выраженное проявление вулканических извержений, показал, что в конце XX века наметилась тенденция к уменьшению мутности атмосферы на всей территории России (Махоткина и др., 2005).

Выделение аэрозольной составляющей ослабления радиации, выполненное по данным многолетних сетевых актинометрических наблюдений за прямой солнечной радиацией с привлечением информации о влажности у поверхности земли, показывает, что аэрозольная оптическая толщина атмосферы на территории России также демон-

стрирует тенденцию к уменьшению, которая связывается как с отсутствием крупных вулканических извержений, так и с антропогенным (промышленным) “затишьем” последних 10 лет (Плахина и др., 2007).

Исследования климатических изменений приходящей солнечной радиации при реальных условиях облачности (Житорчук и др., 1994; Abakumova et al., 1996) выявили тенденцию к уменьшению прямой солнечной радиации на большей части территории России. Этот вывод был сделан на основе анализа годовых сумм прямой солнечной радиации за период 1961–1990 гг. для более, чем 100 актинометрических станций, освещающих значительную часть Евразийского континента. Отрицательная тенденция, но более слабо выраженная и охватывающая меньшую территорию, прослеживалась и в рядах годовых сумм суммарной радиации. Как показал совместный анализ пространственно осредненных годовых индексов аномальности прямой солнечной радиации и общей облачности, построенных по месячным данным для крупных регионов России (Хлебникова, Стадник, 2002), основной вклад в обнаруженные изменения приходящей радиации внесли изменения характеристик облачности.

Уменьшение поступления солнечной радиации на подстилающую поверхность отмечено и в ряде других регионов земного шара (Gilgen et al., 1998; Liepert, 2002). Некоторые авторы считают

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

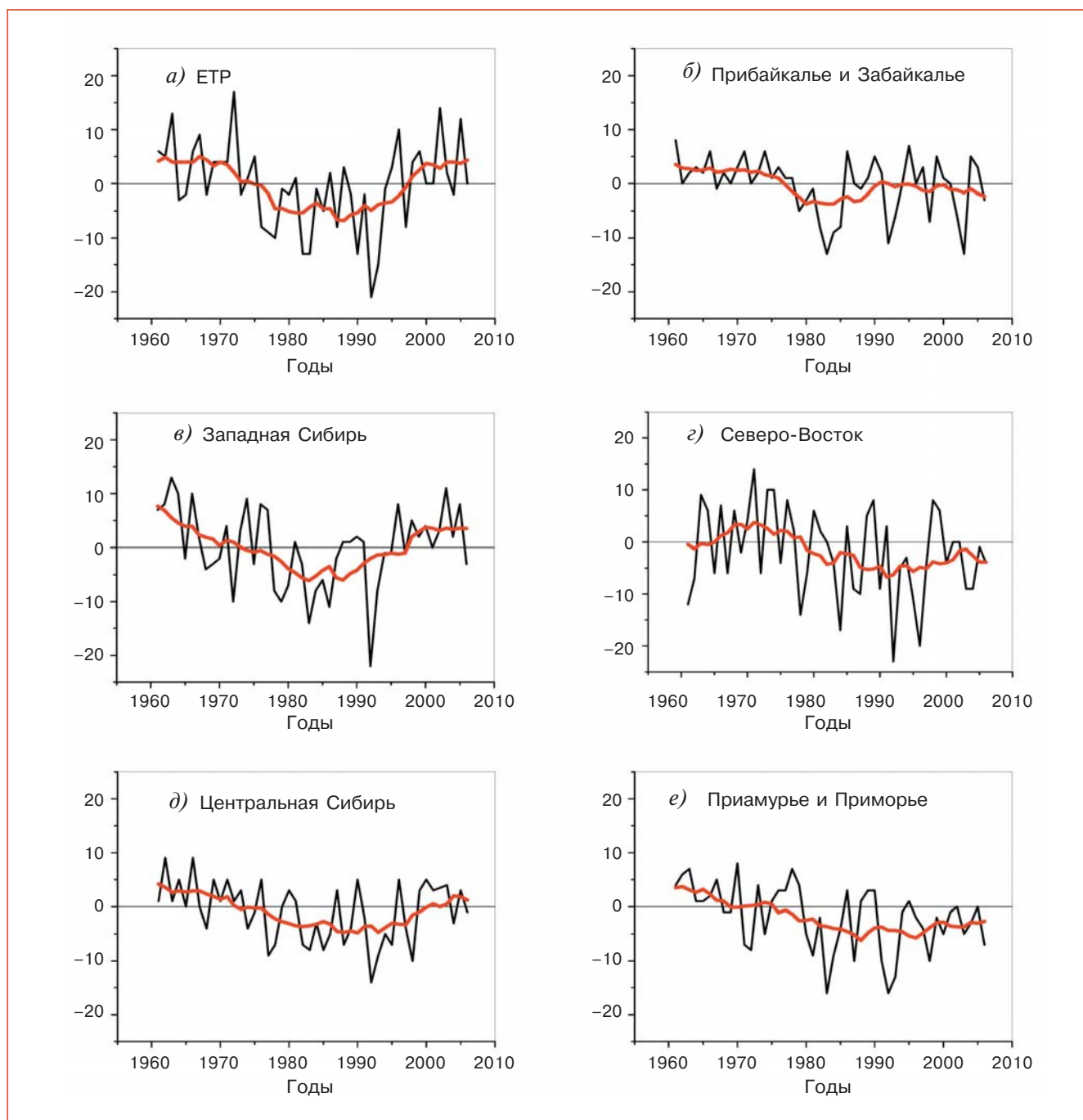


Рис. 3.21. Регионально осредненные аномалии (процент от среднего за 1961–1990 гг.) годовых сумм прямой солнечной радиации, поступающей на горизонтальную поверхность. а) ЕТР; б) Прибайкалье и Забайкалье; в) Западная Сибирь; г) Северо-Восток; д) Центральная Сибирь; е) Приамурье и Приморье. Красная кривая показывает сглаженный ход (11-летние скользящие средние).

это проявлением глобальной долговременной тенденции (Stanhill and Cohen, 2001), другие отмечают изменение знака тренда в 1990-х годах (Wild et al., 2005). Обсуждается также возможная связь между уменьшением прихода солнечной радиации и увеличением концентрации антропогенного аэрозоля (Alpert et al., 2005). Особенностью

большинства из этих работ является преимущественное рассмотрение потоков суммарной радиации, большой вклад в изменение которой вносит рассеянная радиация, существенно зависящая от свойств аэрозолей антропогенного происхождения, имеющих локальное распространение.

Привлечение данных актинометрических наблюдений за последние годы и анализ региональных особенностей изменения прямой радиации на территории России за 1961–2005 гг. показал (рис. 3.21), что тенденция к уменьшению прямой радиации ослабевает (Хлебникова и др., 2007) и охватывает меньшую территорию. За период 1976–2005 гг. отрицательный знак тренда сохранился лишь в северо-восточной части России и Приморье.

Минимальные значения регионально осредненных аномалий прямой солнечной радиации практически повсеместно наблюдались в 1992 г. Это может быть связано как с прямым воздействием аэрозолей (в частности извержением Пинатубо в 1991 г.), так и с их косвенным воздействием, проявляющимся в изменении характеристик облачности. На Европейской территории России и в Западной Сибири после выраженного минимума в 1992 г. началось увеличение прямой радиации.

Таким образом, во второй половине XX века на большей части территории России происходило перераспределение вклада разных форм облачности: увеличивалась доля облаков вертикального развития (кучевых и кучево-дождевых), уменьшалась доля слоисто-дождевой облачности, увеличивался вклад облаков верхнего яруса. Наблюдаемая тенденция к уменьшению прямой солнечной радиации постепенно ослабевала. Обнаруживаемые региональные изменения согласуются с изменениями общей облачности. При этом в конце XX века отмечалось увеличение интегральной прозрачности атмосферы над всей территорией России.

3.4. Речной сток

3.4.1. Общие замечания

Основой диагноза современных климатообусловленных изменений речного стока на территории России является комплексный статистический анализ динамики годового, весеннего, летне-осеннего и зимнего стока средних рек*. Выбор в качестве объектов изучения средних рек очевиден, поскольку динамика их стока определяется прежде всего климатическими факторами, а их бассейны являются репрезентативными для соответствующих физико-географических зон.

В качестве исходной информации использовался архив данных о месячном стоке рек, расположенных в пределах РФ и сопредельных территорий, имеющих ряды наблюдений продолжитель-

ностью 55 лет и более. Для всех выбранных рек выполнена оценка изменений среднего за период 1978–2005 гг. годового и сезонного стока по отношению к среднему за предшествующий многолетний период (1946–1977 гг.).

3.4.2. Сток средних рек

Годовой сток. При анализе выделены регионы, в которых происходило существенное увеличение объема годового стока в последние 20–25 лет (рис. 3.22). Как следует из рисунка, фаза повышенной водности отмечалась на преобладающей части Европейской территории России. Наиболее значительное увеличение годового стока (на 15–40%) наблюдалось на реках, расположенных в пределах примерно между 56 и 60° с. ш. (реки западной части ЕТР, левобережные притоки Волги в ее верхнем и среднем течении, большая часть бассейна Камы). Значительно увеличился сток притоков Волги, расположенных в лесостепной зоне. К северу и югу от этой полосы также отмечается увеличение водности, но менее значительное. Средний годовое сток за 1978–2005 гг. был больше среднего за предшествующий период на 10–15% в верхней части бассейна Северной Двины, верховьях Днепра, на левобережных притоках Дона. На остальной части ЕТР изменения стока были незначительными.

На АТР очень сильное увеличение водности в 1978–2005 гг. (на 20–40%) отмечалось на реках, сток которых формируется на восточном склоне Уральских гор в широтной зоне 56–60° с. ш. (левые притоки Тобола и Иртыша). Увеличение водности наблюдалось также и на значительной части бассейна Лены, особенно в последнее десятилетие XX века. Так, за 1991–2000 гг. годовое сток в бассейне Вилюя превысил норму на 25–30%. Сток в бассейнах Витима, Олекмы и Амги, а также в верхней части бассейна Алдана увеличился на 10–20%. Годовое сток в бассейнах рек северо-востока АТР (бассейны рек Анабар, Оленек, Яна, Индигирка) увеличился на 5–15%.

На рассматриваемой территории выделяется только один регион, где в последние два десятилетия наблюдалось существенное уменьшение годового стока рек — это бассейн Верхней Оби. Годовое сток Оби у г. Колпашево в 1978–2005 гг. был на 18% меньше нормы. Водность притоков Оби выше г. Колпашево уменьшилась в этот период на 5–22%. Незначительное уменьшение стока в пределах 5% произошло в этот период и в бассейне Верхнего Енисея.

* Средняя река — река, протекающая в пределах одной географической зоны. Сток ее формируется в относительно однородных физико-географических условиях. Условно к категории средних относят равнинные реки, имеющие площадь водосбора в пределах от 2 до 50 тыс. км² (Чеботарев, 1978).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

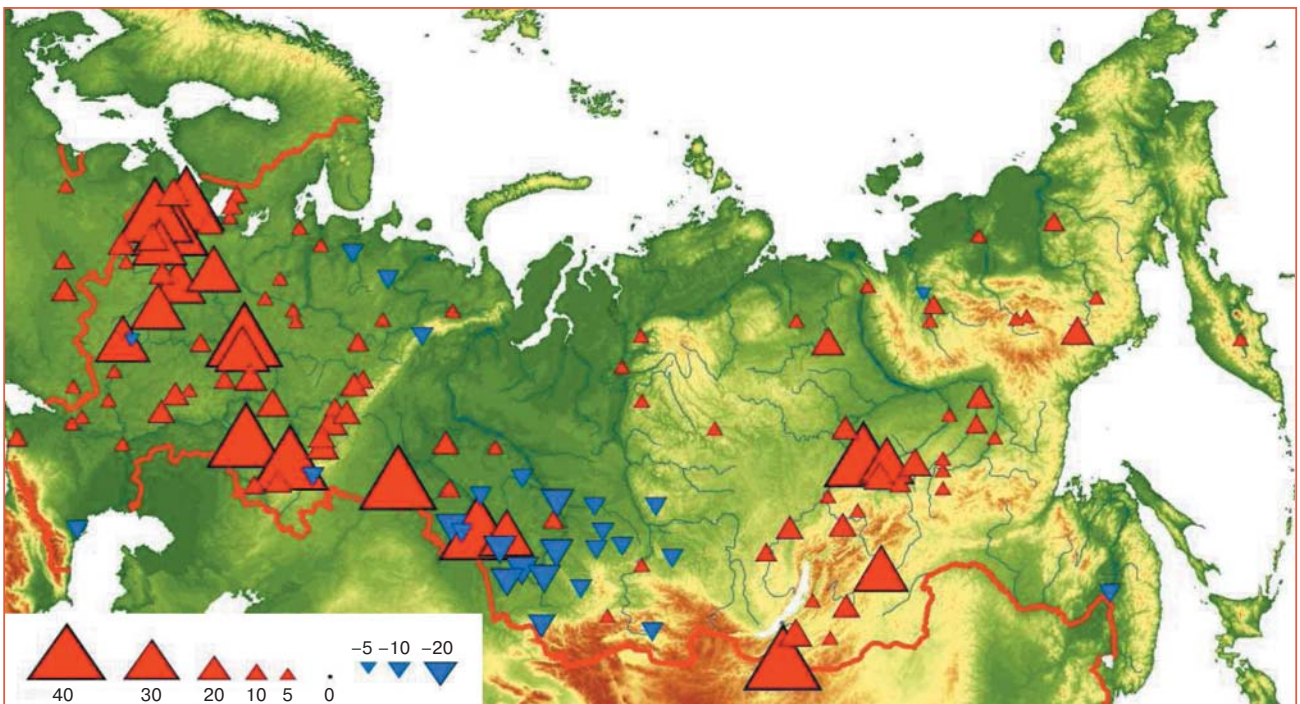


Рис. 3.22. Аномалии среднего годового стока рек за период 1978–2005 гг. (процент нормы за 1946–1977 гг.).

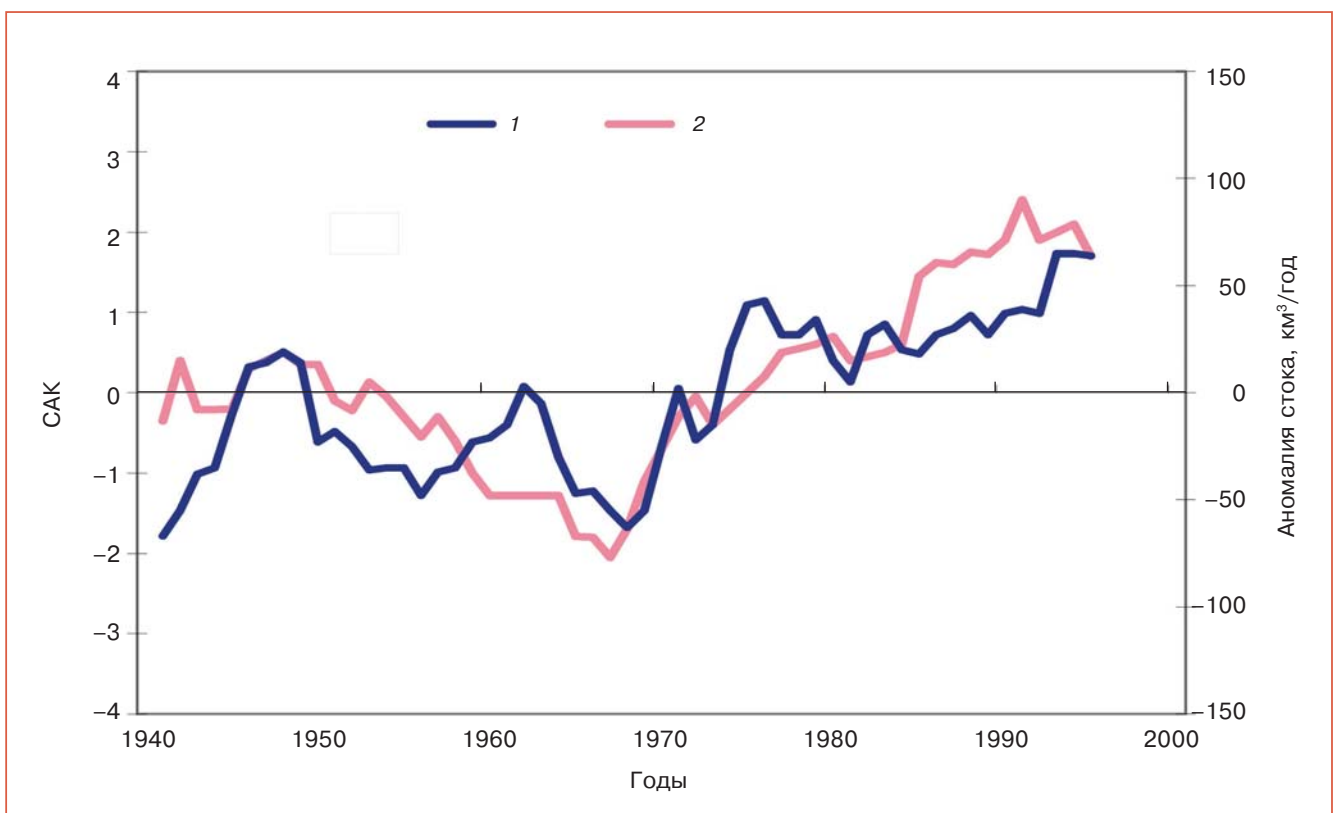


Рис. 3.23. Временной ход аномалий годового стока сибирских рек (1) и индекса северо-атлантического колебания зимой за период 1936–2002 гг. (2). Показанные кривые получены в результате использования 10-летнего скользящего фильтра.

Обнаруженная связь между изменениями среднего стока сибирских рек и индекса североатлантического колебания (САК) зимой за период 1936–1999 гг. показывает (рис. 3.23), что эти реки заметно реагируют на крупномасштабные изменения циркуляции Северного полушария (Peterson et al., 2002). Более того, установлено, что в годы большой интенсивности САК области крупных положительных аномалий осадков наблюдаются в Скандинавии и распространяются через всю Сибирь до бассейна р. Лена (Dickson et al., 2000). Однако связаны ли эти изменения с антропогенным глобальным потеплением или это результат крупномасштабных естественных колебаний атмосферной циркуляции в Северном полушарии, остается не ясным.

Непосредственное влияние на сток рек России оказывает повышение температуры воздуха холодного сезона, вследствие чего участились зимние оттепели, а промерзаемость почв стала меньше. При этом значительная часть сформировавшейся во время оттепелей и весеннего снеготаяния воды пошла на увеличение влажности деятельного слоя почвы и пополнение запасов подземных вод. Подъем уровня подземных вод к началу 1990-х годов по данным воднобалансовых станций достиг 50–130 см (Georgievsky et al., 1995, 1998).

Зимний сток. Основной особенностью современных изменений сезонного стока рек является увеличение в последние десятилетия их водности в зимний сезон практически на всей территории страны. Наиболее четко увеличение зимнего стока прослеживается на ЕТР от верхней части бассейна Северной Двины до низовьев Дона и Волги. В этом регионе водность рек в холодный сезон года в 1978–2005 гг. была больше на 50–100%, чем за предшествующий многолетний период. Для большинства рек выявлены положительные тренды зимнего стока, которые являются значимыми при доверительной вероятности 95% (Георгиевский, 2005; Шикломанов, Георгиевский, 2007).

На АТР значимые тренды увеличения зимнего стока (40–70%) отмечаются на левобережных притоках Иртыша. В последние 20–25 лет сток зимней межени превысил норму в бассейне Лены, а также на реках тундровой и лесотундровой зон Сибири на 10–30%. В бассейне Енисея и на реках Забайкалья увеличение стока в холодный период составило преимущественно 10–20%. Однако на большинстве рек перечисленных бассейнов положительные тренды являются статистически незначимыми.

Весенний сток. В последние десятилетия отмечается уменьшение весеннего стока рек в ряде крупных регионов России, например, в юго-западной части ЕТР. Практически на всех реках бассейна Дона и российской части бассейна Днепра сток

весеннего половодья был меньше на 10–30%, чем в предшествующий многолетний период. Сюда же примыкают и верховья Волги, бассейны Оки и Суры, где уменьшение весеннего стока составляет 10–20%. С другой стороны, увеличение весеннего стока на 15–25% произошло в северной части бассейна Волги и на 5–15% в бассейне Камы. В юго-западной части, в бассейнах Кубани, Кумы и Терека, каких-либо направленных тенденций сезонного стока не отмечается.

На АТР уменьшение стока весеннего половодья на 10–25% в последние два десятилетия произошло в бассейне Верхней Оби и на 5–15% на реках Забайкалья. С другой стороны, объем весеннего половодья увеличился на 15–25% на притоках Тобола и Иртыша и на 10–20% на ряде притоков Лены (Витим, Олекма, Амга), а также в бассейнах рек Оленек и Колыма.

Летне-осенний сток. Как и для зимнего стока, увеличение летне-осеннего стока в 1978–2005 гг. отмечалось для преобладающей части ЕТР. Наиболее значительное увеличение стока летне-осенней межени наблюдалось на реках лесостепной и степной зон, где для большинства рек получены значимые положительные тренды. В этих природных зонах сток за летне-осенние месяцы был больше, чем за предшествующий многолетний период, на 30–80%. Также существенно увеличился летне-осенний сток в лесной зоне южнее 60° с. ш. Здесь увеличение стока на большинстве рек составило 30–50%. В верхней части бассейна Северной Двины это увеличение несколько меньше — 20–25%. Для тундровой, лесотундровой и северной части лесной зоны каких-либо существенных отклонений от нормы летне-осеннего стока не наблюдалось.

Для АТР изменения летне-осеннего стока не столь однозначны. Однако и здесь можно выделить несколько регионов, где летне-осенний сток существенно увеличился. Обращает на себя внимание, что наиболее значительное увеличение стока (на 25–50%) произошло на реках, где наблюдалось значительное увеличение зимнего стока — это левобережные притоки Иртыша и Тобола, а также реки бассейна Лены (Витим, Олекма, Амга), где сток увеличился на 10–20%, и реки Северо-Востока (Оленек, Яна, Индигирка) — на 15–30%.

Рост меженного стока обусловил в 1980–1990 гг. увеличение водных ресурсов даже в бассейнах рек, где произошло уменьшение стока весеннего половодья (юго-западная часть ЕТР). Такая ситуация сложилась впервые за последние 100 лет. Увеличение доли меженного стока свидетельствует о существенном изменении условий его формирования в результате увеличения подземной и уменьшения поверхностной составляющих, а также о значительном увеличении естественной зарегулированности стока.

3.4.3. Сток больших рек

На большинстве основных рек России сток в 1978–2005 гг. был больше среднего за предшествующий многолетний период. Наиболее значительно в этот период увеличилась водность Волги (на 14%) и ее главных притоков. Наблюдался заметный тренд увеличения водных ресурсов крупнейших рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. Обращает на себя внимание увеличение примерно на 8% годового стока Енисея в период 1991–2000 гг. За этот период в Северный Ледовитый океан поступало воды в среднем на 44 км³/год больше, чем за предшествующий многолетний период. Несмотря на то, что для большинства крупных речных бассейнов страны отмечаются положительные тренды годового стока, интерпретировать их как процесс монотонного увеличения водных ресурсов не представляется возможным. С точки зрения строгого статистического анализа многолетних рядов наблюдений (во многих случаях более 100 лет), увеличение годового стока за 25 лет (1981–2005 гг.) не нарушает стационарного процесса его колебаний за многолетний период.

К настоящему времени на ряде рек России отчетливо прослеживаются тенденции к увеличению высоты подъемов уровня воды над затопляемыми территориями. Такие тенденции являются характерными как для Европейской, так и Азиатской территорий России. Если рассматривать картину изменения наивысших уровней воды по отдельным регионам и рекам, то она достаточно пестрая. В ряде регионов (север и центр ЕТР, Западная Сибирь) изменений почти не наблюдается. Иное положение в регионах (Приморье, Северный Кавказ), где имеет место увеличение частоты высоких уровней воды при дождевых паводках и их значений, что связано с усилением мощности циклонов, проходящих над этими территориями. Увеличились также частота и мощность наводнений, обусловленных заторами льда на реках Восточной Сибири.

3.5. Атмосферная циркуляция

Атмосферная циркуляция формирует пространственную структуру полей температуры и осадков вследствие перераспределения тепла и влаги атмосферными потоками. Долгопериодные изменения в системе атмосфера — океан — криосфера вызывают изменения в структуре крупномасштабной циркуляции, которые, в свою очередь, проявляются в региональных особенностях изменения климата и естественной климатической изменчивости. Этим определяется важность анализа атмосферной циркуляции и ее изменений для по-

нимания региональных изменений климата. Имеется ли связь указанных изменений циркуляции с глобальным потеплением, в настоящее время недостаточно ясно, хотя существует гипотеза, согласно которой потепление может проявляться в изменении относительной повторяемости некоторых “ведущих мод” климатической изменчивости (Hasselmann, 1999), к числу которых относятся рассматриваемые ниже структуры (Corti et al., 1999).

В отличие от изменений температуры и осадков, которые могут изучаться непосредственно по данным наблюдений, изучение атмосферной циркуляции основано на использовании некоторых индексов, характеризующих те или иные циркуляционные структуры. В выборе этих индексов в значительной мере проявляется субъективизм исследователей. Как правило, расчет этих индексов основан на данных анализа полей давления и геопотенциала. В частности, широко используются для этих целей данные реанализа NCEP/NCAR или ECMWF. Степень неоднородности этих данных весьма трудно оценить.

3.5.1. Североатлантическое и тихоокеанское колебания

Эти две структуры крупномасштабной атмосферной циркуляции являются важнейшими факторами климатической изменчивости в умеренных широтах Северного полушария. Важная структура глобальной климатической изменчивости — Эль-Ниньо — южное колебание (ЭНЮК) проявляется в основном в тропиках. В ряде исследований отмечается сигнал ЭНЮК в умеренных широтах (в том числе в температуре воздуха и осадках), а также их связь с североатлантическим и тихоокеанским колебаниями. Сигнал ЭНЮК в температуре и осадках на станциях бывшего СССР проанализирован в (Груза и др., 1999). Вклад колебаний ЭНЮК весьма незначителен на большей части территории России; более тесные связи наблюдаются в восточных регионах, где, по-видимому, проявляется связь ЭНЮК с тихоокеанским колебанием.

Североатлантическое колебание (САК) представляет собой изменение атмосферного давления в северных и южных широтах Атлантического сектора, в области исландского минимума и азорского антициклона. Колебания разности этих давлений определяют соответственно колебания интенсивности западного переноса воздушных масс. Дипольная структура колебания хорошо прослеживается в распределении 1-й естественной ортогональной функции (ЕОФ) давления (рис. 3.24). Зимой рассматриваемая ЕОФ объясняет ~40% дисперсии давления, а летом ~27%. Это колебание проявляется во все сезоны, причем северный полюс дипольной структуры САК на протяжении

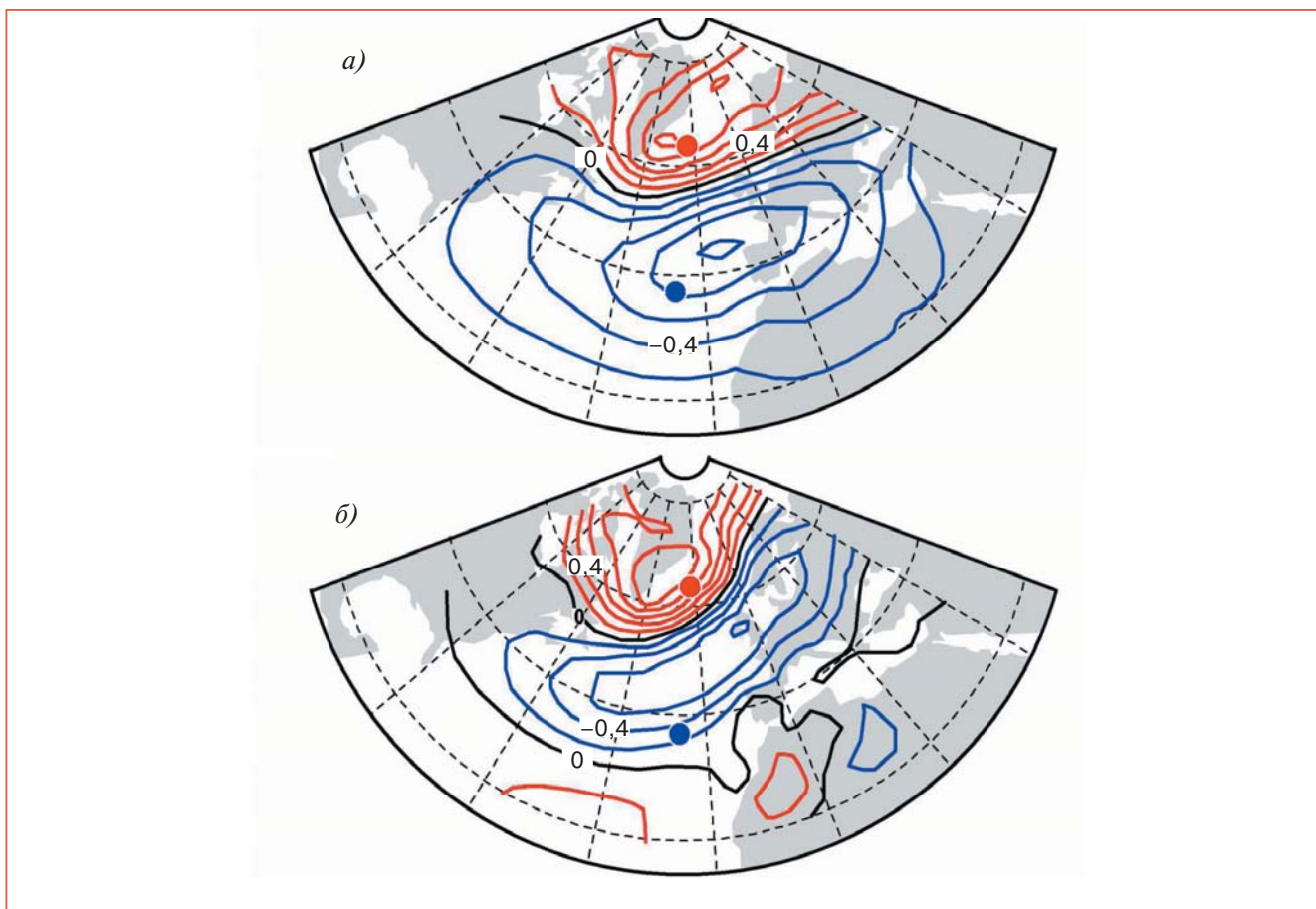


Рис. 3.24. Первые естественные ортогональные функции (ЕОФ) давления в Атлантическом секторе в зимний (а) и летний (б) сезоны (данные NCAR за 1899–2006 гг.). Точками отмечено положение станций Рейкьявик (Исландия) и Понта Дельгада (Азорские о-ва), используемых для расчета индекса САК. Источник: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>.

всего года располагается вблизи Исландии, в то время как южный перемещается от сезона к сезону. Первоначально при расчете индекса САК использовали разность стандартизованных аномалий давления в Рейкьявике (Исландия) и Понта Дельгада (Азорские о-ва). Положение первой станции (рис. 3.24) хорошо согласуется с северным полюсом диполя, в то время как второй — значительно хуже. Поэтому наряду с классическим индексом рассматриваются ряды первых главных компонентов сезонных полей давления. Корреляция между “станционным” индексом и индексом, основанным на 1-й ЕОФ давления, для зимы превышает 0,9, в то время как летом составляет лишь немного более 0,5.

Временной ход индекса САК зимой (рис. 3.25) демонстрирует значительную междесятилетнюю изменчивость (спектральный пик между 6 и 13 годами) и сильный тренд в сторону положительной фазы в период 1960–1990 гг.

Основное значение САК для климата Евразии определяется усилением западно-восточного переноса при положительной фазе колебания (углублении исландского минимума) (Hurrell and van Loon, 1997; Hurrell et al., 2003). Кроме того, фаза САК определяет интенсивность и географическое распределение синоптических процессов как у поверхности земли (Бардин, Полонский, 2005), так и в тропосфере (Hurrell and van Loon, 1997; Hurrell et al., 2003). Особенности циркуляционных и погодных условий в обеих фазах САК показаны на рис. 3.26. В положительной фазе интенсифицируется циклоническая активность над севером Атлантики, а в отрицательной — над севером Европы и в Средиземноморско-Черноморском регионе; в то же время для антициклонической циркуляции в положительной фазе характерно усиление на юге Европы и смещение максимума повторяемости из Северо-Западного Ирана в Кавказский регион, а в отрицательной — увеличение повторяемости ан-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

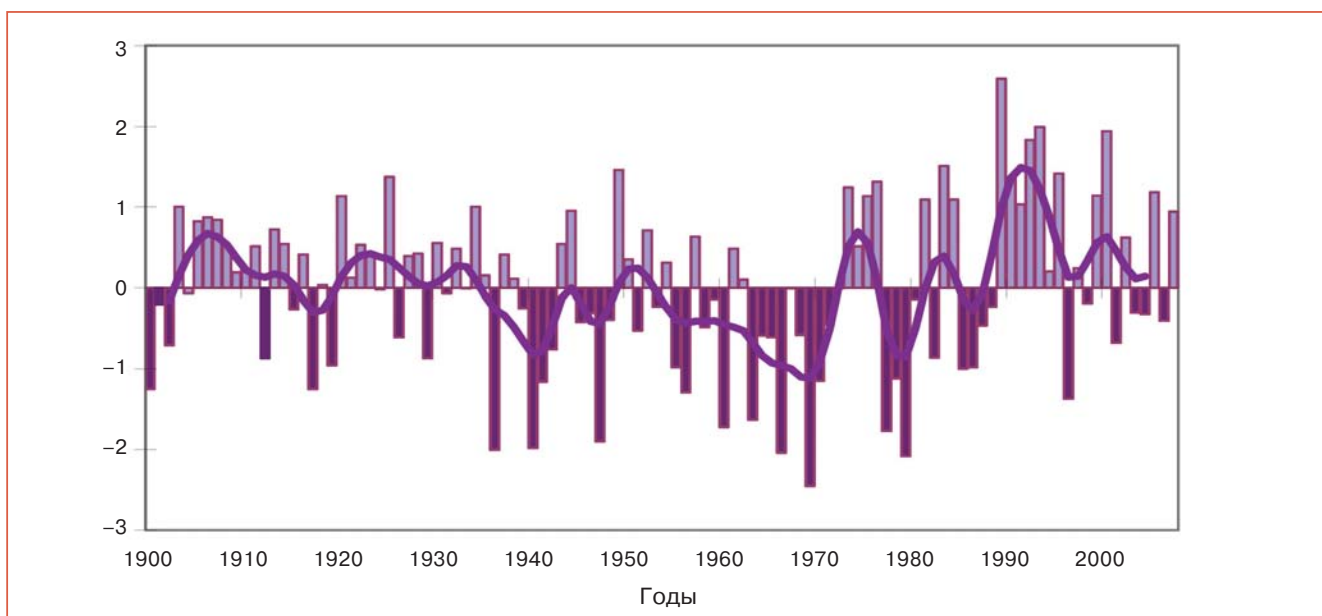


Рис. 3.25. Временной ряд индекса САК (первый главный компонент давления в Атлантическом секторе (20–80° с. ш., 90° з. д.–40° в. д.) зимой. Жирная кривая — результат применения фильтра, отсекающего колебания с периодом менее 4 лет.

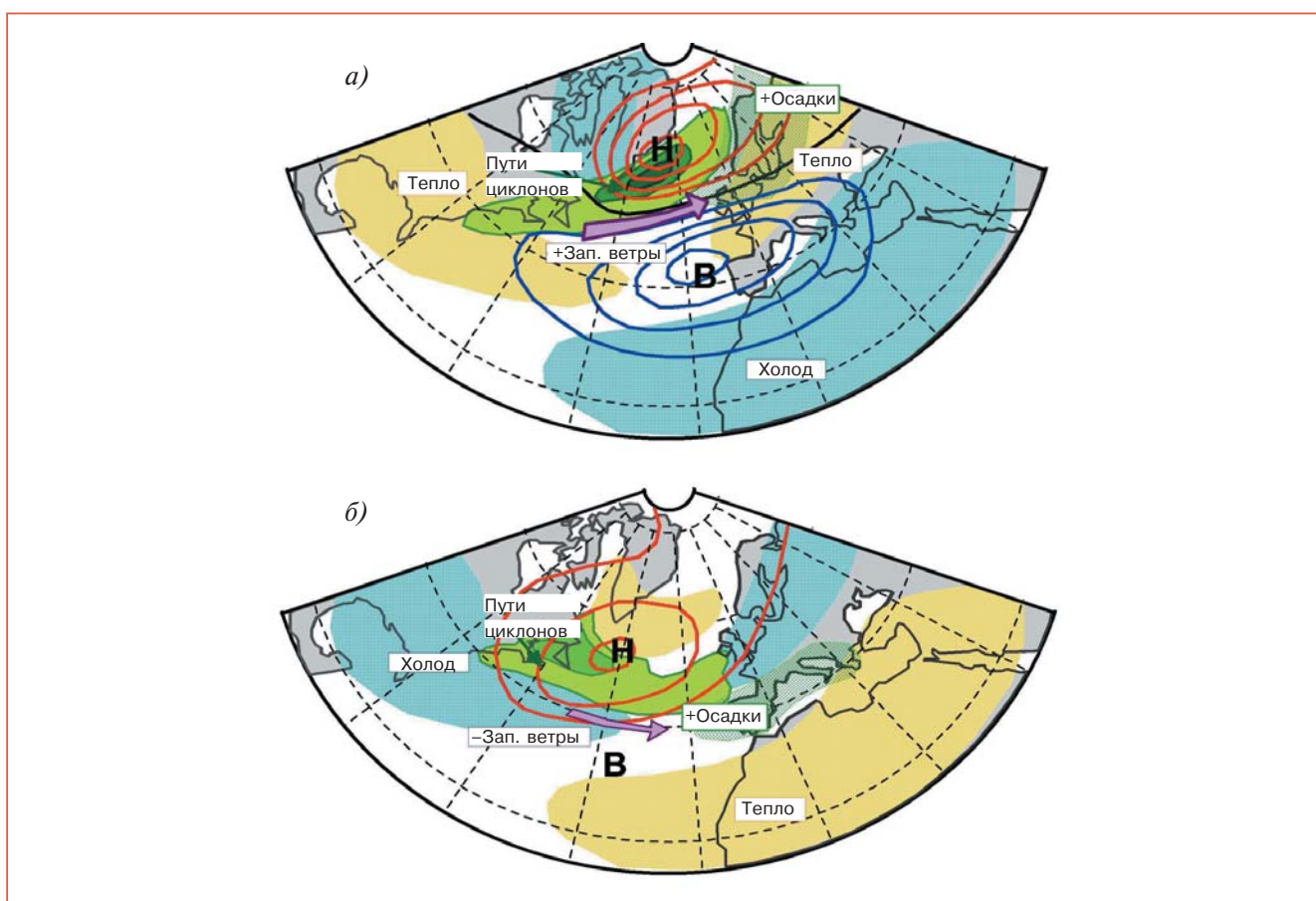


Рис. 3.26. Схема циркуляционных и погодных условий при положительной (а) и отрицательной (б) фазах САК (зимний сезон). Использованы данные NCAR, Lamont-Doherty Earth Observatory и Университета Эксетера (Бардин, Полонский, 2005).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

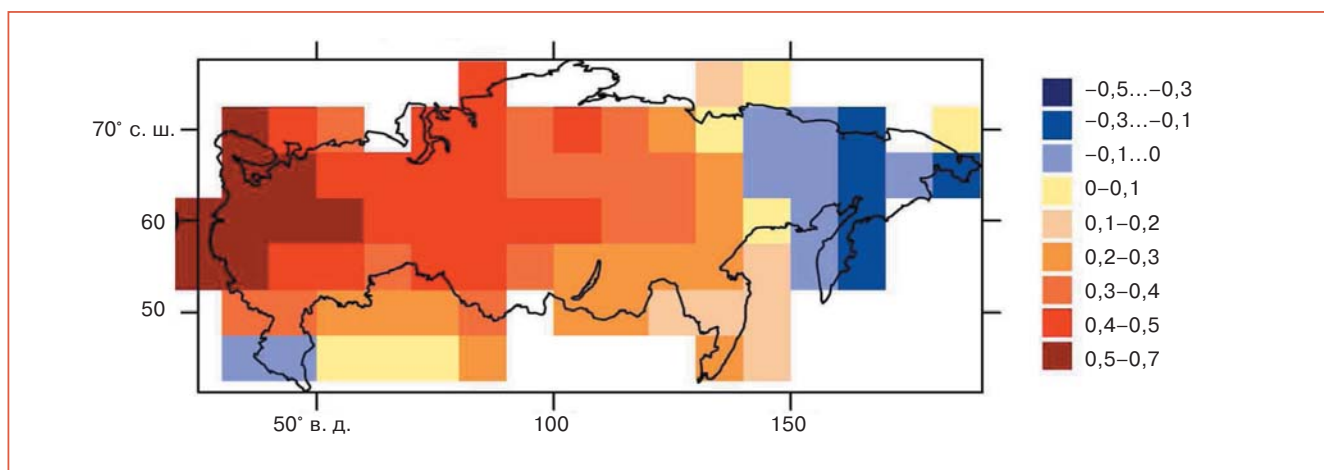


Рис. 3.27. Корреляция аномалий температуры воздуха на территории РФ и индекса САК (временной ряд 1-го главного компонента давления в Северной Атлантике) зимой (декабрь – февраль) за период 1886–2000 гг. Аномалии температуры рассчитаны относительно базового периода 1961–1990 гг. по данным на станциях России. Использованы базы данных мониторинга климата ИГКЭ (температура) и Университета Восточной Англии (давление на уровне моря).

тициклонов над Норвежским морем, Скандинавией и севером России (Бардин, Полонский, 2005).

Отмеченные особенности объясняют влияние САК на климат Северной Евразии, особенно ярко выраженное в зимний период. Корреляция САК и приземной температуры воздуха наблюдается для всех временных масштабов (рис. 3.27). Она особенно велика в зоне 55–65° с. ш. до 60° в. д. и остается положительной практически на всей территории, исключая Кавказ и северо-восток России. Эта связь и наблюдающиеся долгопериодные климатические колебания в районе Северной Атлантики (Plaut et al., 1995) объясняют естественные колебания температуры воздуха с периодом около 10 лет в зимний сезон на Европейской части России (вклад в суммарную дисперсию около 25%) (Бардин, 2002). Важным последствием этой связи и наблюдавшегося в последние десятилетия XX века тренда положительной фазы САК является характерная структура зимнего потепления на территории России (см. рис. 3.6), весьма сходная со структурой поля корреляций (в том числе с максимумом потепления на Европейской части и похолоданием на северо-востоке). По оценке МГЭИК, тренд САК объясняет около половины потепления Северной Евразии в период 1968–1997 гг. (Trenberth et al., 2007; Hurrell et al., 2003).

Тихоокеанское колебание (ТК) представляет собой основную моду климатической изменчивости на масштабах десятилетий в умеренных широтах Тихоокеанско-Североамериканского сектора, проявляющуюся также в восточной части Северной Евразии (Trenberth and Hurrell, 1994; Mantua et al., 1997). Атмосферные и океанические переменные

на указанных временных масштабах изменяются согласованно. Атмосферная составляющая представляет собой диполь в поле давления с полосами в районе Алеутских о-вов и в области Скалистых гор (Wallace and Gutzler, 1981). Различаются холодная и теплая фазы колебания в зависимости от аномалии температуры поверхности Тихого океана в северо-восточной его части. Теплая фаза (рис. 3.28) характеризуется отрицательными аномалиями температуры воды у поверхности на большей части северной акватории океана и положительными вдоль побережья Северной Америки. Для описания ТК используются атмосферный и океанический индексы. Первый (NPI — северотихоокеанский индекс) предложен в (Trenberth and Hurrell, 1994) и представляет собой среднюю аномалию давления в северной части Тихого океана (30–65° с. ш., 160° в. д.–140° з. д.). Второй (Mantua et al., 1997) представляет собой проекцию температуры воды у поверхности океана на первую ЕОФ температуры воды. На рис. 3.29 представлен временной ряд атмосферного индекса ТК. Выделяют два полных цикла ТК за время наблюдений с холодной фазой в 1890–1924 гг. и в 1947–1976 гг. и с преобладанием теплой фазы в 1925–1946 гг. и с 1977 г. до середины 1980-х годов (Mantua et al., 1997). Кроме того, выделяется характерный временной масштаб колебаний с периодами 15–25 лет. Атмосферный индекс ТК демонстрирует также отрицательный столетний тренд, согласующийся с общим потеплением океана (Mantua et al., 1997).

Климатические особенности в Тихоокеанско-Североамериканском секторе в зимний период, связанные с теплой (“сильной”) фазой ТК

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

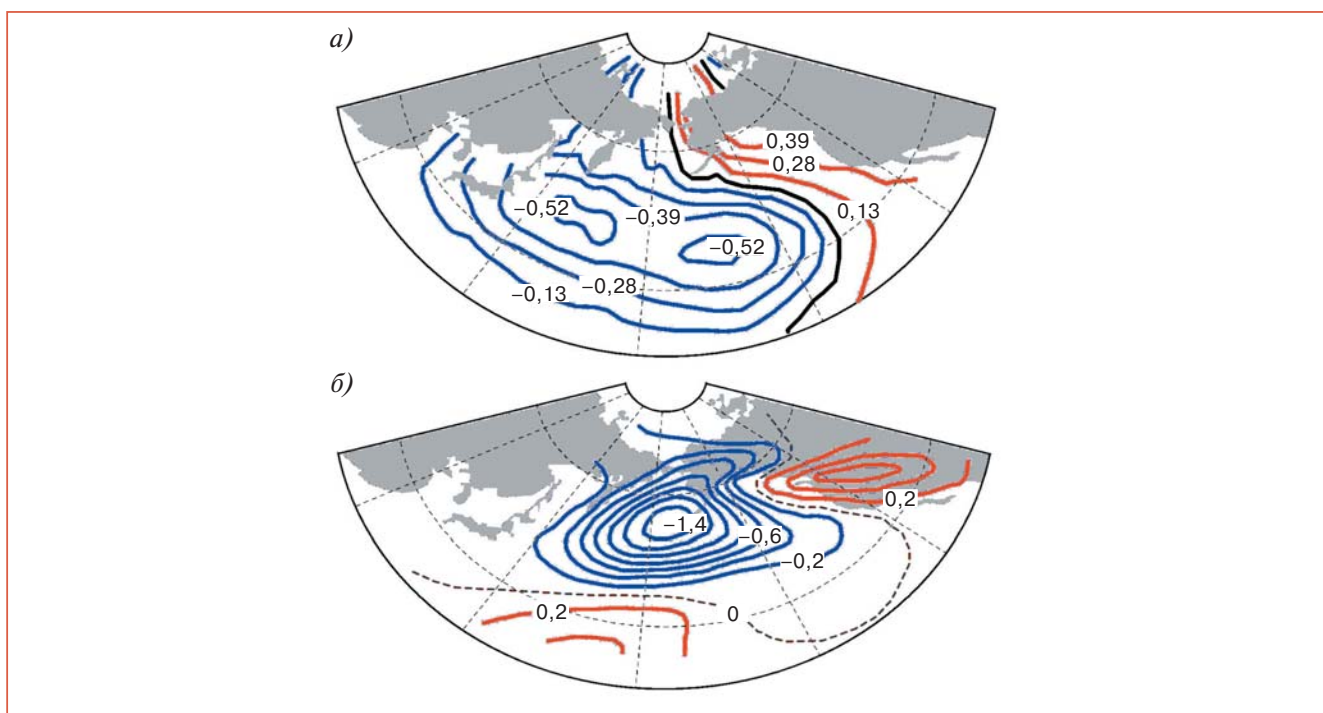


Рис. 3.28. Пространственные структуры аномалий температуры воды поверхности океана (а) и давления на уровне моря (б) в теплой фазе тихоокеанского колебания (Mantua et al., 1997). Представлены средние за период 1900–1993 гг. поля аномалии ТПО и давления за сезоны с положительным значением индекса ТК (ведущей ЕОФ ТПО в Тихом океане к северу от 20° с. ш.). Аномалии рассчитаны для холодного сезона (ноябрь – март) относительно средних за период 1947–1993 гг. Источник: http://www.atmos.washington.edu/~mantua/REPORTS/PDO/PDO_cs.htm.

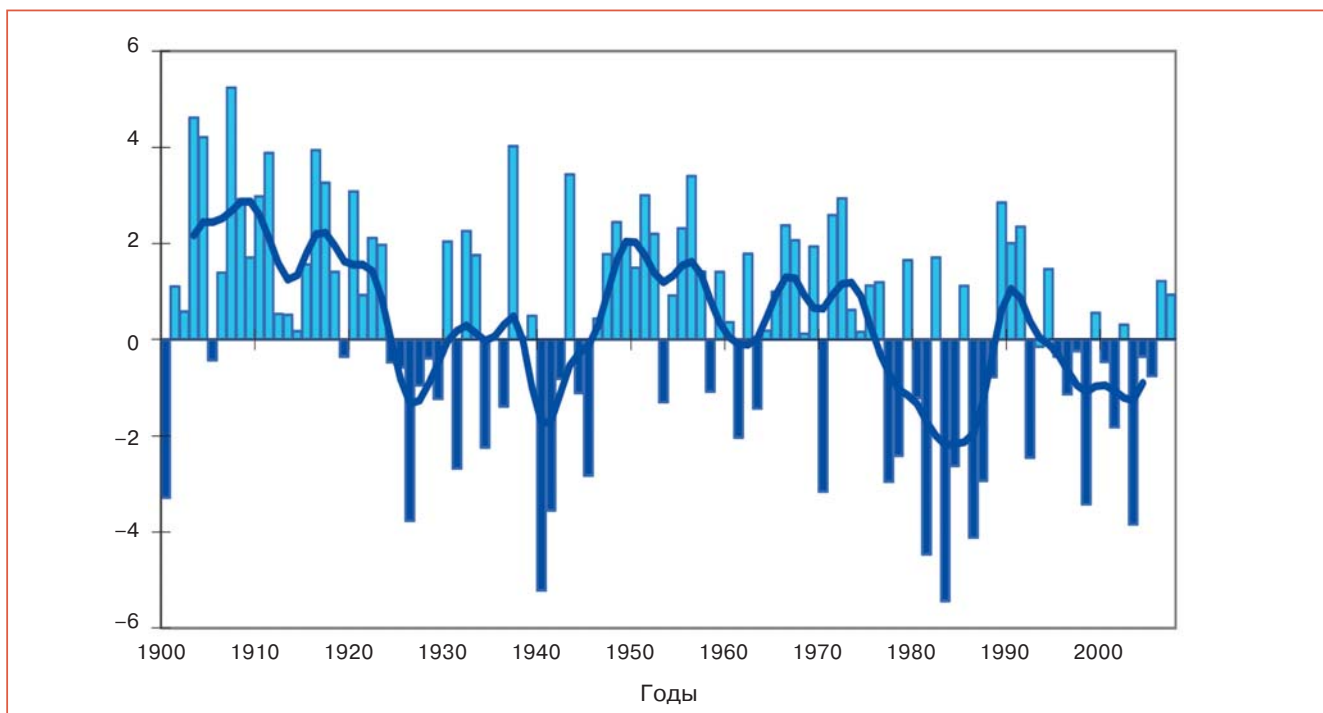


Рис. 3.29. Временной ряд северотихоокеанского индекса (средняя аномалия давления в гПа в районе 30–65° с. ш., 160° в. д.–140° з. д.) в ноябре – марте (Trenberth and Hurrell, 1994). Аномалии рассчитаны относительно средних за период 1925–1989 гг. Жирная кривая — результат применения фильтра, отсекающего колебания с периодом менее 4 лет. Данные NCAR: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>.

(Trenberth and Hurrell, 1994; Mantua et al., 1997), характеризуются усилением циклонической циркуляции и интенсификацией синоптических процессов на севере Тихого океана в тропосфере (в том числе углублением алеутской депрессии) и выраженными структурами распределения температуры и осадков над Северной Америкой: теплыми и сухими условиями в средних широтах и прохладными и влажными — в субтропиках. Показано, что циркуляционному режиму, связанному с углублением алеутской депрессии и усилением гребня над Скалистыми горами (т. е. положительной фазе ТК), соответствует выраженная структура распределения температуры над Северной Евразией с отрицательными аномалиями над восточной и положительными — над западной ее частью (Бардин, 1996). Отрицательные аномалии температуры воздуха в восточных регионах объясняются выхолаживанием поверхности Тихого океана при усилении циклонической активности, а также адвекцией холодных масс воздуха из Арктического бассейна. Положительные аномалии температуры воздуха на западе (с максимумом на ЕТР) связаны с положительной фазой САК.

3.5.2. Повторяемость циклонов и антициклонов

По российским литературным источникам известно, по крайней мере, два подхода к подготовке временных рядов характеристик циклонов и антициклонов по данным барических полей. Один из них реализован в работе (Бардин, 1995). Для расчета временных характеристик циклонов и антициклонов использовались поля высоты изобарической поверхности 1000 гПа (среднесуточные значения) за период 1948–2006 гг., полученные по данным реанализа NCEP/NCAR. Сложность анализа изменений повторяемости циклонических (антициклонических) центров (кроме приведенных в вводной части раздела 3.5) дополняется тем, что, хотя эти центры встречаются в зоне умеренных широт практически везде, значительная их доля сосредоточена в относительно небольших географических областях, локализация которых существенно зависит от сезона. Поэтому анализ должен включать рассмотрение временных рядов повторяемости циклонических центров в таких областях повышенной повторяемости отдельно для разных сезонов.

Циклоны. На ЕТР происходило общее увеличение повторяемости циклонов в зимний период после 1970 г. При этом локализация областей максимумов не изменялась. Напротив, в Причерноморском регионе наблюдалось убывание повторяемости циклонов, связанное со смещением максимума повторяемости из южной части Черного

моря в северо-восточную часть Средиземного моря. Эти изменения соответствовали тренду положительной фазы североатлантического колебания за тот же период (Бардин, Полонский, 2005). В Северотихоокеанском регионе наблюдалось убывание повторяемости циклонов без изменения локализации максимумов.

Летом на ЕТР не наблюдалось выраженных трендов повторяемости циклонов, однако имели место резкие изменения их повторяемости, носящие почти “скачкообразный” характер. Такие изменения происходили в 1970-е годы (увеличение) и в 1990-е годы (уменьшение). В восточных областях в период 1960–1980 гг. также наблюдалось резкое увеличение повторяемости примерно на 50% по отношению к предшествующему периоду в Западной Сибири, вдоль Арктического побережья между 110 и 160° в. д. и на Дальнем Востоке.

Антициклоны. В зимний сезон наблюдалось уменьшение повторяемости антициклонов на Европейской территории России к северу от 50° с. ш. после 1970 г. В южном регионе (Закавказье) наблюдалось значительное увеличение повторяемости антициклонов как в результате смещения максимума повторяемости из Северо-Западного Ирана на Кавказ, так и вследствие увеличения самого максимума. В восточных регионах в период 1960–1980 гг. произошло резкое уменьшение повторяемости антициклонов. Летом в ряде регионов также наблюдались значительные изменения их повторяемости между 1960-ми и 1980-ми годами.

Изменения повторяемости циклонов и антициклонов в западных регионах России в основном обусловлены изменениями в системе североатлантического колебания — десятилетние колебания и тренд после 1970 г. (Бардин, Полонский, 2005; Hurrell et al., 2003). Изменения повторяемости синоптических образований в восточных регионах России (особенно в зимний период), по-видимому, связаны с североазиатским колебанием (Бардин, 1995; Mantua and Hare, 2002; Trenberth and Hurrell, 1994). На это указывает интенсификация алеутской депрессии в период 1960–1970 гг. до второй половины 1980-х годов, а затем — резкое ее ослабление.

Другой подход к оценке характеристик повторяемости циклонов (антициклонов) предложен в работе (Вительс, 1965). Оценивается число дней в месяце с циклонической и антициклонической циркуляцией в восьми крупных регионах Северной Атлантики, Европы и Западной Сибири. В настоящее время имеются ряды этих индексов за период с 1901 по 2006 г.

При расчете трендов рассматриваемых величин (Мещерская и др., 2001) достаточно одной из характеристик: либо циклоничности, либо анти-

циклоничности, поскольку суммарное число дней с циклонической и антициклонической циркуляцией равно числу дней в месяце, а тренды повторяемости двух характеристик, как правило, противоположны по знаку.

За период 1936–2006 гг. годовая повторяемость циклонов увеличилась в шести регионах из восьми. Статистически значимое увеличение повторяемости циклонов произошло в районе азорского максимума (на 31% многолетней нормы), исландского минимума (на 15%, в основном в теплый период) и на севере Европы (на 12%). В центре и на юге Европейской территории России и в Западной Сибири повторяемость циклонов за рассматриваемый период изменилась мало (уменьшилась на 1%).

Однако на фоне преобладающего увеличения повторяемости циклонов во всех восьми регионах за весь период (1936–2006 гг.) с середины 1990-х годов и до 2006 г. включительно число дней с циклонической циркуляцией уменьшается. В настоящее время не ясно, является ли это уменьшение результатом естественных колебаний циркуляции или началом новых изменений, связанных с глобальным потеплением климата.

Из других работ, близких к рассматриваемому вопросу, отметим статьи (Мохов, 1993; Мохов и др., 1992), в которых приведены оценки скорости циклогенеза в Северном полушарии за 1962–1986 гг. и выявлена положительная корреляция скоростей циклогенеза подвижных циклонов с температурой Северного полушария (максимум корреляции достигается в умеренных широтах). Это может указывать на связь увеличения вихревой активности с потеплением климата.

3.5.3. *Сезонные индексы блокирования западного переноса в Северном полушарии*

Явление блокирования хорошо известно в метеорологии, однако до сих пор нет четкого общепризнанного определения этого явления. В основу использованного метода идентификации эпизодов блокирования положен известный факт длительного существования в процессе блокирования малоподвижного, высокого гребня или антициклона. Алгоритм объективной идентификации блокирования состоит в анализе временных рядов отклонений геопотенциала H_{500} от среднеширотных значений на наличие продолжительных (7 суток и более) аномалий, превышающих пороговое значение (Груза, Коровкина, 1991а, 1991б). Характеристики индивидуальных эпизодов блокирования обобщались как сезонные индексы: число эпизодов и суммарная за сезон продолжительность блокирования.

Индивидуальные и сезонные характеристики эпизодов блокирования (блоков), а также их статистики получены для узлов координатной сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ в 10-градусном широтном поясе $55\text{--}65^\circ$ с. ш. за период 1951–2006 гг. Для расчетов использовались ежедневные данные о геопотенциале H_{500} из массивов реанализа метеорологических данных NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996).

На рис. 3.30 показано долготное распределение статистических характеристик индекса суммарной продолжительности эпизодов блокирования за период 1951–2006 гг. для зимы и лета на широте 60° с. ш., являющейся наиболее характерной для процессов блокирования в Северном полушарии и достаточно представительной для территории России. Установлено (Груза и др., 2003, дополненное), что в Северном полушарии на широте 60° можно выделить два сектора активного блокирования: Европейский и Североамериканский. В первом наибольшая продолжительность блокирования отмечается зимой, и только в этот сезон район наиболее активного блокирования расположен не на континенте, а в Атлантике у южного побережья Скандинавии. От зимы к лету область активного блокирования ослабевает и смещается в восточном направлении, достигая центральных районов Европейской территории России. Дополнительно летом на западе Якутии формируется вторичный максимум. Второй, Североамериканский сектор активного блокирования на 60° с. ш. приходится на западные районы Канады. По сравнению с Европейским сектором он характеризуется большей устойчивостью — его смещение на восток от зимы к лету незначительно. При этом наблюдается увеличение продолжительности блокирования, и летом ее значения достигают максимума по сравнению с другими сезонами, даже несколько превышая суммарную продолжительность блокирования в первом секторе. Во все другие сезоны активность блокирования в Североамериканском секторе существенно меньше, чем в Европе.

Согласно полученным оценкам, в некоторых районах рассматриваемого 10-градусного широтного пояса в период 1951–2006 гг. обнаруживаются существенные тренды суммарной продолжительности блокирования (TD). Для зимних сезонов это положительный тренд в районе активного антициклогенеза на западе Северной Америки (его вклад в суммарную дисперсию ряда D достигает 33%) и отрицательный тренд на востоке Северной Америки ($D = 23\%$). Летом наблюдается положительный тренд TD в южных районах Восточной Сибири ($D = 24\%$). В переходные сезоны областей с существенным трендом суммарной продолжительности блокирования не обнаружено. Можно отметить лишь положительный тренд TD для весенних сезонов в небольшой области вблизи вос-

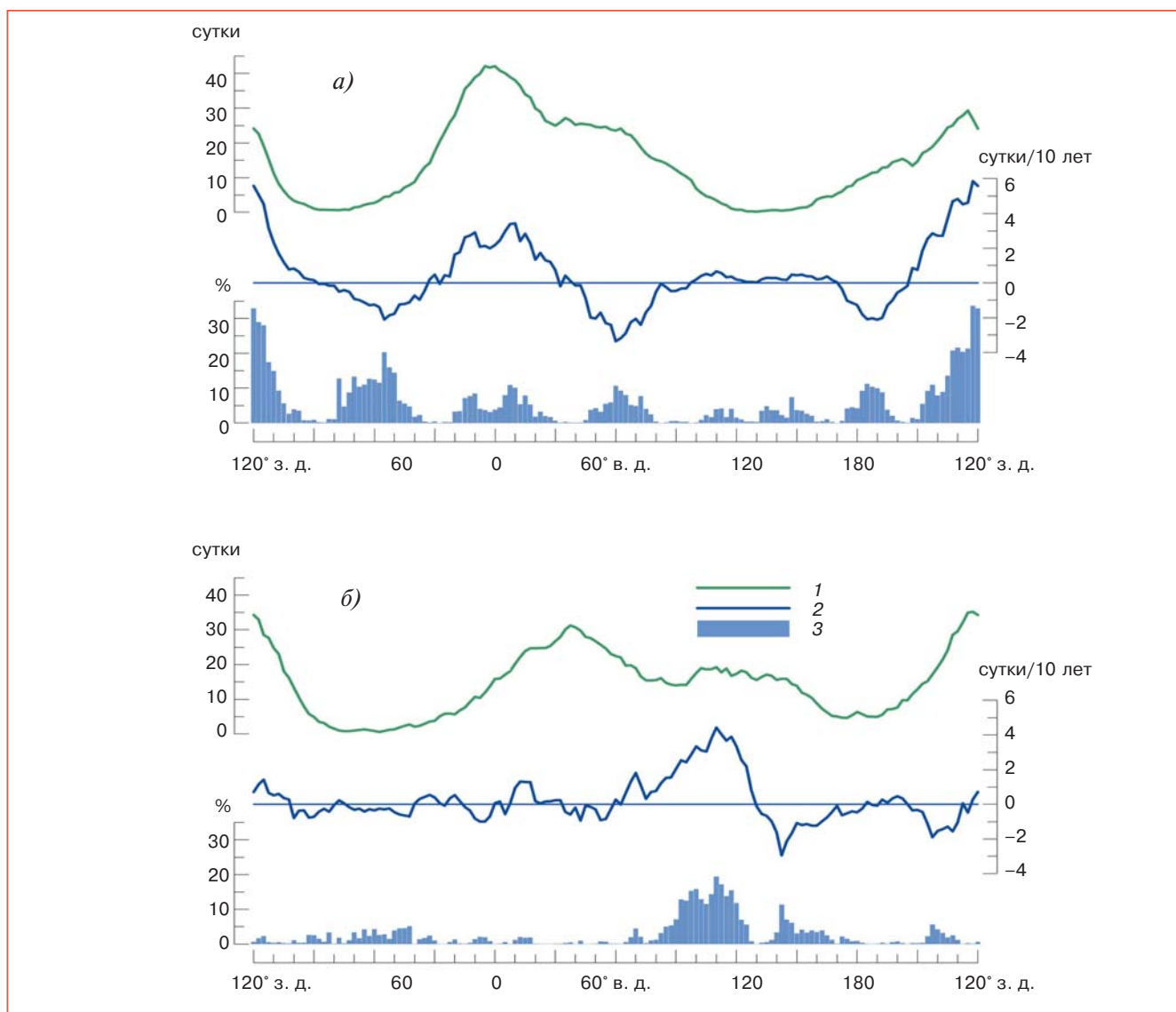


Рис. 3.30. Долготное распределение статистических характеристик сезонной продолжительности эпизодов блокирования вдоль широтного круга 60° с. ш. (1951–2006 гг.) для зимы (а) и лета (б): среднее многолетнее значение (1), коэффициент линейного тренда (2) и вклад линейного тренда в общую дисперсию ряда (3).

точного побережья Северной Америки, вклад которого в суммарную дисперсию ряда достигает 20%. Для осенних сезонов ни в одной из точек величина D не достигает 15%.

3.5.4. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата

Одну из возможностей исследования многолетних колебаний атмосферной циркуляции дает каталог форм атмосферной циркуляции Г. Я. Вангенгейма (Каталог..., 1962; Атлас Арктики, 1985), который многие десятилетия непрерывно продлевается в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте. Ряды повторяемо-

сти форм циркуляции Вангенгейма имеются с 1891 г. по настоящее время.

Все многообразие форм атмосферной циркуляции к северу от 30° с. ш. над районом от Гренландии до Енисея делится на три формы: западную W , восточную E и меридиональную C (Вангенгейм, 1935). Для макропроцессов формы циркуляции W характерна повышенная интенсивность зональных составляющих, ослабление сибирского максимума и углубление исландского и алеутского минимумов. Формируются отрицательные аномалии температуры воздуха в Арктике и положительные в умеренной зоне при низкоширотной разновидности формы W , а при высокоширотной разновидности формы W положительные аномалии

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

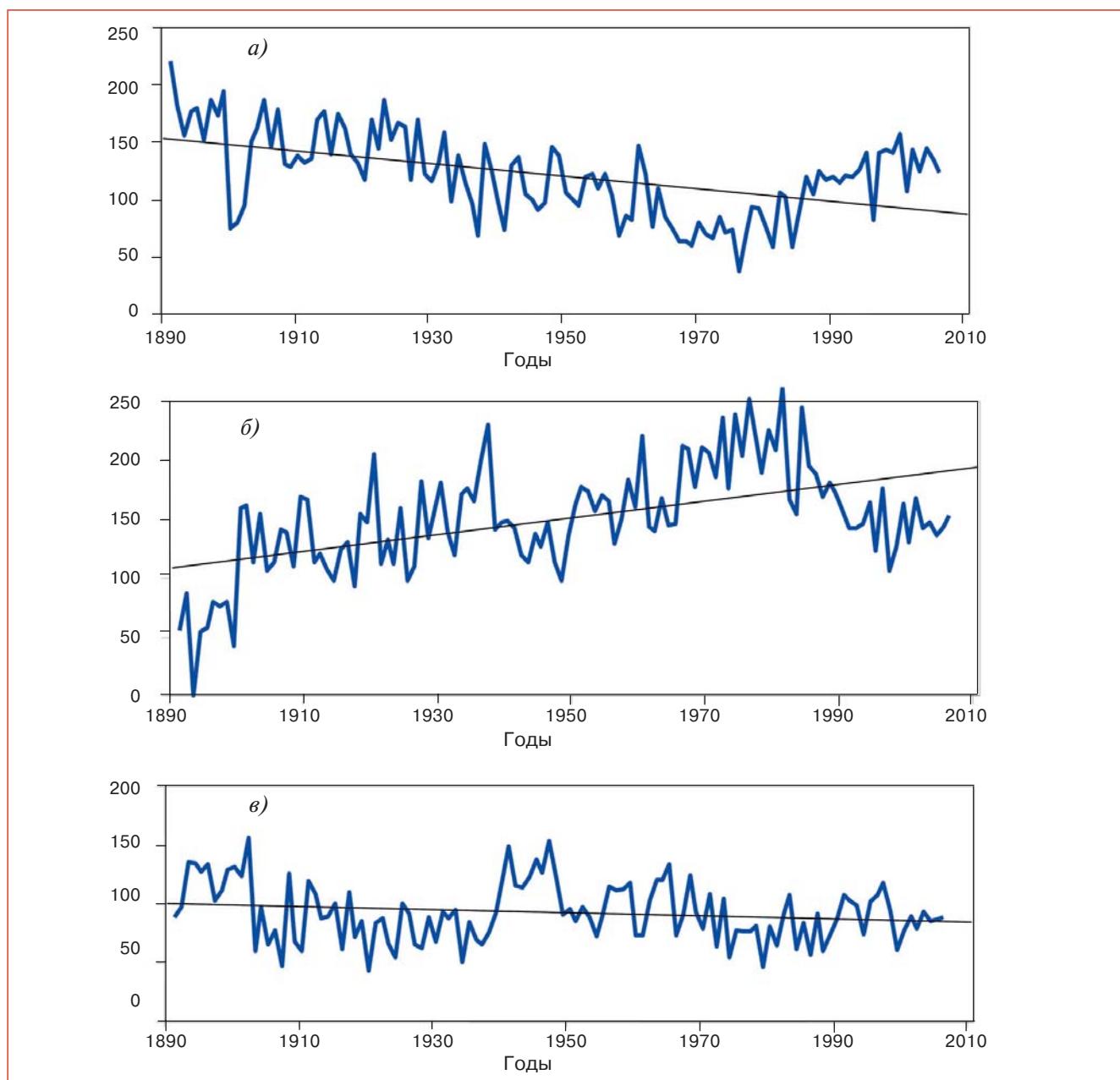


Рис. 3.31. Изменения во времени годовой частоты форм атмосферной циркуляции (*W* (а), *E* (б) и *C* (в)) за период 1891–2006 гг.

температуры воздуха охватывают также и арктические районы. Фон увлажнения повышен в умеренной зоне, к северу и югу от нее — дефицит осадков (Вангенгейм, 1952).

При макропроцессах восточной формы циркуляции *E* траектории наземных барических образований приобретают значительную меридиональную составляющую. Над континентом Евразии формируются отрицательные аномалии температуры воздуха, а в Западной Арктике — положительные. На юге Европы и в Западной Сибири отмечается дефицит осадков.

При меридиональной форме циркуляции *C* траектории барических образований имеют меридиональные составляющие, практически отсутствуют исландский и алеутский минимумы, даже зимой. Наибольшие отрицательные аномалии температуры воздуха формируются над Европейской территорией России, выделяется обширная область избытка осадков от Черного моря до Урала.

Анализ изменения частоты форм циркуляции в течение 116 лет показал, что годовая частота формы *W* уменьшалась от 153 до 90 суток/год в последние годы (Сидоренков, Свиренко, 1983).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Годовая частота формы *E*, напротив, увеличивалась от 111 до 191 суток/год (рис. 3.31).

Важным обстоятельством в контексте глобального потепления является изменение знака тренда всех типов с 1970-х годов. В период 1970–2006 гг. наблюдалось ярко выраженное увеличение повторяемости формы *W* и столь же существенное уменьшение повторяемости формы *E* (что вполне закономерно, поскольку повторяемость форм *W* и *E* тесно коррелирована). В то же время увеличилась частота формы *C*, хотя и не столь значительно на фоне долгопериодной изменчивости для этого типа (рис. 3.31).

Результаты, соответствующие 99%-ному уровню значимости параметров, показывают, что годовая частота всех форм циркуляции имеет статистически значимые тренды. Они свидетельствуют о постепенных изменениях атмосферной циркуляции (и зависящего от нее климатического режима) в Атлантико-Европейском секторе Северного полушария за последние 116 лет. Наибольшие тренды имеют место летом: повторяемость формы *E* увеличивается со скоростью 37, а *W* и *C* убывает со скоростью соответственно 25 и 12 суток/столетие. В вегетационный сезон тренды форм *E* и *W* хотя и велики, но немного меньше летних. Зато тренд формы *C* в это время максимален. Зимой тренды всех форм статистически незначимы. Отметим, что линейный тренд описывает лишь общие тенденции изменения повторяемости форм атмосферной циркуляции. Фактические их колебания носят намного более сложный характер.

В работе (Гирс, 1974) и последующих исследованиях выделено 6 циркуляционных эпох в зависимости от преобладающей формы циркуляции Вангенгейма (табл. 3.6). Последняя эпоха формы *W* началась в 1996 г. и продолжается до настоящего времени.

В основу другой типизации (Дзержевский и др., 1946), включающей 41 “элементарный циркуляционный механизм” (ЭЦМ), объединенные в 4 группы, положено соотношение зональной и меридиональной циркуляции в Северном полушарии. Календарь смены ЭЦМ ведется с 1899 г. по настоящее время. Временные ряды также демонстрируют наличие выраженных долгопериодных изменений повторяемости групп циркуляции, в том числе в последние десятилетия. В частности, показано, что многолетние изменения меридиональной северной группы циркуляции согласуются

с многолетним ходом формы *C* типов циркуляции Вангенгейма (Кононова, 1974).

3.5.5. Приземный ветер

Во второй половине XX века ветровой режим на территории России существенно изменился. Это касается прежде всего скорости ветра (Кобышева и др., 1983; Белокрылова, 1989; Голицын и др., 1990; Старков и др., 2000; Панин, Дзюба, 2003).

Оценкам этих изменений за 1936–2006 г. (Мещерская и др., 2004а, 2006; Баранова и др., 2007) предшествовал анализ исходных рядов на однородность. Нарушение однородности, но только при скоростях ветра более 14 м/с, произошло при замене флюгера на анеморумбометр в 60–70-х годах XX столетия. Это нарушение исключалось путем введения поправочных коэффициентов, разработанных ранее (МР, 1990). Таким образом, ряды скорости ветра и повторяемости градуированных ее значений можно считать однородными. Этот вывод не распространяется на повторяемость штилей. Анеморумбометр, вследствие большей чувствительности, фиксирует меньшее число штилей, чем флюгер. Количественные оценки степени неоднородности рядов штилей пока не получены.

За 1936–2006 гг. почти на всей территории России средняя годовая скорость ветра уменьшилась, особенно сильно на ЕТР, где коэффициенты линейных трендов скорости ветра составили преимущественно $-0,3...-0,6$ м/с за 10 лет (рис. 3.32а). Анализ изменений скорости ветра за период 1950–2000 гг. также обнаруживает уменьшение скорости ветра, но величина изменений меньше, чем за 1936–2006 гг.

Другое характерное изменение ветровых характеристик за указанный период представлено на рис. 3.32б. Наибольшие отрицательные значения коэффициентов линейных трендов числа штилей (-60 и более за 10 лет) приходятся на север Западной и Центральной Сибири и на Забайкалье. Резкое уменьшение повторяемости штилей в некоторых из этих районов (север Центральной и Восточной Сибири, Забайкалье) в сочетании с большой долей штилей в общем числе измерений приводит к росту, а не уменьшению среднегодовой скорости ветра (рис. 3.32а).

Одновременно с уменьшением скорости ветра на большинстве рассматриваемых станций произошло ее перераспределение по градациям (Ме-

Таблица 3.6. Циркуляционные эпохи, выделенные по преобладающим формам циркуляции Вангенгейма

Годы	1900–1928 гг.	1929–1939 гг.	1940–1948 гг.	1949–1971 гг.	1972–1995 гг.	1996–...
Эпоха	<i>W</i>	<i>E</i>	<i>C</i>	<i>E + C</i>	<i>E</i>	<i>W</i>

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

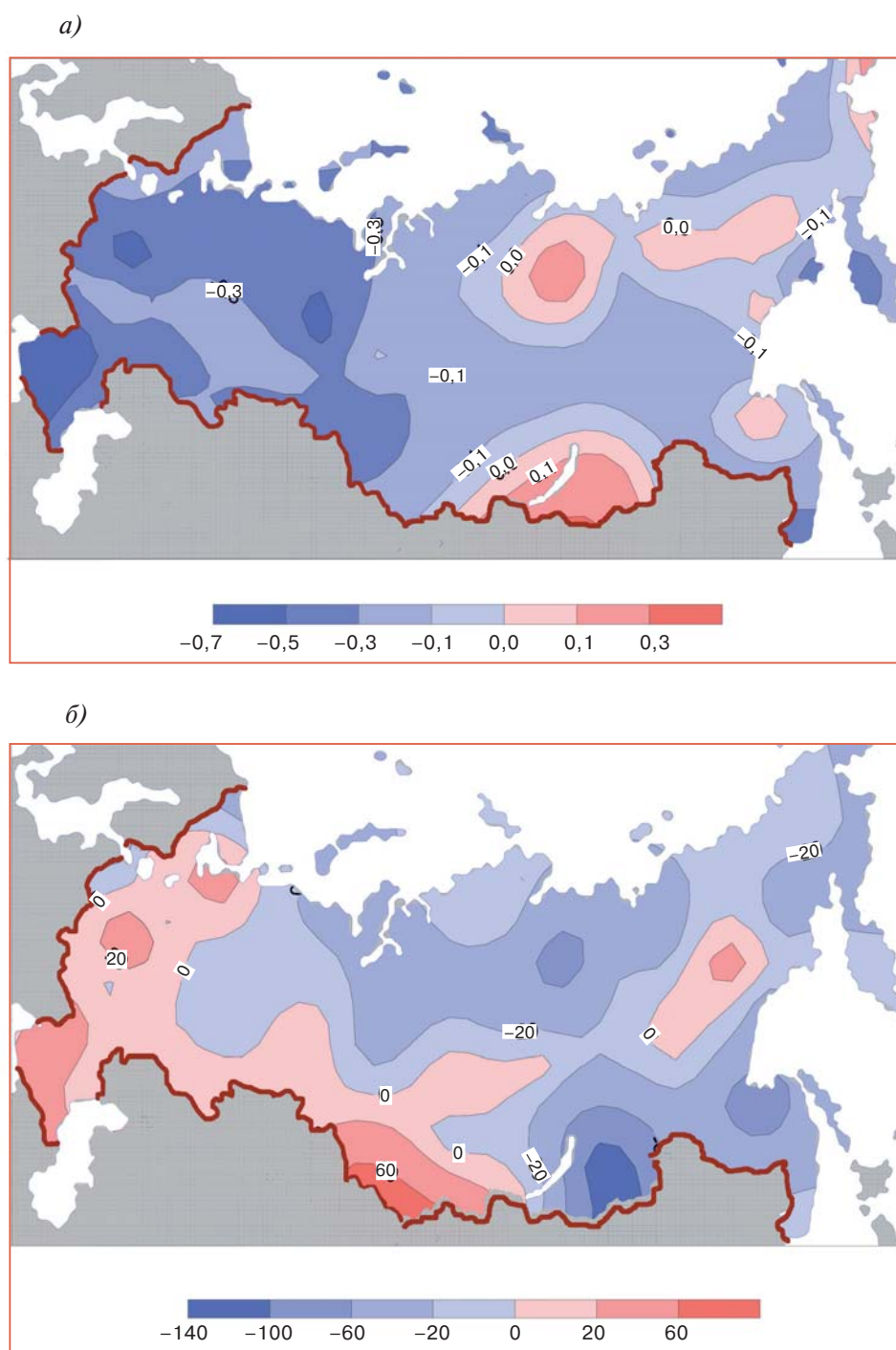


Рис. 3.32. Коэффициенты линейных трендов среднегодовой скорости ветра (а) и числа штилей (б) за 10 лет при четырехсрочных наблюдениях за период 1936–2006 гг.

шерская и др., 2006), что выявлено по рядам срочных наблюдений (Разуваев и др., 1995). Повторяемость небольшой скорости ветра (от 2 до 5 м/с) увеличилась практически на всей территории России, причем это увеличение статистически значимо на уровне 5% на подавляющем большинстве станций. Повторяемость скорости ветра от 6 до 9 м/с, наоборот, преимущественно умень-

шилась, особенно значительно во внутриматериковых областях. Но в прибрежных районах севера России и Дальнего Востока с сильными ветрами повторяемость этих скоростей еще увеличивается. Повторяемость скорости ветра 10–13 м/с и более, вплоть до экстремально сильных ветров, повсеместно уменьшается (по рядам данных до 2000 г.).

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Наибольшая повторяемость штормовых ветров в Арктике отмечается с ноября по март — в среднем по 16% общего числа наблюдений в месяц (Брызгин, Дементьев, 1996). На июль и август приходится всего по 1% штормов. Наибольшее число дней со штормовыми ветрами связано с ярко выраженным орографическим эффектом (Русская Гавань — 48; Певек — 26; Малые Кармакулы — 22; мыс Желания и Тикси — по 20; о. Врангеля — 18 суток в среднем за год). В многолетнем изменении числа дней со штормовыми ветрами за период 1966–1990 гг. наблюдалась тенденция к их уменьшению, наиболее отчетливо выраженная в западной части Арктики. Однако в последние годы вновь увеличилась повторяемость сильных и штормовых ветров, низкой температуры, гололедных отложений, сильных туманов, большого количества разовых осадков и др. Одна из причин уменьшения скорости ветра на территории России, вероятно, связана с изменением режима общей циркуляции атмосферы. В ряде работ (Бардин, 1995; Мещерская и др., 2001) и в разделе 3.5.2 показано, что в течение XX века увеличивалась повторяемость циклонов и уменьшалась повторяемость антициклонов, особенно в Атлантико-Европейском секторе Северного полушария. В атмосферной циркуляции над арктическими морями также прослеживается тенденция к увеличению продолжительности циклонической циркуляции в последние два десятилетия по сравнению с предшествующим периодом. Увеличение числа дней с циклонической циркуляцией должно привести к усилению скорости ветра

в связи с более частым прохождением атмосферных фронтов. Однако, как показано выше, скорость ветра на территории России не увеличилась, а преимущественно уменьшилась.

Есть еще одно изменение большого пространственного масштаба, связанное с циркуляцией, — это повсеместная тенденция к понижению атмосферного давления, что для Западной Сибири впервые показано в работе (Ипполитов и др., 2004).

На рис. 3.33 приведено изменение приземного давления на территории России, полученное путем расчета коэффициентов линейных трендов приземного давления зимой, умноженных на число лет за период 1946–2005 гг. (Баранова и др., 2007). Регион наибольшего понижения давления до 5 гПа и более охватывает северо-восток Европейской территории, бассейны Оби и Енисея, кроме их нижнего течения. Это сопровождается ослаблением зимнего сибирского антициклона.

Значительный отрицательный тренд давления на уровне моря ($-2,5$ гПа/10 лет) в центральных и южных районах Среднесибирского плоскогорья, в северных районах Монголии и Китая за период 1978–2001 гг. установлен также в работе (Panagiotopoulos et al., 2005). В то же время индекс арктического колебания, часто связываемый с потеплением в Арктике, после интенсивной положительной фазы 1989–1995 гг. в 6 из последних 9 лет (1996–2004 гг.) находился в отрицательной фазе.

Тенденция к уменьшению приземного давления во второй половине XX века, возможно, связана с ослаблением барических градиентов и мо-

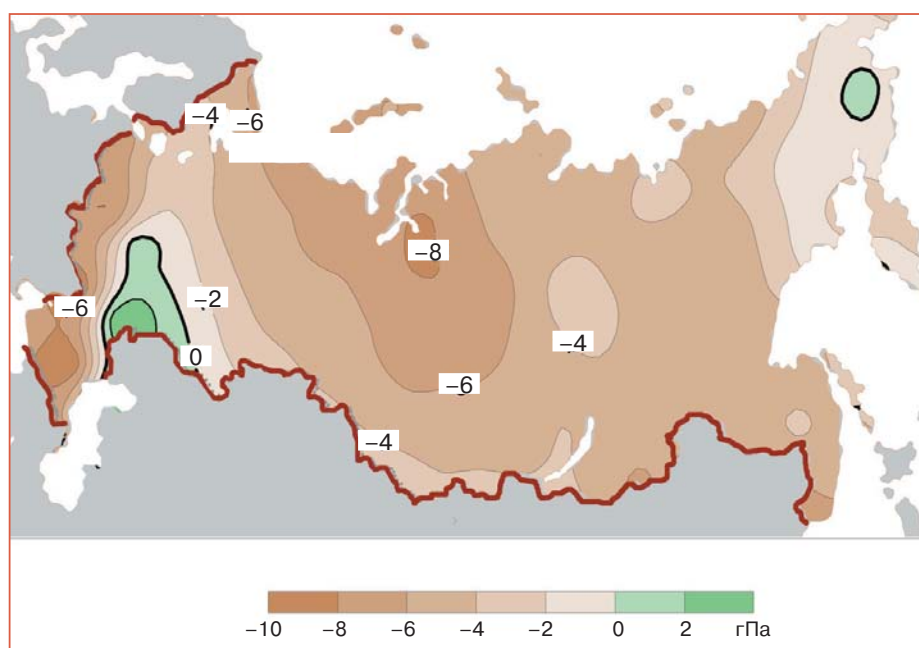


Рис. 3.33. Изменение приземного давления воздуха зимой на территории России за период 1946–2005 гг.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

жет быть одной из причин ослабления ветрового режима на территории России. Уменьшение скорости ветра на территории России иногда объясняют изменением во времени повторяемости западной *W* формы циркуляции Вангенгейма (Белокрылова, 1989). Однако уменьшение ее повторяемости, которое происходило с начала века, в конце 1970-х годов сменилось увеличением (рис. 3.31), при этом скорость ветра продолжала уменьшаться. Если уменьшение скорости ветра связано с изменением общей циркуляции атмосферы, то скорость ветра должна уменьшаться и на высотах, хотя бы на изобарической поверхности 850 гПа (~900 м). Но это не подтверждается результатами аэрологических наблюдений, по крайней мере на территории России севернее 60° с. ш. (Мещерская и др., 2006).

Вторая группа причин уменьшения скорости ветра связана с изменением методики наблюдений и сменой ветроизмерительных приборов. Особая роль принадлежит увеличению защищенности метеорологических площадок, которая увеличивается, особенно в последние 10-летия, вследствие застройки территорий вокруг площадок и роста деревьев. Влияние урбанизации и изменение ме-

тодик измерения скорости ветра, по-видимому, в большей степени, чем изменение циркуляции атмосферы, определяют уменьшение скорости приземного ветра на территории России.

3.6. Криосферные процессы

3.6.1. Снежный покров суши

Состояние снежного покрова — одна из важнейших характеристик регионального климата. По наблюдениям со спутников площадь снежного покрова в Северном полушарии за период 1973–1992 гг. сократилась примерно на 10% (Groisman et al., 1994). По другим источникам установлено, что за период с 1966 по 2005 г. средняя месячная площадь снежного покрова в Северном полушарии сокращалась на 1,3% за 10 лет*. Причем наиболее значительное сокращение наблюдалось с мая по август и практически отсутствовало в ноябре и декабре. Заметное сокращение площади снежного покрова также наблюдалось в этот период весной и в начале лета в некоторых регионах России (рис. 3.34).

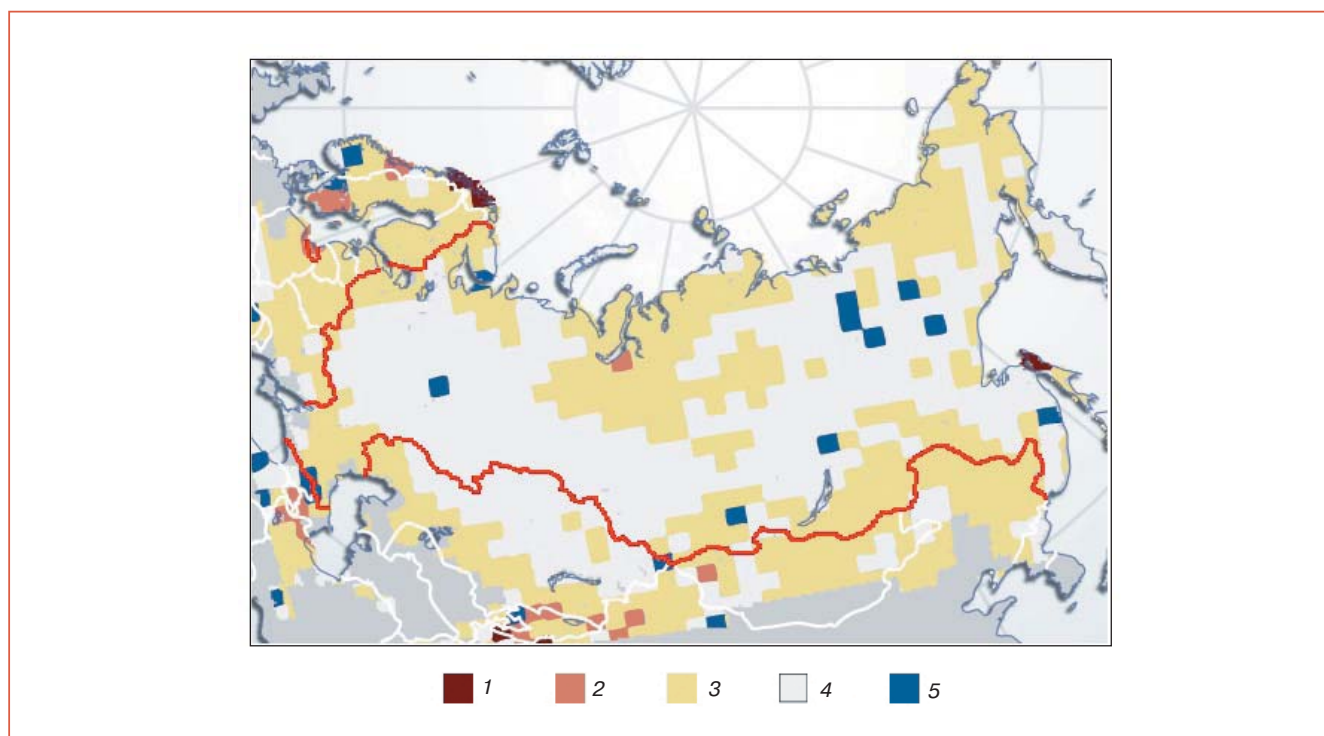


Рис. 3.34. Коэффициенты линейного тренда (сутки/год) продолжительности залегания снежного покрова в весенне-летний период (февраль – июль) по спутниковым данным из архива NOAA за 1970–2004 гг. Изменения, превышающие примерно ± 1 сутки/год, статистически значимы на 5%-ном уровне. Источник: <http://maps.grida.no/go/graphic/trends-in-spring-snow-cover-duration-for-the-northern-hemisphere-1970-2004>. 1) $-4...-2$; 2) $-2...-1$; 3) $-1...-0,25$; 4) $-0,25...0,25$; 5) $0,25-3,0$.

* См. на сайте http://www.unep.org/geo/ice_snow.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

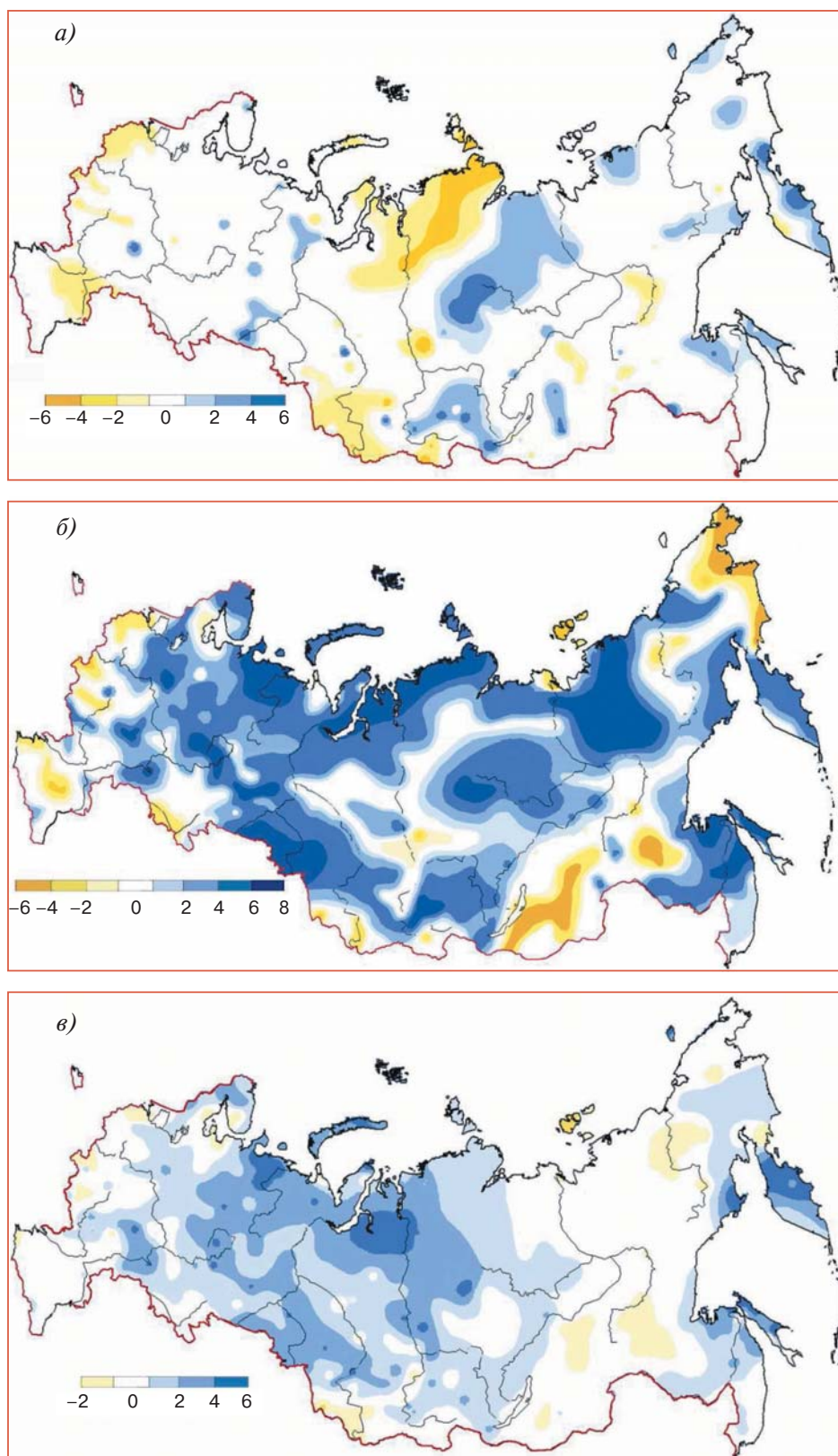


Рис. 3.35. Коэффициенты линейного тренда за период 1951–2006 гг.: продолжительности залегания снежного покрова с высотой, превышающей 1 см, с февраля по июнь (сутки/10 лет) (а); продолжительности залегания снежного покрова с высотой, превышающей 20 см, зимой (сутки/10 лет) (б); средней за зиму высоты снежного покрова (см/10 лет) (в). Площади, показанные белым цветом на территории России, соответствуют статистически незначимым коэффициентам линейного тренда при 10%-ном уровне значимости.

Программа наблюдений на метеорологических станциях России включает регулярные наблюдения за высотой снежного покрова по постоянным рейкам на станциях и проведение маршрутных снегомерных съемок. В ряде исследований оценивались тенденции изменения южной границы снежного покрова (Коньгин, 1990), продолжительности залегания снежного покрова (число дней со снежным покровом) и высоты снежного покрова (Мещерская и др., 1995; Радионов и др., 1996; Кренке и др., 2001; Groisman et al., 2006).

На рис. 3.35 показано распределение коэффициентов линейных трендов продолжительности залегания и высоты снежного покрова за 1951–2006 гг., полученное с использованием ежедневных наблюдений по постоянным рейкам на 450 станциях России (Rasuvayev and Bulygina, 2006). Выделяются районы как статистически значимого уменьшения (низовья Оби и Енисея, п-ов Таймыр, западные и южные районы ЕТР), так и увеличения (Северная Якутия, верховья р. Енисей, Камчатка) продолжительности залегания снежного покрова (рис. 3.35а). Однако преобладают области со статистически незначимыми линейными трендами указанной характеристики. В целом изменения продолжительности залегания снежного покрова на территории России в феврале – июне по наземным данным (рис. 3.35а) заметно отличаются от спутниковых наблюдений за эти же месяцы года (рис. 3.34) и это, по-видимому, обусловлено существенными различиями методов локальных и дистанционных наблюдений и их интерпретации.

На большей части территории России число дней с высотой снежного покрова более 20 см также увеличивалось, в некоторых регионах довольно значительно (рис. 3.35б). На всем Арктическом побережье — от Кольского полуострова до Таймыра — коэффициенты линейного тренда составляли 6–8 суток/10 лет. Такие же значения отмечались в восточных областях ЕТР, на юге Западной Сибири, в восточных районах Якутии, низовьях Амура и на Сахалине. Увеличение числа дней с высотой снежного покрова больше 10 и 20 см на территории России подтверждается ранее выполненными оценками за 1965–1995 гг. (Кренке и др., 2001). С другой стороны, число дней с высотой снежного покрова более 20 см уменьшилось в Забайкалье и Чукотском автономном округе на 4–6 суток/10 лет.

В рядах средней за зиму высоты снежного покрова (от даты образования до даты схода) за период 1951–2006 гг. преобладали положительные тренды (рис. 3.35в). В западных областях ЕТР, Забайкалье, южных районах Республики Якутия, а также в бассейне р. Колыма и на Чукотке наблю-

далась тенденция уменьшения высоты снежного покрова, но значения коэффициентов линейного тренда не превышали 2 см/10 лет.

Качественное (по знаку) сравнение пространственного распределения трендов средних за декабрь – февраль сумм осадков (рис. 3.16) и высоты снежного покрова (рис. 3.35б) на территории России зимой показывает, что указанные распределения в большинстве случаев плохо согласуются между собой. Отчасти это может быть вызвано тем, что сравнение производится для периодов разной длительности (1976–2006 гг. для осадков и 1951–2006 гг. для высоты снежного покрова). Причиной указанных различий, по-видимому, является и то обстоятельство, что высота снежного покрова зависит не только от общего количества осадков, но также от их фазового состояния, изменения температуры воздуха в холодный период (особенно повторяемости оттепелей), скорости ветра, защищенности метеоплощадок и рельефа местности.

С другой стороны, наблюдаемое увеличение средней за зиму высоты снежного покрова на большей части Западной и Восточной Сибири не противоречит наблюдаемому потеплению климата, поскольку в этих регионах России в течение всей зимы преобладают очень низкие значения температуры приземного воздуха. Так, например, аналогичная связь хорошо прослеживается при расчетах климата середины XXI в., когда потепление особенно выражено, и тем не менее происходит одновременное увеличение водного эквивалента снега в Сибири (см. раздел 7.6.1). Причиной этого оказывается увеличение влагоемкости тропосферы.

3.6.2. Многолетняя мерзлота и сезонное промерзание

Во второй половине и, главным образом, в последней четверти XX века на многих участках криолитозоны происходило увеличение температуры верхнего слоя многолетнемерзлых пород и в отдельных регионах отмечалось увеличение глубины сезонного протаивания (Анисимов и др., 1999; Дучков и др., 2000; Израэль и др., 2006; Павлов, 1997, 2001; Павлов и др., 2002; Ostercamp and Romanovsky, 1999; Sazonova et al., 2004).

Результаты обобщения данных наблюдений за температурой почвы на метеорологических станциях (начиная с 1930-х годов) и на геокриологических стационарах (31 пункт наблюдений) приведены в работе (Frauenfeld et al., 2004). В ней содержится подробное описание данных наблюдений за температурой почвы в слое 0–3,2 м. Начиная с 1956 г. ряды наблюдений более надежны. Статистически достоверное уменьшение глу-

бин сезонного промерзания составило 27 см в 1990 г. по сравнению с 1930 г. и 34 см за период 1956–1990 гг. Одновременно происходило увеличение осредненных по пунктам наблюдений значений глубины сезонного протаивания, которое оказалось особенно существенным после 1970-х годов.

Локальные наблюдения за глубиной протаивания в зоне многолетней мерзлоты показывают, что на севере Западной Сибири в зоне сплошной и прерывистой мерзлоты во второй половине XX века имело место слабое увеличение глубины сезонного протаивания. Наличие или отсутствие трендов глубины протаивания зависит от растительного покрова на участке наблюдения (Москаленко, 2006). Данные локальных наблюдений, которые проводятся в условиях достаточно однородного ландшафта, могут рассматриваться (с известными ограничениями) как репрезентативные для территорий большого масштаба. В некоторых районах Якутии либо не изменяется глубина протаивания, либо на отдельных площадках наблюдений происходит ее уменьшение.

За последние 30 лет температура многолетней мерзлоты на севере Западной Сибири увеличилась в среднем на 1,0°C, на европейском северо-востоке на 0,8–1,0°C, в то время как на северо-западе ЕТР заметных изменений температуры грунтов не произошло (Павлов и др., 2002; Павлов, Ананьева-Малкова, 2005).

Данные, приведенные в работе (Израэль и др., 2006), обобщают наблюдения за температурой воздуха и верхних слоев почвы на 22 пунктах. В большинстве случаев коэффициенты линейных трендов температуры оказываются положительными за период 1961–2003 гг. (табл. 3.7). Тренды среднегодовых значений температуры воздуха за указанный период составляют от 0,25 до 0,58°C за 10 лет, а тренды температуры верхнего слоя почвы меняются в пределах 0,1–0,68°C/10 лет.

В исследовании (Romanovsky et al., 2007) приведены пространственные распределения коэффициентов линейного тренда в районе Восточно-Сибирского разреза, полученные по данным почвен-

ных наблюдений за период 1956–1990 гг. и относящиеся к глубине 1,6 м. Показано, что максимальные изменения температуры на этой глубине произошли в южных областях центрального района Якутии, т. е. в субарктических районах.

Осредненные по регионам сезонного протаивания и сезонного промерзания данные наблюдений за температурой почвы на метеорологических станциях во второй половине XX века показывают увеличение глубины протаивания и уменьшение глубины промерзания. Наблюдения на геокриологических стационарах демонстрируют неоднозначные результаты в разных регионах. Пространственное распределение трендов температуры воздуха и на глубине 1,6 м не является однородным.

3.6.3. Морской лед в Арктике

Морские льды являются наиболее показательным индикатором изменений климата в морской части Арктики (Захаров, 1996; Алексеев и др., 2007; Alekseev et al., 2007). Реконструкции площади распространения морских льдов в приатлантической Арктике показывают их постепенное сокращение с конца XIX века (Vinje, 2001). На фоне отрицательного тренда выделяются стадии увеличения ледяного покрова в 1900–1918 гг. и 1938–1968 гг. и его сокращения в 1918–1938 гг. и с 1968 г. по настоящее время (Захаров, 2003). В указанной работе приводится оценка линейного тренда площади морского льда в Северном Ледовитом океане в XX веке, равная –55 тыс. км²/10 лет. При этом положительные тренды 1900–1918 гг. и 1939–1968 гг. составляют соответственно 169 и 25 тыс. км²/10 лет, а отрицательные тренды 1918–1939 гг. и 1968–1999 гг. соответственно –200 и –121 тыс. км²/10 лет.

Данные регулярных спутниковых наблюдений, которые начались в 1979 г., также показывают на существование устойчивого тренда сокращения площади арктического морского льда за последние примерно три десятка лет (Johannessen et al., 2004; Comiso, 2006; Stroeve et al., 2007).

Таблица 3.7. Коэффициенты линейных трендов среднегодовой температуры воздуха в приповерхностном слое атмосферы и почвы (°C/10 лет) на глубинах 80 и 160 см за период 1961–2003 гг.

Станция	На поверхности почвы	На глубине 80 см	На глубине 160 см
Ханты-Мансийск	0,42	0,20	0,30
Чита	0,58	0,11	0,12
Якутск	0,55	0,68	0,57
Верхоянск	0,40	0,18	0,10
Оймякон	0,36	0,45	0,32
Магадан	0,25	0,21	0,27

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

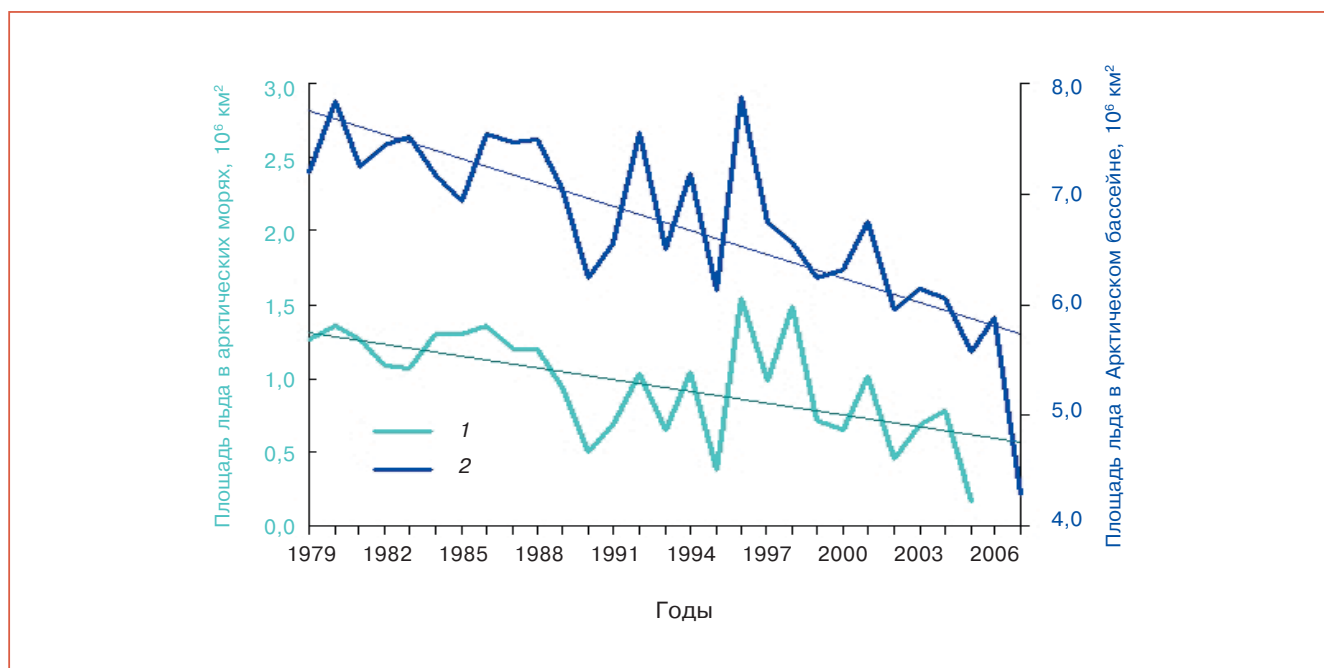


Рис. 3.36. Площадь морского льда в сибирских арктических морях (Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) по данным ААНИИ (1) и в Северном полушарии по данным NSIDC (2) в сентябре за период 1979–2007 гг.

Особенно значительное сокращение минимума площади морского льда, который обычно наблюдается в сентябре, отмечалось за последнее десятилетие. Так, линейный тренд этого сокращения в сентябре составил -72 тыс. $\text{км}^2/\text{год}$ за период 1979–2007 гг. (рис. 3.36). Среди последних лет особенно выделяется сентябрь 2007 г., когда был достигнут абсолютный минимум площади льда, равный 4,28 млн. км^2 (NSIDC, 2007). Наглядная картина изменения аномалий сплоченности льда в сентябре за период 2002–2006 гг. представлена на рис. 3.37. Наибольшее сокращение многолетнего льда отмечалось в Восточно-Сибирском, Чукотском морях и в море Бофорта (Belchansky et al., 2005).

Отрицательный линейный тренд площади морских льдов в российских арктических морях составляет -30 тыс. $\text{км}^2/\text{год}$ за период 1979–2007 гг. и проявляется на фоне ее значительных межгодовых колебаний. В первой половине XX века этот тренд был наиболее заметным в западных арктических морях, а во второй половине — в восточных морях.

Припайные льды, т.е. соединенные с берегом неподвижные льды, в конце зимы (конец апреля – начало мая) занимают около 29% площади арктических морей. За период наблюдений с 1979 г. изменения суммарной площади припая в арктических морях происходили в пределах 470–800 тыс. км^2 . Минимальная площадь припая

наблюдалась в мае 1995 г. В среднем за 1985–2004 гг. общая площадь припая по сравнению с 20-летним предыдущим периодом уменьшилась на 20 тыс. км^2 , что составляет 3% средней площади. В целом межгодовые колебания площади распространения припая и его толщины не показывают значимых трендов к уменьшению, особенно в восточном регионе Арктики (Фролов и др., 2007; Alekseev et al., 2007).

Наиболее интересной особенностью изменений климата в Арктике является достаточно быстрое (на 9–10%/10 лет) сокращение площади многолетнего льда за период спутниковых наблюдений (Stroeve et al., 2007; Comiso et al., 2008). Причем в последние годы этот тренд указывает на тенденцию к увеличению. В течение года, помимо многолетнего льда, значительную площадь Арктического бассейна занимает сезонный лед, максимальное распространение которого отмечается в марте. Данные наблюдений показывают, что общая площадь льда в Северном полушарии в марте также сокращается, но на меньшую величину (3%/10 лет). Хотя протяженность льда подвержена значительным межгодовым колебаниям, данные наблюдений за последние 5 лет показывают, что площадь многолетнего льда в сентябре составила 37–45% общей площади льда в марте и она продолжает уменьшаться с возрастающей скоростью. Более медленное сокращение зимнего максимума площади льда связано с тем, что зи-

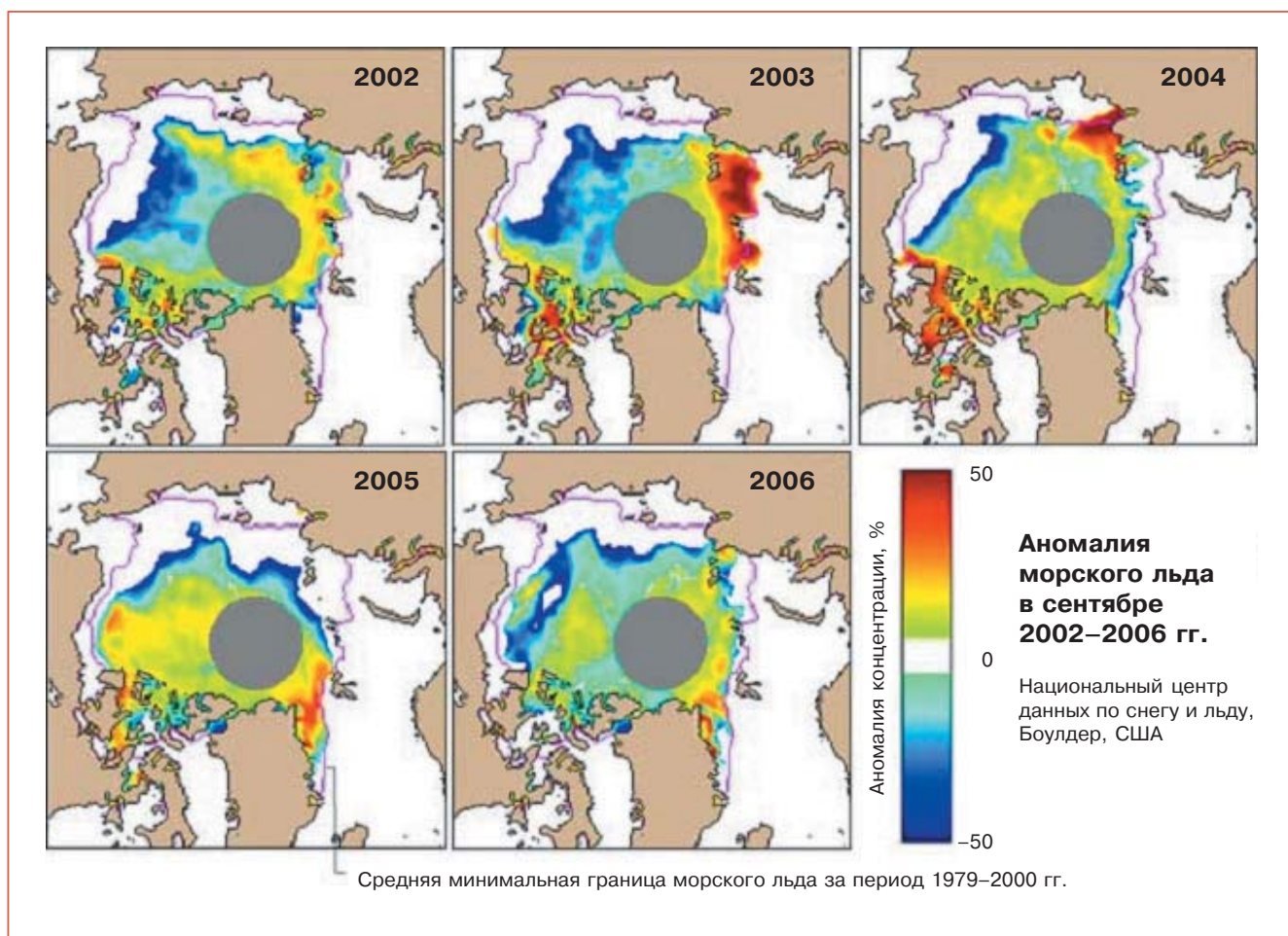


Рис. 3.37. Аномалии сплоченности льда в сентябре 2002–2006 гг. на минимуме протяженности. Используются скользящие средние значения за пять дней (Stroeve, 2005; NSIDC, 2007).

мой температура воздуха в Арктике остается достаточно низкой при наблюдаемом потеплении климата.

Значительно меньше данных имеется о толщине дрейфующих льдов. Анализ сведений о распределении льда в Арктическом бассейне, собранных подводными лодками США и Англии, показал уменьшение средней толщины льдов от 3,1 до 1,8 м за период с 1958–1976 по 1993–1999 гг. (Rothrock et al., 1999), а общий объем сократился почти на 32% (Yu Y. et al., 2004; NSIDC, 2006). С другой стороны, анализ данных измерений с подводных лодок за период 1986–1997 гг. показал, что толщина льда изменилась незначительно (Winsor, 2001).

Уменьшение толщины льда также подтверждается измерениями, выполненными с борта а/л “Арктика” во время рейса к Северному полюсу летом 1977 г. и с борта НЭС “Академик Федоров” во время высокоширотной экспедиции летом 2005 г. (рис. 3.38). Сравнение распределений тол-

щины ровных льдов, через которые прокладывали путь оба судна, показывает сдвиг повторяемости наблюдаемых толщин в 2005 г. в сторону меньших значений. Средневзвешенная по маршруту плавания толщина льдов в 2005 г. составила 132 см против 185 см в 1977 г.

3.7. Выводы

Данные наблюдений за температурой приземного воздуха показывают, что потепление климата обнаруживается в большинстве регионов Российской Федерации во второй половине XX века. Увеличение температуры в среднем по территории России за последние 100 лет в полтора-два раза превысило глобальное потепление. При этом по сравнению со столетним трендом в последние десятилетия скорость потепления на территории России увеличилась в несколько раз. Наибольшее потепление в это время наблюдалось на северо-

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

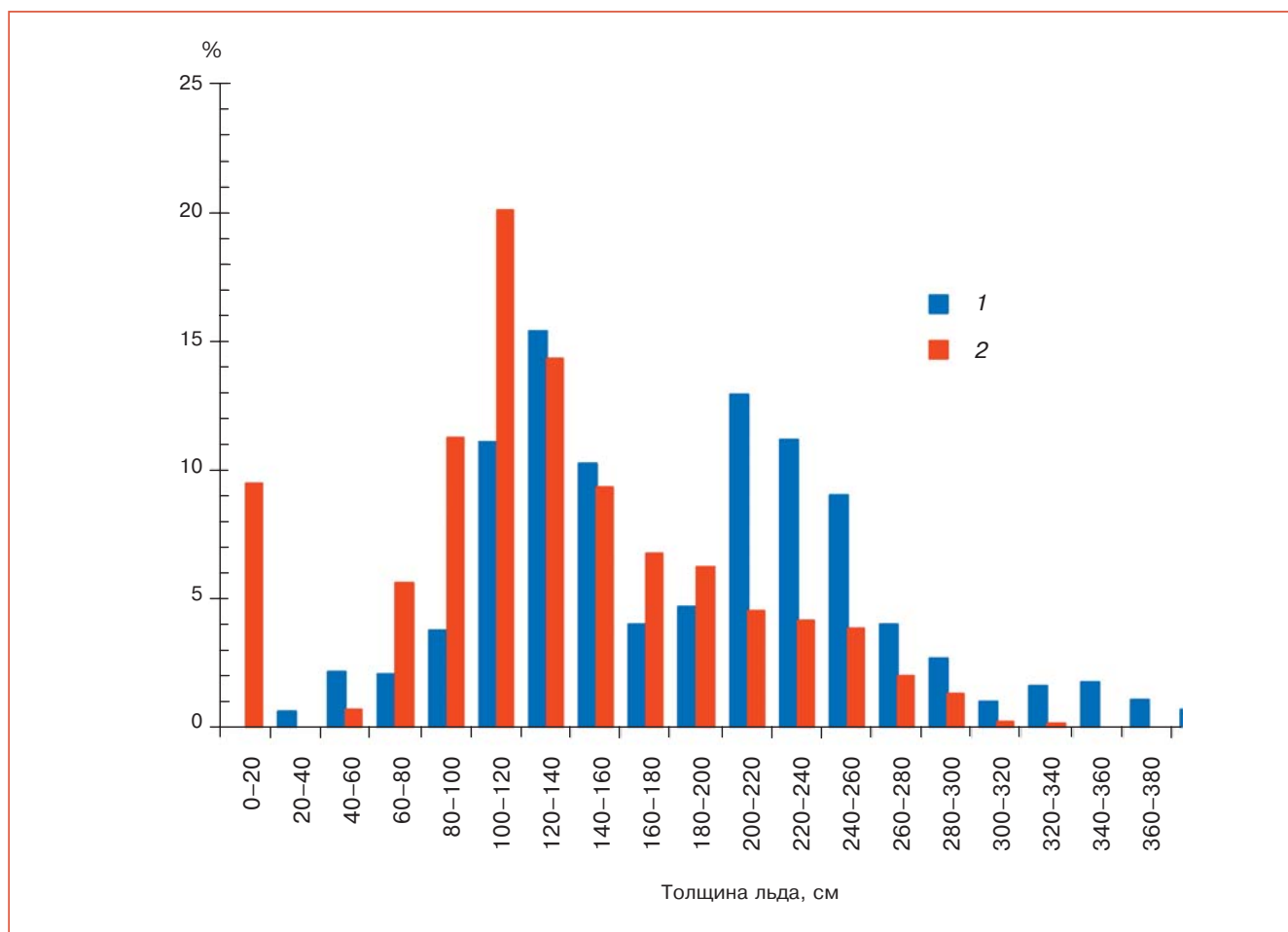


Рис. 3.38. Распределение повторяемости толщины ровного льда на пути плавания а/л “Арктика” в 1977 г. (1) и НЭС “Академик Федоров” в 2005 г. (2).

западе ЕТР, на юге Западной Сибири, на Северном Кавказе. Изменение температуры не было однозначным во все сезоны: так, зимой на Чукотке наблюдалось похолодание, а летом, наоборот, значительное потепление.

Столетние тренды средних годовых осадков незначительны и варьируют не только по величине, но и по знаку. В последние десятилетия отмечается некоторое увеличение годовых сумм осадков в целом по территории России, причем наибольшее в Западной и Центральной Сибири. Наиболее заметное увеличение количества осадков на территории России наблюдалось весной. При этом на северо-востоке России количество осадков убывало как летом, так и зимой.

Годовой сток большинства крупнейших рек России в последнее тридцатилетие в среднем был больше, чем в предшествующее время. Значительно увеличилась водность Волги, а также крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. Основной причиной увеличения стока рек зимой на

Европейской территории России, по-видимому, является повышение температуры воздуха и связанное с этим увеличение повторяемости зимних оттепелей. В Приморье и на Северном Кавказе увеличились частота высоких уровней воды при дождевых паводках, а также их значения. Увеличились также частота и мощность наводнений, обусловленных заторами льда на реках Восточной Сибири.

Продолжительность периода со снежным покровом на территории России во второй половине XX века преимущественно увеличивалась, за исключением западных областей Европейской территории России. Это происходило на фоне общей тенденции к сокращению площади снежного покрова в Северном полушарии.

В последней четверти XX века на многих участках криолитозоны происходило повышение температуры верхнего слоя многолетнемерзлых грунтов, а в отдельных регионах отмечалось увеличение глубины сезонного протаивания. В то же время наблюдения на геокриологических станци-

ях демонстрируют неоднозначные результаты в разных регионах России.

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 был достигнут в сентябре 2007 г.

В целом, несмотря на маскирующий эффект естественной изменчивости и в ряде регионов недостаточную обеспеченность данными, наблюдаемая картина изменений климата на территории России согласуется с глобальным потеплением, факт которого на сегодняшний день не вызывает сомнений.

3.8. Литература

- Алексеев Г. В. (ред.), 2004.** Формирование и динамика современного климата Арктики, СПб, Гидрометеиздат, 400 с.
- Алексеев Г. В., Захаров В. Ф., Иванов Н. Е., 2007.** Изменение современного климата Арктики, Труды ААНИИ, т. 447, с. 7–17.
- Анисимов О. А., Нельсон Ф. Э., Павлов А. В., 1999.** Прогнозируемые сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке, Криосфера Земли, № 4, с. 15–25.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., Лобанов В. А., 2003.** Современные изменения климата в области высоких широт Северного полушария, Метеорология и гидрология, № 1, с. 18–29.
- Атлас Арктики, 1985.** Раздел 7: Типы синоптических процессов и аномальные режимы погоды. М., Изд-во Главного управления геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 204 с.
- Байкова И. М., Ефимова Н. А., Строкина Л. А., 2002.** Современное изменение облачного покрова над территорией России, Метеорология и гидрология, № 9, с. 52–61.
- Баранова А. А., Голод М. П., Мешерская А. В., 2007.** Изменение градуированных скоростей ветра на территории России во второй половине XX века, Труды ГГО, вып. 556, с. 116–138.
- Бардин М. Ю., 1995.** Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария, Метеорология и гидрология, № 11, с. 24–37.
- Бардин М. Ю., 1996.** Определение режимов зимней циркуляции в умеренных широтах Северного полушария по данным H_{500} в ключевых районах, Метеорология и гидрология, № 5, с. 29–49.
- Бардин М. Ю., 2002.** Изменчивость температуры воздуха над западными территориями России и странами ближнего зарубежья в XX веке, Метеорология и гидрология, № 8, с. 5–23.
- Бардин М. Ю., Полонский А. Б., 2005.** Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 41, № 2, с. 147–157.
- Белокрылова Т. А., 1989.** Об изменении скоростей ветра на территории СССР, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 150, с. 38–47.
- 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., Ильин Б. М., 2006.** Об учете потерь на смачивание, испарение и конденсацию при измерении осадков осадкомером Третьякова, Метеорология и гидрология, № 7, с. 86–96.
- 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., 2003.** Опыт применения усовершенствованной методики корректировки суточных сумм осадков в различных климатических условиях, Труды ГГО, вып. 551, с. 23–50.
- Богданова Э. Г., Мешерская А. В., 1998.** Оценка влияния потерь на смачивание на однородность рядов годовых сумм осадков, Метеорология и гидрология, № 11, с. 88–98.
- Брызгин Н. Н., Дементьев А. А., 1996.** Опасные метеорологические явления в Российской Арктике, СПб, Гидрометеиздат, 156 с.
- Будыко М. И., Винников К. Я., 1976.** Глобальное потепление, Метеорология и гидрология, № 7, с. 16–26.
- Бульгина О. Н., Коршунова Н. Н., Кузнецова В. Н., Разуваев В. Н., Трофименко Л. Т., 2000а.** Анализ изменчивости климата на территории России в последние десятилетия, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 167, с. 3–15.
- Бульгина О. Н., Коршунова Н. Н., Разуваев В. Н., Шаймарданов М. З., Швец Н. В., 2000б.** Изменчивость экстремальных климатических явлений на территории России, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 167, с. 16–32.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

- Вангенгейм Г. Я., 1935.** Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата, М., Изд-во ЦУГМС, 112 с.
- Вангенгейм Г. Я., 1952.** Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики, Труды АНИИ, т. 34, 314 с.
- Винников К. Я., Гройсман П. Я., Лугина К. М., Голубев А. А., 1987.** Изменение средней температуры воздуха Северного полушария за 1841–1985 гг., Метеорология и гидрология, № 1, с. 45–55.
- Вительс Л. А., 1965.** Характеристики барико-циркуляционного режима Европейского естественного синоптического района в 1900–1964 гг., Л., Гидрометеиздат, 120 с.
- Георгиевский В. Ю., 2005.** Изменение стока рек России и водного баланса Каспийского моря под влиянием хозяйственной деятельности и глобального потепления, автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук, СПб, 39 с.
- Гирс А. А., 1974.** Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов, Л., Гидрометеиздат, 488 с.
- Голицын Г. С., Дзюба А. В., Осипов А. Г., Панин Г. Н., 1990.** Региональные изменения климата и их проявление в современном подъеме уровня Каспийского моря, Доклады АН СССР, т. 313, № 5, с. 1024–1027.
- Голубев В. С., 1969.** Изучение точности учета атмосферных осадков, Труды ГГИ, вып. 176.
- Голубев В. С., Коновалов Д. А., Богданова Э. Г., Ильин Б. М., 2000.** Полная модель корректировки осадкомерных данных: методика и алгоритм оценки систематических составляющих погрешностей, WMO, Instruments and Observing Methods, Report No. 74, WMO/TD-No. 128, pp. 136–139.
- Голубев В. С., Коновалов Д. А., Симоненко А. Ю., Товмач Ю. В., 1997.** Оценка погрешностей измерения осадков Валдайской контрольной системой, Метеорология и гидрология, № 7, с. 108–116.
- Груза Г. В., Абдумаликова Т., 1966.** Изменение климата и поле месячных аномалий температуры над Северным полушарием, Труды САНИГМИ, вып. 25(40), с. 83–90.
- Груза Г. В., Клещенко Л. К., Ранькова Э. Я., 1977.** Об изменениях температуры воздуха и осадков на территории СССР за период инструментальных наблюдений, Метеорология и гидрология, № 1, с. 13–25.
- 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., 1980.** Структура и изменчивость наблюдаемого климата. Температура воздуха Северного полушария, Л., Гидрометеиздат, 72 с.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 1989.** Мониторинг и вероятностный прогноз короткопериодных колебаний климата, в кн.: 60 лет Центру гидрометеорологических прогнозов, Л., Гидрометеиздат, с. 148–170.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003.** Колебания и изменения климата на территории России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 66–185.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2004.** Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата, Метеорология и гидрология, № 4, с. 50–66.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 1999.** О связи климатических аномалий на территории России с явлением 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.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Рочева Э. В., 2007.** Климатические изменения температуры воздуха на территории России по данным инструментальных наблюдений, Бюллетень “Использование и охрана природных ресурсов в России”, № 3.
- Груза Г. В., Рубинштейн К. Г., Бирман Б. А., Разваев В. Н., 1984.** Основные проблемы мониторинга (диагноза) климата, Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 20, № 11, с. 1017–1026.
- Дзержевский Б. Л., Курганская В. М., Витвицкая З. М., 1946.** Типизация циркуляционных механизмов в Северном полушарии и характеристика синоптических сезонов, Труды научно-исследовательских учреждений Главного управления гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР, сер. 2. Синоптическая метеорология, вып. 21, М., Л., Гидрометиздат, 80 с.
- Дучков А. В., Соколова Л. С., Павлов А. В., 2000.** Оценка современных изменений температуры

- воздуха и грунтов в Западной Сибири, Криосфера Земли, № 1, с. 51–58.
- Житорчук Ю. В., Стадник В. В., Шанина И. Н., 1994.** Исследование линейных трендов во временных рядах солнечной радиации, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 30, № 3, с. 389–391.
- Захаров В. Ф., 1996.** Морские льды в климатической системе, СПб, Гидрометеиздат, 213 с.
- Захаров В. Ф., 2003.** Изменения в распространении морских арктических льдов в XX веке, Метеорология и гидрология, № 5, с. 75–85.
- Израэль Ю. А., 1979.** Мониторинг климата и служба сбора климатических данных, необходимых для определения климатических изменений и колебаний. Мониторинг данных, связанных с климатом, в кн.: Всемирная конференция по климату. Расширенные тезисы докладов, представленных на конференцию ВМО, Женева, февраль 1979 г., публикация ВМО, с. 111–130.
- Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А., Мяч Л. Т., Шерстюков Б. Г., 2006.** Статистические оценки динамики изменения элементов климата в районах вечной мерзлоты на территории Российской Федерации, Метеорология и гидрология, № 5, с. 27–38.
- Ипполитов И. И., Кабанов М. В., Комаров А. И., Кусков А. И., 2004.** Современные природно-климатические изменения в Сибири: ход среднегодовых приземных температур и давления, География и природные ресурсы, № 3, с. 90–96.
- Каталог макросиноптических процессов по классификации Г. Я. Вангенгейма, 1891–1962 гг., 1962.** ААНИИ, Л., Гидрометеиздат.
- Кобышева Н. В., Степанская Г. А., Чмутава З. Е., 1983.** О точности расчета климатических характеристик ветра для научно-прикладного справочника по климату СССР, Труды ГГО, № 475, с. 55–60.
- Кононова Н. К., 1974.** Циркуляционные эпохи в различных секторах Северного полушария. Исследования генезиса климата, М., АН СССР, Институт географии, с. 68–83.
- Коныгин Е. А., 1990.** Изменчивость распространения сезонного снежного покрова на территории СССР, Труды Гидрометцентра СССР, вып. 304, с. 92–95.
- Кренке А. Н., Китаев Л. М., Турков Д. В., 2001.** Климатическая роль изменений снежного покрова в период потепления, Известия РАН, сер. геогр., № 4, июль – август, с. 44–52.
- 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.
- Мешерская А. В., Белянкина И. Г., Голод М. П., 1995.** Мониторинг толщины снежного покрова в основной зернопроизводящей зоне бывшего СССР за период инструментальных наблюдений, Известия РАН, серия геогр., № 4, с. 101–111.
- Мешерская А. В., Гетман И. Ф., Борисенко М. М., Шевкунова Э. И., 2004а.** Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке, Метеорология и гидрология, № 3, с. 83–97.
- Мешерская А. В., Еремин В. В., 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. 46–57.
- Мешерская А. В., Ильин Б. М., Богданова Э. Г., Голод М. П., Гетман И. Ф., Драгомилова И. В., 2004.** Анализ скорректированных рядов осадков на водосборе Волги и Урала за 1961–1990 гг., Метеорология и гидрология, № 7, с. 46–63.
- Мешерская А. В., Маргасова В. Г., Образцова М. З., Григор О. Ю., 2001.** Снижение антициклоничности и рост циклоничности на севере Евразии в связи с глобальным потеплением климата, Известия РАН, сер. геогр., № 6, с. 15–24.
- МП: Методическое письмо № 1 Управлениям Гидрометслужбы о порядке введения поправки на смачивание ведра осадкомера, 1967.** Л., ротاپринт ГГО, 10 с.
- МР: Методические рекомендации по определению расчетных скоростей ветра для оценки особых воздействий на конструкции зданий и сооружений атомных станций, 1990.** Л., ротапипринт ГГО, 45 с.
- МУ: Методические указания к IV части Справочника по климату СССР, раздел 2, Атмосферные осадки, 1964.** Л., ГГО, 25 с.
- МУ: Методические указания к IV части Справочника по климату СССР, раздел 2, Атмосферные осадки. Введение поправок на недоучет осадков осадкомером, 1966.** Л., ГГО, 18 с.
- Мирвис В. М., 1999.** Оценка изменений температуры воздуха на территории России за последнее столетие, в сб.: Современные исследования Главной геофизической обсерватории, СПб, Гидрометеиздат, т. 1, с. 220–235.
- 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.

3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

- Мирвис В. М., Гусева И. П., 2007.** Изменения в режиме оттепелей на территории России, Труды ГГО, вып. 556, с. 101–115.
- Москаленко Н. Г. (ред.), 2006.** Антропогенные изменения экосистем Западно-Сибирской газонной провинции, Институт криосферы Земли, СО РАН, 357 с.
- 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.
- Мохов И. И., 1993.** Диагностика и структура климатической системы, Л., Гидрометеиздат, 268 с.
- Нагурный А. П., 1995.** Многолетняя тенденция изменения толщины морского льда в Арктическом бассейне, Метеорология и гидрология, № 6, с. 80–83.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 1, Метеорологические наблюдения на станциях, 1969.** Л., Гидрометеиздат, 307 с.
- Павлов А. В., 1997.** Мерзлотно-климатический мониторинг России: методология, результаты наблюдений, прогноз, Криосфера Земли, № 1, с. 47–58.
- Павлов А. В., 2001.** Реакция криолитозоны на современные и ожидаемые в XXI веке климатические изменения, Разведка и охрана недр, № 5, с. 8–14.
- Павлов А. В., Ананьева Г. В., Дроздов Д. С., Москаленко Н. Г., Дубровин В. А., Какунов Н. Б., Минайлов Г. П., Скачков Б., Скрябин П. Н., 2002.** Мониторинг сезонно-талого слоя и температуры мерзлого грунта на севере России, Криосфера Земли, № 4, с. 30–39.
- Павлов А. В., Ананьева-Малкова Г. В., 2005.** Мелкомасштабное картографирование современных изменений температуры воздуха и мерзлых грунтов на севере России, в сб.: Материалы Третьей конференции геокриологов России, т. 2, М., Изд-во МГУ, с. 124–130.
- Панин Г. Н., Дзюба А. В., 2003.** Современные изменения вектора скорости ветра и интенсивности испарения с поверхности Каспийского моря, Водные ресурсы, т. 30, № 2, с. 98–207.
- Пивоварова З. И., 1977.** Радиационные характеристики климата на территории СССР, Л., Гидрометеиздат.
- 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.
- Плахина И. Н., Махоткина Е. Л., Панкратова И. В., 2007.** Вариации аэрозольной оптической толщины атмосферы на территории России в 1976–2003 гг., Метеорология и гидрология, № 2, с. 19–29.
- Попова В. В., 2004.** Структура многолетних колебаний высоты снежного покрова в Северной Евразии, Метеорология и гидрология, № 8, с. 78–88.
- Разуваев В. Н., Апасова Е. Г., Мартуганов Р. А., 1995.** Шести- и трехчасовые метеорологические наблюдения по данным 223 станций СССР, Труды ВНИИГМИ-МЦД, 69 с.
- Радионов В. Ф., Брызгин Н. Н., Александров Е. И., 1996.** Снежный покров в Арктическом бассейне, Л., Гидрометеиздат, 124 с.
- Ранькова Э. Я., Груза Г. В., 1998.** Индикаторы изменений климата России, Метеорология и гидрология, № 1, с. 5–18.
- Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г., 1966.** Современное изменение климата, Л., Гидрометеиздат, 268 с.
- Сидоренков Н. С., Свиренко П. И., 1983.** К вопросу о многолетних колебаниях атмосферной циркуляции, Метеорология и гидрология, № 11, с. 20–26.
- Старков А. Н., Ландберг Л., Безруких П. П., Борисенко М. М., 2000.** Атлас ветров России, М., Можайск-Терра, 560 с.
- Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007.** Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа, СПб, Наука, 135 с.
- Хлебникова Е. И., Стадник В. В., 2002.** Климатические изменения характеристик солнечной радиации и облачности по данным наземных наблюдений на территории России, Тезисы докладов научной конференции государств СНГ, т. 3, СПб, Гидрометеиздат, с. 16–18.
- Хлебникова Е. И., Салль И. А., 2008.** Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России, Метеорология и гидрология (в печати).
- Хлебникова Е. И. и др., 2007.** Информативность данных сетевых актинометрических наблюдений и возможности их использования в системе мониторинга атмосферы, Тезисы Всероссийской конференции “Развитие системы мониторинга состава атмосферы”, М., ИФА РАН.
- Чеботарев А. И., 1978.** Гидрологический словарь, Л., Гидрометеиздат, 308 с.
- Шакирзянов Р. Н., Разуваев В. Н., 2000.** Изменения в методиках наблюдений за состоянием снежного покрова на территории Российской Федерации, Труды ВНИИГМИ-МЦД, вып. 167, с. 41–51.

- Швер Ц. А., 1976.** Атмосферные осадки на территории СССР, Л., Гидрометеиздат, 302 с.
- Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., 2007.** Изменение стока рек России при глобальном потеплении климата, Труды VI Всероссийского гидрологического съезда. Секция 3 “Водный баланс, ресурсы поверхностных и подземных вод, гидрологические последствия хозяйственной деятельности и изменений климата; уязвимость и адаптация социально-экономической сферы”, М., Метеоагентство Росгидромета, с. 159–163.
- Abakumova G. M. et al., 1996.** Evaluation of long-term changes in radiation, cloudiness, and surface temperature on the territory of the former Soviet Union, *J. Climate*, vol. 9, pp. 1319–1327.
- Alekseev G. V., Kuzmina S. I., Nagurhy A. P., and 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: *Advances in Global Change Research*, vol. 33, Brunnimann S. et al. (eds.), 350 p.
- Alpert P. et al., 2005.** Global dimming or local dimming? Effect of urbanization on sunlight availability, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L17802, doi:10.1029/2005GL023320.
- Belchansky G. I. et al., 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.
- CCI: Climate Change Indices Website:** http://cccma.seos.uvic.ca/ETCCDMI/list_27_indices.html.
- Comiso J. C., 2006.** Abrupt decline in the Arctic winter sea ice cover, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L18504, doi:10.1029/2006GL027341.
- Comiso J. C., Parkinson C. L., Gersten R., and Stock L., 2008.** Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 35, L1707, doi:10.1029/2007GL031972.
- Corti S., Molteni F., and Palmer T. N., 1999.** Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature*, vol. 398, pp. 799–802.
- Dai A. et al., 2006.** Recent trends in cloudiness over the United States: A tale of monitoring inadequacies, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 87, pp. 597–606.
- Dickson R. R. et al., 2000.** The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation, *J. Climate*, vol. 13, pp. 2671–2696.
- Forster P. et al., 2007.** Changes in atmospheric constituents and radiative forcing, Ch. 2, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Frauenfeld O. W., Zhang T., Barry R. G., and Gilichinsky D., 2004.** Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D05101, doi:10.1029/2003JD004245.
- Frich P. L., Alexander V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Tank Klein, and Peterson T., 2002.** Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Climate Res.*, vol. 19, pp. 193–212.
- Georgievsky V. Yu., Ezhov A. V., and Shalygin A. L., 1998.** Studying the effects of climate variability on hydrological cycle elements by the water-balance station data, *Proc. of the Second Int. Conf. on Climate and Water*, vol. 3, Espoo, Finland, 17–20 August, pp. 1623–1631.
- Georgievsky V. Yu., Zhuravin S. A., and Ezhov A. V., 1995.** Assessment of trends in hydrometeorological situation on the Great Russian Plain under the effect of climate variations, *Proc. of Amer. Geophys. Union, 15th Annual Hydrology*, pp. 47–58.
- Gilgen H., Wild M., and Ohmura A., 1998.** Means and trends of shortwave irradiance at the surface estimated from global energy balance archive data, *J. Climate*, vol. 11, pp. 2042–2061.
- Groisman P. Ya., Koknaeva V. V., Belokrylova T. A., and Karl T. R., 1991.** Overcoming biases of precipitation measurement. A history of the USSR experience, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 72, No. 11, pp. 1725–1733.
- Groisman P. Ya., Tomas R. K., and Knight R. W., 1994.** Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures, *Science*, vol. 263, No. 14, January.
- Groisman P. Ya. and Rankova E. Ya., 2001.** Precipitation trends over the Russian permafrost-free zone: Removing the artifact of pre-processing, *Int. J. Climatology*, June.
- Groisman P. Ya., Sun B., Vose R. S., Lawrimore J. H., Whitfield P. H., Furland E., Hanssen-Bauer J., Serreze M. C., Razuvaev V. N., and Alekseev G. V., 2003.** Contemporary climate changes in high latitudes of the Northern Hemisphere: Daily time resolution. Preprints, 14th Symp. on Global Change and Climate Variations, Long Beach, CA, Amer. Meteorol. Soc., CD-ROM, 4.8.
- Groisman P. Ya. et al., 2004.** Contemporary changes of the hydrological cycle over the contiguous United States: Trends derived from in situ observations, *J. Hydrometeorol.*, vol. 5, pp. 64–85.
- Groisman P. Ya., Knight R. W., Razuvaev V. N., Bulygina O. N., and Karl T. R., 2006.** State of ground: *Climatology and changes during the past*

- 69 years over northern Eurasia for a rarely used measure of snow cover and frozen land, *J. Climate*, vol. 1, October, pp. 4933–4953.
- Gruza G., Rankova E., Razuvaev V., and Bulygina O., 1999.** Indicators of climate change for the Russian Federation, *Climate Change*, vol. 42, pp. 219–242.
- Hasselmann K., 1999.** Linear and nonlinear signatures, *Nature*, vol. 398, pp. 755–756.
- Henderson-Sellers A., 1992.** Continental cloudiness changes this century, *GeoJournal*, vol. 27, pp. 255–262.
- Hurrell J. W. and H. van Loon, 1997.** Decadal variations associated with the North Atlantic Oscillation, *Climatic Change*, vol. 36, pp. 301–326.
- Hurrell J. W. et al., 2003.** An overview of the North Atlantic Oscillation, in: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*, Hurrell J. W. et al. (eds.), *Geophys. Monogr.*, vol. 134, Amer. Geophys. Union, Washington, DC, pp. 1–35.
- Johannessen O. M., Bengtsson L., Miles M. W., Kuzmina S. I., Semenov V. A., Alekseev G. V., Nagurny A. P., Zakharov V. F., Bobylev L. P., Pettersson L. H., Hasselmann K., and Cattle H. P., 2004.** Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea ice variability, *Tellus*, vol. 56A(4), pp. 328–341.
- Kalnay E. et al., 1996.** The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 77, pp. 437–484.
- Liepert B. G., 2002.** Observed reductions of surface solar radiation at sites in the United States and worldwide from 1961 to 1990, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, No. 1421, doi:10.1029/2002GL014910.
- Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M., and Francis R. C., 1997.** A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 78, pp. 1069–1079.
- Mantua N. and Hare S. J., 2002.** The Pacific decadal oscillation, *J. Oceanogr.*, vol. 58, pp. 35–44.
- NSIDC News, October 2006.** Arctic Sea Ice Shrinks as Temperature Rise, <http://nsidc.org>.
- NSIDC News, 1 October 2007.** Arctic Sea Ice Shatters All Previous Record Lows, Press release.
- Osterkamp T. E. and Romanovsky V. E., 1999.** Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska, *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 10, pp. 17–37.
- Panagiotopoulos F., Shahgedanova M., Abdalwahev Hannachi, and Stephenson B., 2005.** Observed trends and teleconnections of the Siberian high. A recently declining center of action, *J. Climate*, vol. 18, pp. 1411–1422.
- Peterson B. L., Holmes R. M., McClelland, Vorosmarty C. J., Lammers R. B., Shiklomanov A. I., Shiklomanov I. A., and Rahmstorf S., 2002.** Increasing river discharge to the Arctic Ocean, *Science*, December, vol. 1–3.
- Plaut G., Ghil M., and Vautard R., 1995.** Interannual and interdecadal variability in 335 years of Central England temperatures, *Science*, vol. 268, pp. 710–713.
- Razuvaev V. N., Apasova E. G., Martuganov R. A., Stuerer P., and Vose R., 1993.** Daily Temperature and Precipitation Data for 223 USSR Stations, ORNL/CDIAC, Numerical Data Package-40, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
- Razuvaev V. N. and Bulygina O. N., 2006.** Variations in snow characteristics over the Russian territory in recent decades, in: *Proc. of 1st Asia CliC Symposium*, 20–22 April, Yokohama, Japan, pp. 35–38.
- Romanovsky V. E., Sazonova T. S., Balobaev V. T., Shender N. I., and Sergeev D. O., 2007.** Past and recent changes in air and permafrost temperatures in eastern Siberia, *Global and Planetary Change*, vol. 56, pp. 399–413.
- Rossov W. B. and Duecas E. N., 2004.** The International Satellite Cloud Climatology Project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 85, pp. 167–172.
- Rothrock D. A., Yu Y., and Maykut G. A., 1999.** Thinning of the Arctic Sea ice cover, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 26, No. 23, pp. 3469–3472.
- Sazonova T. S., Romanovsky V. E., Walsh J. E., and Sergeev D. O., 2004.** Permafrost dynamics in the 20th and 21st centuries along the east Siberian transect, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D01108, doi:10.1029/2003JD003680.
- Stanhill G. and Cohen S., 2001.** Global dimming, a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with a discussion of its probable causes and possible agricultural consequences, *Agric. For. Meteorol.*, vol. 107, pp. 255–278.
- Stroeve J. C., Serreze M. C., Fetterer F., Arbetter T., Meier W., Maslanik J., and Knowles K., 2005.** Tracking the Arctic's shrinking ice cover: Another extreme September minimum in 2004, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L04501.
- Stroeve J. C., Holland M. M., Meier W., Scambos T., and Serreze M., 2007.** Arctic sea ice decline: Faster than forecast, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Sun B. M., 2003.** Cloudiness over the contiguous United States: Contemporary changes observed using ground-based and ISCCP D2 data, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, doi:10.1029/2002GL015887.
- Sun B. M. and Groisman P. Ya., 2000.** Cloudiness variations over the former Soviet Union, *Int. J. Climatol.*, vol. 20, pp. 1097–1111.
- Sun B. M., Groisman P. Ya., and Mokhov I. I., 2001.** Recent changes in cloud-type frequency and

- inferred increases in convection over the United States and the former USSR, *J. Climate*, vol. 14, pp. 1864–1880.
- Takizawa T. and Morison J., 2001.** Summer observations by JAMSTEC's new drifting buoy (J-CAD), *Ice and Climate News*, No. 1, pp. 10–11.
- Trenberth K. E. and Hurrell J. W., 1994.** Decadal atmosphere–ocean variations in the Pacific, *Climate Dynamics*, vol. 9, pp. 303–319.
- Trenberth K. E., Jones P. D., Ambenje P., Bojariu R., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J. A., Rusticucci M., Soden B., and Zhai P., 2007.** Observations: Surface and atmospheric 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Vinje T., 2001.** Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic seas during the period 1864–1998, *J. Climate*, vol. 14, No. 3, pp. 255–267.
- Vose R. S. et al., 1992.** The Global Historical Climatology Network: Long-Term Monthly Temperature, Precipitation, Sea Level Pressure, and Station Pressure Data, ORNL/CDIAC-53, NDP-041, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, 325 p.
- Wallace J. M. and Gutzler D. S., 1981.** Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 109, pp. 784–812.
- Wild M. A. et al., 2005.** From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface, *Science*, vol. 308, pp. 847–850.
- Winsor P., 2001.** Arctic sea ice thickness remained constant during the 1990s, *Geophys. Res. Lett.*, No. 6, pp. 1039–1041.
- Yu Y., Maykut G. A., Rothrock D. A., et al., 2004.** Changes in the thickness distribution of Arctic Sea ice between 1958–1970 and 1993–1997, *J. Geophys. Res.*, vol. 109, C08004.

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА КЛИМАТ

Ведущие авторы: И. Л. Кароль, А. И. Решетников

Авторы: Е. Л. Махоткина, Н. Н. Парамонова, О. М. Покровский

Рецензент: А. С. Гинзбург

4.1. Парниковые газы атмосферы

К парниковым газам (ПГ) относятся такие составляющие атмосферы естественного и антропогенного происхождения, которые поглощают и излучают радиацию в том же инфракрасном диапазоне, что и поверхность земли, атмосфера и облака. Основными парниковыми газами являются: диоксид углерода (CO_2), метан (CH_4), закись азота (N_2O), тропосферный озон (O_3) и водяной пар (H_2O). Существует также ряд других парниковых газов чисто антропогенного происхождения, такие как галогенуглероды, подпадающие под действие Монреальского протокола (МП, 1988).

Земля непрерывно получает энергию от Солнца, равную 342 Вт/м^2 . Наибольшая доля ее приходится на видимую и ближнюю инфракрасную области спектра (диапазон $0,4\text{--}2,0 \text{ мкм}$). Около 58% (198 Вт/м^2) солнечной радиации достигает поверхности земли; из них 49% (168 Вт/м^2) поглощается континентами и океанами и лишь 8% (30 Вт/м^2) отражается в мировое пространство. Примерно 22% (77 Вт/м^2) радиации рассеивается молекулами воздуха, аэрозолями и облачностью и также отражается в мировое пространство. Остальные 20% солнечной радиации (67 Вт/м^2) поглощаются атмосферой и облаками. Таким образом, всего в мировое пространство отражается 30% солнечной радиации.

Чтобы сбалансировать поглощенную системой атмосфера — земная поверхность солнечную радиацию, такое же ее количество (235 Вт/м^2) в виде инфракрасного потока должно излучаться обратно в мировое пространство (диапазон излучения $4,0\text{--}100 \text{ мкм}$). В результате у поверхности земли устанавливается глобальная равновесная температура воздуха, равная примерно 14°C .

Земная атмосфера состоит из смеси хорошо перемешанных газов, основные из которых азот (N_2) с объемной концентрацией 78% , кислород (O_2) — $20,8\%$, аргон (Ar) — $0,9\%$, диоксид углерода (CO_2) — $0,038\%$. Остальные атмосферные газы имеют объемные концентрации не более $2 \cdot 10^{-3}\%$. Их принято называть малыми газовыми примесями атмосферы (CH_4 , CO, N_2O , O_3 и др.). Концентрация водяного пара в отличие от других газов в большей степени зависит от температуры воздуха и может изменяться по объему от $0,2\%$ в Арктике до $2,6\%$ в тропической зоне. Практически все атмосферные газы обладают колебательными полосами поглощения в инфракрасной области спектра. Если полосы поглощения атмосферных газов имеют достаточную интенсивность и расположены в тепловой области спектра электромагнитного излучения, где сосредоточена основная часть излучения земной поверхности, то, поглощая излучение от земной поверхности, они создают тем самым парниковый эффект.

Под парниковым эффектом понимается поглощение атмосферой теплового излучения поверхности земли и переизлучение части этого поглощения обратно к земной поверхности, препятствуя тем самым потере потока этого излучения в мировое пространство. С увеличением содержания парниковых газов в атмосфере количество поглощенной ими тепловой радиации и, следовательно, переизлучаемой в направлении земной поверхности увеличивается, что, в свою очередь, приводит к повышению температуры воздуха у поверхности земли.

Наличие в атмосфере Земли парниковых газов естественного происхождения (CO_2 , H_2O , CH_4 , N_2O и O_3) обеспечивало существование парникового эффекта и в доиндустриальный период. Если бы эти газы полностью отсутствовали в атмосфере

ре, то средняя за год глобальная температура воздуха у поверхности земли была бы равной примерно -19°C . Это означает, что существование живых организмов и биосферы было бы невозможно на большей части земного шара.

Основной причиной резкого изменения газового состава атмосферы явилась интенсификация хозяйственной деятельности человека — увеличение потребления энергии в результате сжигания ископаемого топлива и выброса в атмосферу продуктов этого сжигания, расширение производств, связанных с потреблением ископаемого топлива (черная и цветная металлургия, производство цемента), интенсификация лесопользования и расширение сельскохозяйственного производства. Хозяйственная деятельность также приводит к сокращению площади лесов, нарушению естественной поверхности почвы, что способствует ослаблению роли естественных стоков парниковых газов, которые ранее частично нейтрализовывали дополнительную эмиссию парниковых газов в атмосферу.

Однажды попав в атмосферу, парниковый газ может оставаться в ней очень длительное время, способствуя тем самым дальнейшему потеплению климата. Время жизни газов в атмосфере определяется рядом факторов, таких как скорость их усвоения океаном, растительным покровом, почвой, химическим взаимодействием с другими газовыми составляющими атмосферы или диссоциацией под действием солнечного излучения. Под временем жизни газа в атмосфере понимается период, в течение которого концентрация однажды эмитированного в атмосферу парникового газа может уменьшиться в “*e*” раз. Долгоживущие в атмосфере газы (CO_2 , CH_4 , N_2O) являются химически устойчивыми и существуют от десятилетий до столетия и более. Так, например, исследования показывают, что после попадания CO_2 в атмосферу потребуется примерно 30 лет, чтобы только 30% этого газа было выведено из атмосферы в результате естественных процессов; еще 30% может быть удалено за несколько столетий и, наконец, 20% может оставаться в ней в течение многих тысяч лет (Forster et al., 2007). Вместе с тем среднее время жизни CO_2 принимается равным 100 лет. Что касается других газов, то время их жизни изменяется в довольно широких пределах: CH_4 — 12 лет, N_2O — 120 лет, других малых газовых составляющих в диапазоне от 10 до 50 000 лет. Поскольку указанные газы существуют длительное время в атмосфере, они хорошо перемешиваются и поэтому их глобальная концентрация может определяться с высокой степенью точности по данным нескольких станций. Ниже даются краткие сведения об основных свойствах парниковых газов.

Диоксид углерода (CO_2) является наиболее важным по влиянию на климат парниковым газом.

Как показали измерения концентрации CO_2 в пузырьках воздуха в датированных ядрах Антарктиды и Гренландии, до начала индустриализации (примерно середина XVII века) его средняя глобальная концентрация в атмосфере составляла 280 ± 10 млн⁻¹ и в течение последних 10 000 лет изменялась в пределах от 260 до 280 млн⁻¹. Эти изменения были обусловлены естественными причинами. В докладе МГЭИК (Forster et al., 2007) отмечается беспрецедентное по скорости увеличение концентрации CO_2 в атмосфере за последние 250 лет. После 1750 г. концентрация CO_2 увеличилась на 35% и в 2005 г. составила 379 млн⁻¹ (рис. 4.1а).

Увеличение концентрации CO_2 было вызвано антропогенной эмиссией. Согласно оценкам МГЭИК, примерно 57% антропогенной эмиссии CO_2 остается в атмосфере, 30% поглощается океаном, а остальная часть усваивается биосферой (Forster et al., 2007). За последние 10 лет увеличение средней глобальной концентрации CO_2 было значительным и составило 1,9 млн⁻¹/год.

Временной ход концентрации CO_2 на российской станции Териберка (рис. 4.2) показывает, что средний за 17 лет тренд CO_2 составил 1,7 млн⁻¹ в год при значительных сезонных колебаниях 15–20 млн⁻¹.

Средняя годовая эмиссия ископаемого углерода в виде CO_2 увеличилась от $5,4 \pm 0,3$ млрд. т в 1980–1989 гг. до $6,4 \pm 0,4$ млрд. т в 1990–1999 гг. и до $7,2 \pm 0,3$ млрд. т в период 2000–2005 гг. Эмиссия, связанная с изменением землепользования, составила в 1990-х годах 0,5–2,7 млрд. т. В результате увеличения концентрации CO_2 за последние 250 лет на 100 млн⁻¹ в атмосфере накопилось 212 млрд. т углерода (или 780 млрд. т диоксида углерода). В доиндустриальный период природная среда обеспечивала баланс между объемами естественной эмиссии CO_2 в атмосферу и его стоками в океан и биосферу. В связи с увеличением антропогенной нагрузки на природную среду она уже оказалась не в состоянии компенсировать это возрастающее воздействие. Поэтому газовый состав атмосферы будет меняться в результате увеличения концентрации указанных ПГ, по крайней мере, в течение первой половины XXI века.

При потеплении климата возникает ряд положительных обратных связей в углеродном цикле. Так, например, с повышением температуры поверхности океана уменьшается растворимость CO_2 в океане и тем самым уменьшается его сток из атмосферы. Более того, увеличение положительного вертикального градиента температуры в океане будет способствовать уменьшению вертикального обмена воды и дальнейшему повышению температуры у его поверхности.

Метан (CH_4) является вторым по значимости после CO_2 парниковым газом. Его концентрация увеличилась с 715 млрд⁻¹ в доиндустриальный пе-

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

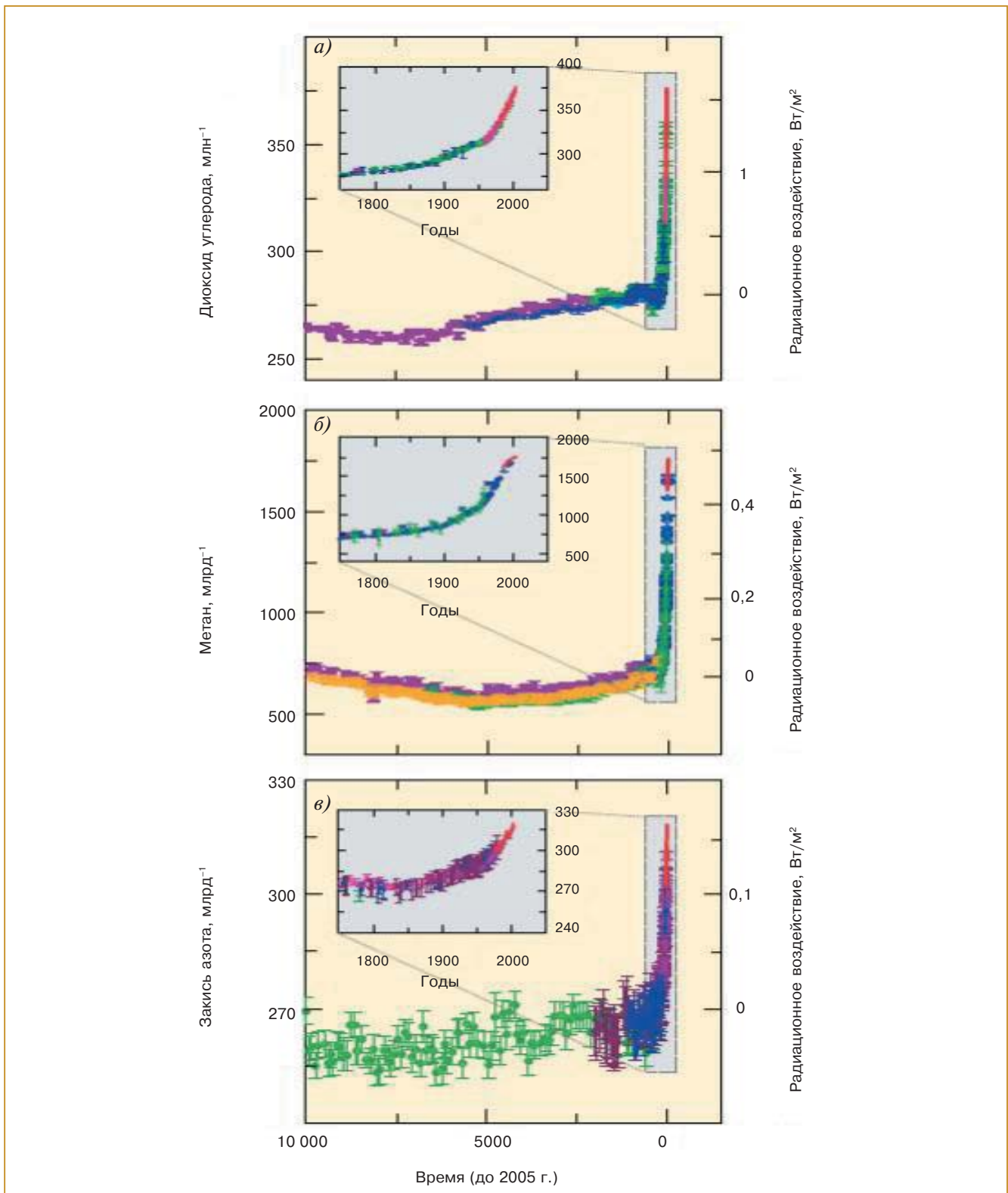


Рис. 4.1. Временной ход концентрации диоксида углерода (а), метана (б) и закиси азота (в) в атмосфере за последние 10 000 лет (крупная панель) и начиная с 1750 г (вставка). Результаты измерений в ледовых отложениях (символы разного цвета и конфигурации) указаны по результатам разных исследователей (IPCC, 2007) и измерений в атмосфере (красная кривая). Шкала оценок соответствующих измеренным концентрациям радиационных воздействий приведена на больших панелях с правой стороны.

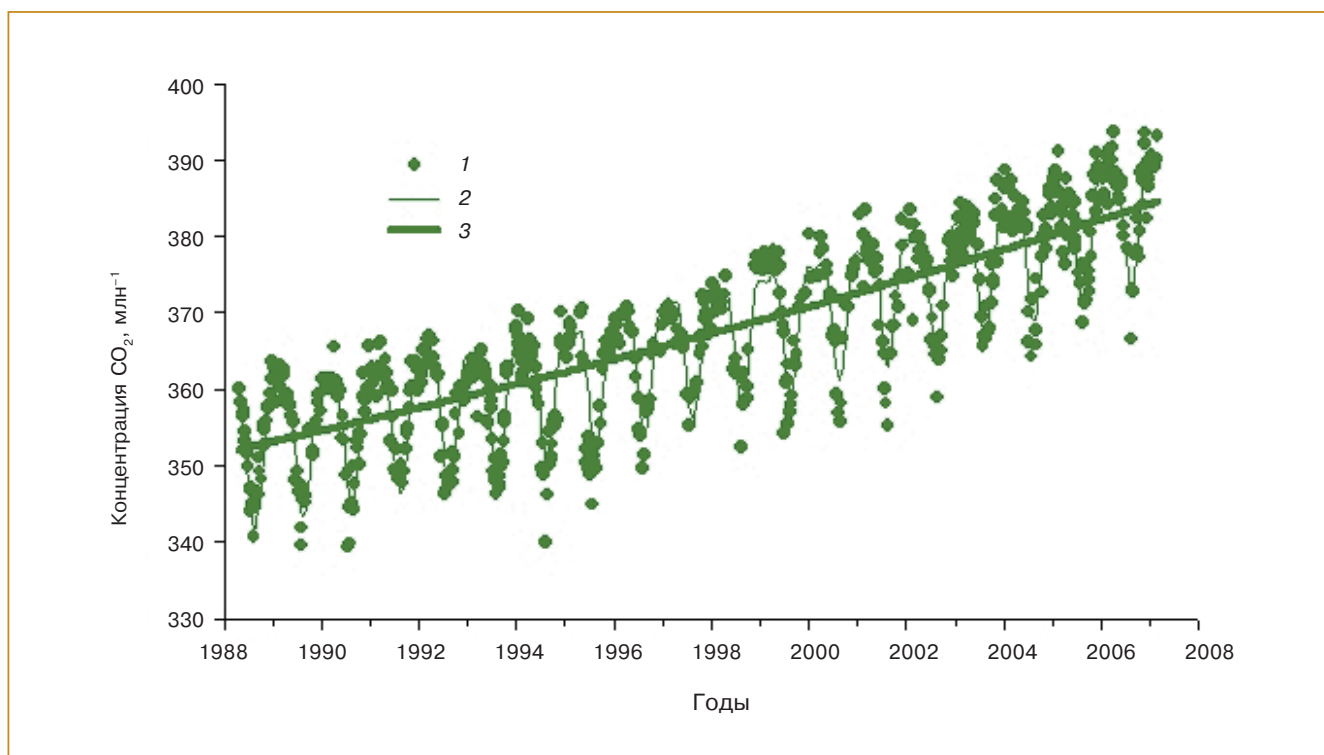


Рис. 4.2. Временной ход концентрации CO₂ в атмосфере на станции Териберка за период наблюдений с 1988 г. (Парамонова и др., 2001). 1 — измерения, 2 — сглаженный ход, 3 — многолетний тренд CO₂.

риод до 1774 млрд⁻¹ в 2005 г., т. е. в 2,5 раза. Концентрация метана в атмосфере за последние 10 тыс. лет медленно увеличивалась с 580 до 730 млрд⁻¹ и за последние 250 лет увеличилась на 1000 млрд⁻¹ (рис. 4.1б). В конце 1970-х и начале 1980-х годов скорость увеличения концентрации метана в атмосфере была максимальной и составляла около 1% в год. Однако с начала 1990-х годов она значительно уменьшилась, и за период 1999–2005 гг. увеличение его концентрации фактически прекратилось. Несмотря на замедление увеличения концентрации метана за последние 15 лет, наблюдается его значительная межгодовая изменчивость, причины которой недостаточно ясны.

Измерения концентрации метана на станции Териберка показывают, что его концентрация также была подвержена значительным межгодовым колебаниям при положительном линейном тренде 0,9 млрд⁻¹ в год за последние 10 лет (рис. 4.3). Аналогичные колебания концентрации CH₄ наблюдаются и на других станциях, расположенных в том же широтном поясе. При этом все три станции дают одинаковые тренды увеличения концентрации метана.

Закись азота (N₂O). Концентрация N₂O в 2005 г. составила 319 млрд⁻¹ и увеличилась на 18% по сравнению с доиндустриальным периодом (270 млрд⁻¹). Это увеличение было примерно ли-

нейным (рис. 4.1в) и составило 0,8 млрд⁻¹/год за последние несколько десятков лет. Данные ледниковых кернов показывают, что за последние 10 тыс. лет концентрация N₂O от естественных источников изменилась менее чем на 3%. В настоящее время примерно 40% N₂O, поступающего в атмосферу, обусловлено хозяйственной деятельностью (удобрения, животноводство, химическая промышленность), однако существует большая неопределенность в оценках эмиссии как от антропогенных, так и природных источников.

N₂O принадлежит важная роль в химии атмосферы, ибо этот газ является источником двуокиси азота NO₂, разрушающей стратосферный озон. В тропосфере NO₂ способствует образованию озона и в значительной степени определяет химический баланс. Оценки показывают, что большая часть эмиссии закиси азота отмечается в тропиках — 52–68% выброса NO₂ по сравнению с 32–48% в средних и высоких широтах обоих полушарий. Причем эмиссия закиси азота океаном южных широт составляет 0,9 млн. т/год, или 5% общей эмиссии N₂O, которая оценивается в 18 млн. т/год (Nevison et al., 2005).

Тропосферный озон (O₃). Являясь парниковым газом, тропосферный озон оказывает как прямое влияние на климат через поглощение длинноволновой радиации Земли и коротковолновой радиа-

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

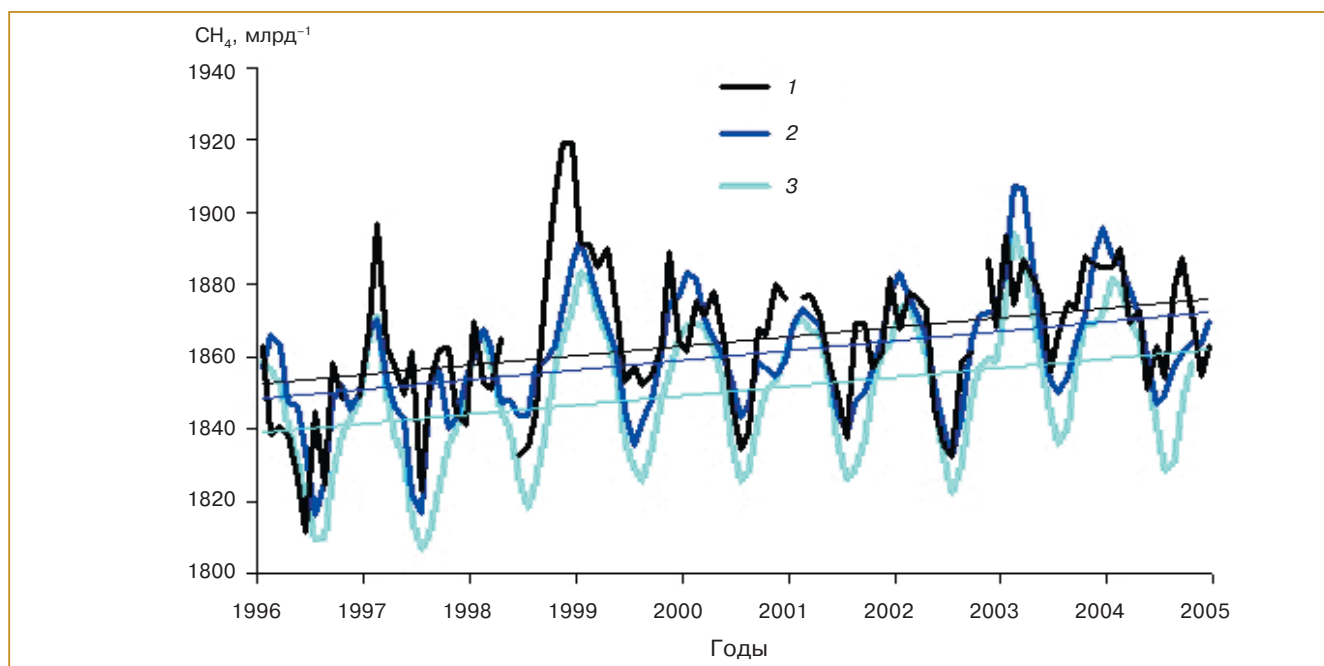


Рис. 4.3. Временной ход концентрации метана на станции Териберка (1) за период 1996–2005 гг. (Парамонова и др., 2001). Для сравнения приводятся изменения концентрации CH₄ на станциях Барроу (США) (2) и Алерт (Канада) (3). Прямые — линейные тренды.

ции Солнца, так и косвенное через химические реакции, которые изменяют концентрации других парниковых газов, например, метана (тропосферный озон необходим для образования важного окислителя парниковых газов — радикала ОН). Увеличение концентрации тропосферного озона с середины XVIII века является третьим по величине положительным радиационным воздействием на атмосферу Земли после диоксида углерода и метана (Forster et al., 2007). Основной причиной увеличения концентрации тропосферного озона является рост антропогенной эмиссии предшественников озона — химических соединений, необходимых для формирования озона, — главным образом углеводородов и окислов азота. В целом содержание озона в тропосфере определяется процессами его образования и разрушения в ходе фотохимических реакций с участием предшественников озона, имеющих как естественное, так и антропогенное происхождение, а также процессами переноса озона из стратосферы (где его содержание значительно больше) и поглощением озона поверхностью земли. Время жизни тропосферного озона составляет до нескольких месяцев, что значительно меньше, чем у других парниковых газов (CO₂, N₂O, CH₄). Концентрация тропосферного озона значительно изменяется во времени, по пространству и высоте, и ее мониторинг является значительно более сложной задачей, чем мониторинг долгоживущих хорошо перемешанных в атмосфере парниковых газов.

В течение XXI века из-за увеличения антропогенной эмиссии предшественников озона в результате развития мировой экономики и роста населения (особенно в Юго-Восточной Азии, Центральной и Южной Америке, Африке) влияние тропосферного озона на климатическую систему будет оставаться значительным.

Газы техногенного происхождения. К газам техногенного происхождения относятся галогенизированные газы метанового и этанового рядов, а также гексафторид серы SF₆, в основном техногенного происхождения, отличающиеся очень большим временем жизни и высоким парниковым потенциалом, что, несмотря на их малые концентрации в атмосфере, приводит к достаточно большому суммарному вкладу в парниковый эффект и позволяет им занять третье место по их значимости после диоксида углерода и метана. Большинство из них стали продуктом выбросов в атмосферу только в XX веке, поскольку использовались в качестве хладагентов в холодильниках, аэрозольных распылителях в качестве растворителей, а также при производстве пластмасс. Все эти газы в своем составе содержат от одного до нескольких атомов галогенов (обычно это атомы хлора или фтора, или обоих элементов). Из-за высокой химической активности атома хлора (образующегося при фотодиссоциации молекул CFC1 в стратосфере под действием коротковолнового солнечного излучения) по отношению к озону промышленное производство этих газов было ограничено или зап-

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

Таблица 4.1. Концентрации парниковых газов техногенного происхождения (млрд⁻¹) в тропосфере в 2004 г. и их изменения с 1998 г. (Forster et al., 2007)

Химическое соединение	Концентрация, млрд ⁻¹	Изменения за 1998–2004 гг., %
Фреон-11 (CFC-11) — CFCl ₃	254	-3
Фреон-12 (CFC-12) — CF ₂ Cl ₂	540	1
Фреон-113 (CFC-113) — C ₂ F ₃ Cl ₃	94	-5
Фреон-140 — CH ₃ CCl ₃	22	0
Тетрахлорметан — CCl ₄	94	-6
Фреон-22 (HCFC-22) — CHClF ₂	164	25
Фреон-23 (HFC-23) — CHF ₃	18	36
Фреон-141b (HCFC-141b) — H ₃ C-CCl ₂ F	17	81
Фреон-142b (HCFC-142b) — H ₃ C-CClF ₂	15	50
HFC-134a (HFC-134a) — CH ₂ FCl ₃	30	275
Гексафторид серы — SF ₆	5	32
Фреон-14 — CF ₄	73	0

Примечание. Схема обозначения фреонов: первая цифра — число атомов углерода в молекуле минус 1, вторая цифра — число атомов водорода плюс 1, третья цифра — число атомов фтора. В соответствии с указанной схемой CFC₃ обозначается как F-11, C₂F₃Cl — F-115 (атом хлора в аббревиатуре фреонов не включен).

решено Монреальским протоколом (МП, 1988). Еще более химически активными соединениями по отношению к озону являются галогенированные углеводороды (получившие название галоны), молекулы которых содержат атомы брома. Галоны до их запрета в основном использовались в качестве пенообразующих жидкостей для систем тушения пожаров. Характеристики газов, производство которых ограничено Монреальским протоколом, приведены в табл. 4.1. В соответствии с протоколом химической промышленности, производящей эти вещества, предписано перейти на производство веществ с аналогичными химическими свойствами, но с ограниченным временем жизни в тропосфере. Уменьшение времени жизни галогенированных углеводородов было достигнуто за счет частичной замены атомов активного хлора на водород. Другой группой соединений, заменивших озоноразрушающие фреоны, стали фторуглероды, которые не содержат атомов брома или хлора.

Водяной пар (H₂O). В глобальной атмосфере содержится около 1% водяного пара по объему. Его распределение по земному шару очень неравномерно и значительно зависит от температуры воздуха, которая определяет влагоемкость атмосферы. По этой же причине время жизни водяного пара в атмосфере достаточно мало и составляет примерно 10 суток. Водяной пар вносит значительный вклад в парниковый эффект с сильной положительной обратной связью. Так, увеличение температуры воздуха вызывает увеличение влагосодержания атмосферы при примерном сохранении относительной влажности, что вызывает усиление парникового эффекта и тем самым способствует дальнейшему повышению температуры воздуха.

Влияние водяного пара может также проявляться через увеличение облачности и изменение количества осадков. Хозяйственная деятельность человека также может вносить некоторый вклад в эмиссию водяного пара в атмосферу преимущественно при ирригации в сельском хозяйстве. Однако этот вклад по отношению к естественному переносу водяного пара в атмосферу от поверхности земли составляет менее 1%. Непосредственная эмиссия водяного пара в атмосферу посредством сжигания природного топлива намного меньше того влияния, которое может оказывать сельскохозяйственная деятельность. Скорее, влияние водяного пара проявляется опосредованно через потепление климата, обусловленное другими внешними причинами. Водяной пар, наряду со способностью поглощать радиацию практически во всем инфракрасном диапазоне, также является и источником ОН-радикалов, которые являются чрезвычайно активными окислителями и в значительной степени (несмотря на весьма малые концентрации (~10⁵–10⁷ (1/см³))) определяют химический состав тропосферы.

4.2. Радиационное воздействие парниковых газов на климат

Воздействие на радиационный режим атмосферы — основной механизм антропогенного влияния на глобальную климатическую систему. Вклад парниковых газов атмосферы составляет основную часть этого воздействия. Оно состоит в увеличении поглощения длинноволновой инфракрасной (ИК) радиации, излучаемой в основном подстилающей поверхностью, молекулами парниковых газов при

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

повышении их содержания в атмосфере. Поглощенная ИК радиация излучается вверх в космос и вниз к земной поверхности, вызывая повышение температуры тропосферы. Положительная обратная связь между температурой и влажностью воздуха существенно усиливает поглощение ИК радиации, увеличивая температуру тропосферы.

Водяной пар поглощает излучение Солнца в ближней ИК области спектра и тепловое излучение земной поверхности почти на всех частотах (длинах волн λ) инфракрасного излучения, кроме так называемого “окна прозрачности” $\lambda = 8\text{--}12$ мкм, где это поглощение существенно меньше. Поэтому эффективность воздействия ПГ определяется тем, как полосы их поглощения расположены относительно окна. Так, CO_2 имеет максимум поглощения при $\lambda = 15$ мкм. Метан, закись азота, хлорфторуглероды (ХФУ) и другие ПГ также имеют максимумы полос поглощения в окне или у его границ. У большого числа малых газов атмосферы (ХФУ, соединения азота) интенсивность поглощения ИК излучения линейно увеличивается с увеличением их содержания в столбе атмосферы, однако для “главных” ПГ: CH_4 и N_2O эта интенсивность примерно пропорциональна квадратному корню из этого содержания, а для CO_2 — его логарифму (Shine et al., 1990).

Для оценки радиационного воздействия парниковых газов и других радиационно-активных примесей атмосферы введена его характеристика для некоторого промежутка времени $t_1 < t < t_2$. На некотором уровне атмосферы в начальный t_1 и в конечный t_2 моменты этого промежутка определяются эффективные потоки — разности потоков солнечной и ИК (тепловой) радиации “сверху” $F\downarrow$ и “снизу” $F\uparrow$. Разность эффективных потоков на уровне тропопаузы в конце и в начале периода (t_1 ; t_2) называется радиационным воздействием радиационно-активных примесей (газов) при следующих условиях:

а) содержание оцениваемой примеси изменяется в рассматриваемый период;

б) температура тропосферы в этот период не изменяется, температура стратосферы тоже не изменяется, такое радиационное воздействие называется мгновенным;

в) в стратосфере температура в конце периода t_2 считается радиационно-равновесной, при которой приток радиационной энергии в каждом слое равен ее оттоку (см. (Shine et al., 1990; Forster et al., 2007; Hansen et al., 2005)). В этом случае воздействие называется “приспособленным” или просто “радиационным воздействием”.

В последнем случае для большого класса ПГ с примерно постоянным по высоте отношением смеси в тропосфере (к ним относятся CO_2 , CH_4 , N_2O и техногенные газы) имеет место пропорциональность радиационного воздействия и изменения темпера-

туры приземного воздуха, обусловленная лишь изменением радиационного режима. Коэффициент пропорциональности оказывается примерно одинаковым для указанных выше ПГ и равным $0,3\text{--}0,5$ К/(Вт/м²) (Shine et al., 1990; Hansen et al., 2005).

Иногда за уровень определения эффективных потоков радиации принимают условную верхнюю границу атмосферы. С недавнего времени рассматривается и “наземное” радиационное воздействие, в котором эффективные потоки рассчитываются на уровне подстилающей поверхности при неизменной температуре приземного воздуха (Hansen et al., 2005). Подобные определения связаны с использованием этой характеристики для оценки эффектов радиационно-активных примесей на разных уровнях в атмосфере. Так, реальная температура стратосферы обычно мало отличается от радиационно-равновесной, а условие равенства температуры в начале и в конце периода вводится для исключения влияния изменения температуры на потоки ИК радиации и выделения радиационных эффектов оцениваемой радиационно-активной примеси в “чистом виде”. Радиационные изменения на подстилающей поверхности или эффекты аэрозольных слоев в нижней и средней тропосфере, как правило, не проявляются в стратосфере и потому их удобнее оценивать с помощью “наземного” воздействия. Воздействие “взрывных” возмущений типа крупных извержений вулканов лучше оценивать как мгновенные (Вулканы, 1986; Hansen et al., 2005).

Анализ влияния радиационно-активной примеси на радиационный и тепловой режимы атмосферы показывает, что помимо прямого воздействия они производят еще и ряд косвенных эффектов. Так, фотохимически активные ПГ CH_4 и N_2O изменяют содержание других газов (озон, окислы азота, H_2O в стратосфере), вносящих вклад в радиационное воздействие.

Антропогенные выбросы окиси углерода (СО) в промышленных регионах и при лесных пожарах служат источником озона в тропосфере. Аэрозоли существенно влияют на микрофизические и оптические свойства облаков — сильнейших регуляторов радиационных потоков в атмосфере, а также загрязняют снежный покров, уменьшая его альбедо. В связи с этим появилось уточнение определения радиационного воздействия в виде эффективного воздействия, которое включает дополнительные изменения потоков радиации, вызванные косвенными эффектами. Иногда эти дополнительные изменения выделяют в отдельное радиационное воздействие, “прилагаемое” к основному прямому и оцениваемое по изменению содержания вызывающего его агента (Hansen et al., 2005). Это воздействие выражают в процентах от величины основного или оценивают его отдельно в тех же единицах — Вт/м². В докладах МГЭИК и в научной литературе большое распространение получи-

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

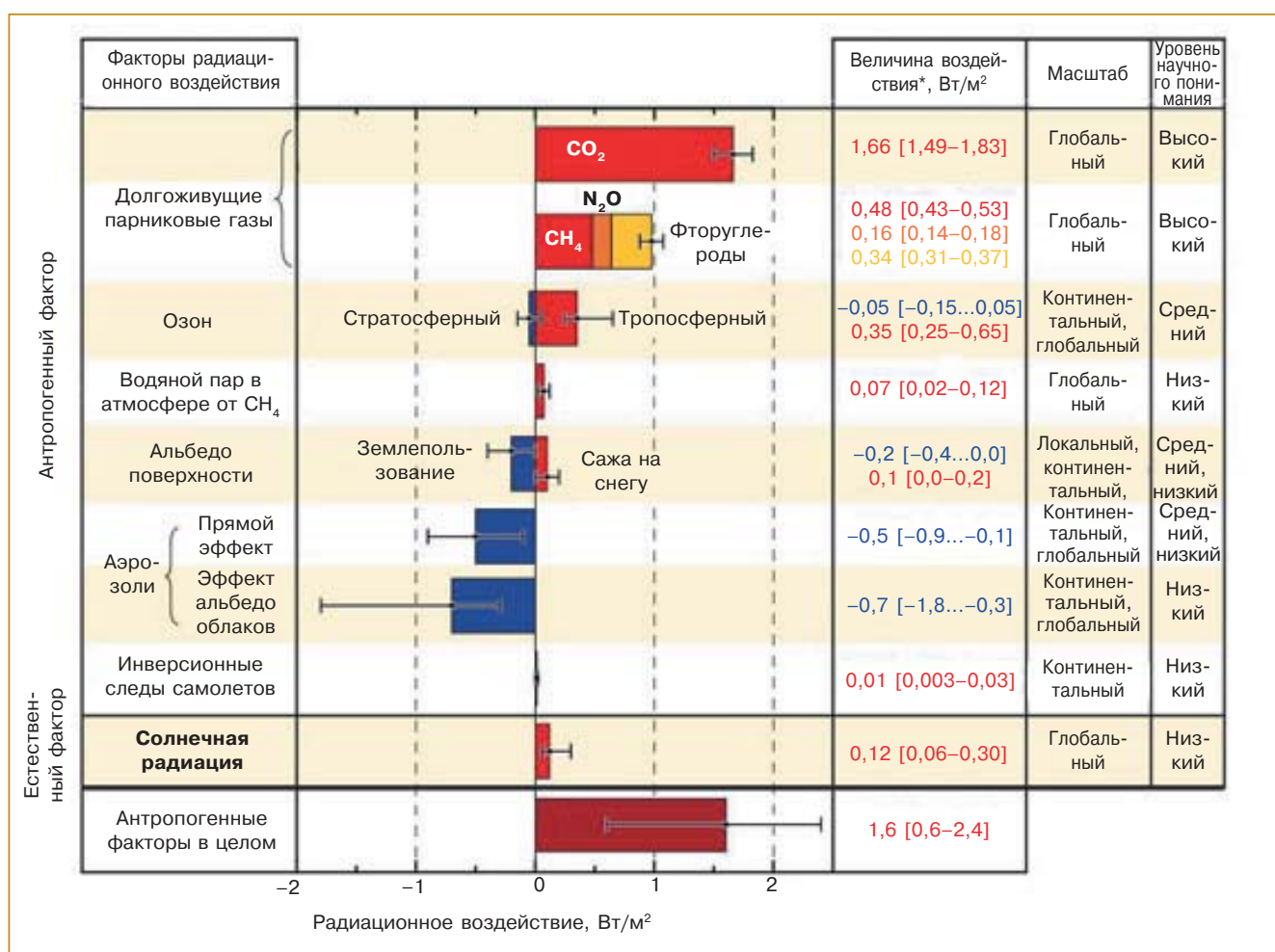


Рис. 4.4. Оценки среднеглобального радиационного воздействия радиационно-активных факторов от доиндустриальной эры до 2005 г. Неопределенности оценок среднего глобального радиационного воздействия при каждой широкой полосе обозначены жирными линиями с усами, характеризующими диапазон значений, в котором может изменяться воздействие в соответствии с уровнем современных знаний при доверительном уровне значимости 90%. Приведенные оценки также указывают на пространственные масштабы воздействия и не включают эффект перехода линейных конденсационных следов транспортной авиации в облачность (Solomon et al., 2007).

ли их оценки за период от начала индустриальной эры до последних лет (2005 г.). Эти оценки делаются с использованием трехмерных климатических моделей для описания их косвенного воздействия. Например, в работе (Hansen et al., 2005) представлены оценки глобальных радиационных воздействий для основных радиационно-активных факторов за период 1750–2000 гг., рассчитанные с помощью трехмерной модели глобальной атмосферы.

На рис. 4.4 приводятся оценки радиационного воздействия на климат основных парниковых газов и аэрозолей. Согласно (Forster et al., 2007), все долгоживущие парниковые газы и озон дают по-

ложительное радиационное воздействие ($2,9 \pm 0,3$ Вт/м²). Причем те из них, которые вызваны хозяйственной деятельностью, достаточно хорошо изучены. При этом вклад CO₂ составил 57%, CH₄ — 16%; N₂O — 6%; ХФУ — 12%. Увеличение содержания тропосферного озона также вызывает потепление (12%), а стратосферного, наоборот, похолодание (-2%).

Аэрозольные частицы оказывают влияние на радиационное воздействие посредством отражения и поглощения солнечной и длинноволновой радиации в атмосфере. Некоторые типы аэрозоля создают положительное воздействие, другие — отрицательное.

* Цифры в квадратных скобках здесь и далее указывают пределы возможных изменений величины по экспертным оценкам с вероятностью 90%.

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

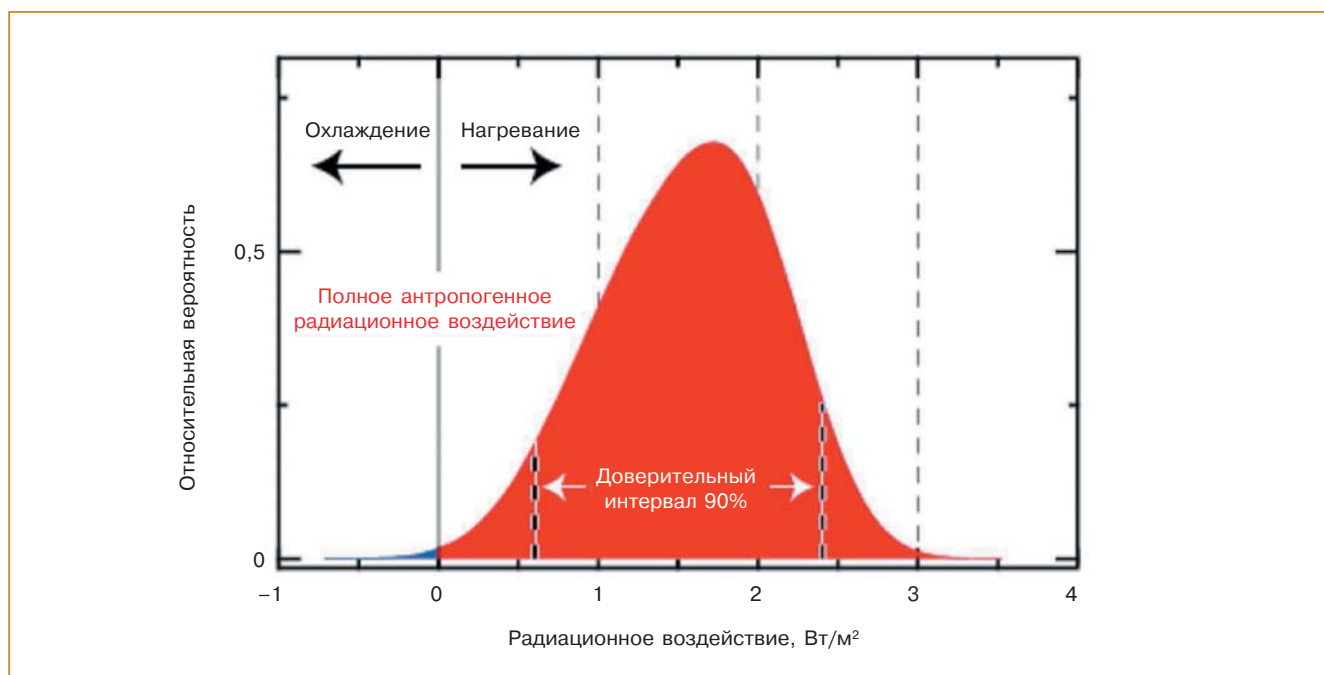


Рис. 4.5. Распределение вероятностей среднего глобального суммарного радиационного воздействия антропогенных факторов, указанных на рис. 4.4, по их наилучшим оценкам с учетом погрешностей. Более пологий спад распределения слева в сторону меньших значений связан с неопределенностью оценок отрицательных значений аэрозольных воздействий (Solomon et al., 2007).

Прямое радиационное воздействие, просуммированное по всем типам аэрозоля, является отрицательным и составляет $-0,5 \pm 0,4$ Вт/м². Аэрозоли также создают отрицательное радиационное воздействие опосредованно путем изменения свойств облаков ($-0,7$ [от $-0,9$ до $-0,1$] Вт/м²). Однако достоверность этих оценок намного ниже тех, что получены для парниковых газов, а механизмы их радиационных воздействий еще недостаточно изучены (Forster et al., 2007; Hansen et al., 2005). Суммарное аэрозольное воздействие, включающее прямой эффект и опосредованный, вызванный изменением облачного альбедо, является отрицательным ($-1,3 \pm 0,8$ Вт/м²). В результате суммарное радиационное воздействие антропогенных факторов, связанных с изменением всех парниковых газов и аэрозолей, составляет $1,6$ [от $0,6$ до $2,4$] Вт/м². На рис. 4.5 представлено распределение вероятности суммарного антропогенного радиационного воздействия на глобальную климатическую систему от парниковых газов и аэрозолей до 2005 г. (Solomon et al., 2007).

При выработке стратегии ограничения антропогенного воздействия на климат предложены сравнительные индексы, характеризующие вклады воздействующих факторов в изменение климата для разных временных масштабов. Таким индексом является потенциал глобального потепления, в основе которого лежат оценки радиационного

воздействия. Абсолютным потенциалом глобального потепления отдельной радиационно-активной примеси X для периода времени $0 < t < T$ называют интеграл от его радиационного воздействия для переменного периода $0 < t$ по указанному выше периоду длиной T , который принят равным 20, 100 и 500 лет для оценок коротко-, средне- и долгопериодных изменений климата.

Относительный потенциал глобального потепления некоторой радиационно-активной примеси X есть отношение абсолютного потенциала этой примеси X к абсолютному потенциалу для некоторого “стандартного” ПГ A , за который принят диоксид углерода. При этом считается, что в начальный момент времени $t = 0$ в атмосферу попадает одно и то же количество молекул (или масса) примесей X и A (условно 1 кг) (Forster et al., 2007). Абсолютный потенциал глобального потепления, очевидно, существенно зависит от времени жизни τ радиационно-активной примеси в атмосфере и максимален для периода T , близкого к этому времени. Относительно слабое радиационное воздействие CO_2 приводит к потенциалу глобального потепления, большому единицы для всех других ПГ. Сложный цикл трансформаций углерода в геосферах, зависящий от климатоформирующих факторов, приводит к неустойчивости оценок τ для CO_2 и к возможной будущей переоценке всех потенциалов глобального потепления (Ramasvamy et al.,

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

Таблица 4.2. *Время жизни в атмосфере, радиационная эффективность и потенциал глобального потепления основных парниковых газов для периодов 20, 100 и 500 лет (Forster et al., 2007)*

Газ	Время жизни, лет	Радиационный эффект*, Вт/м ² на млрд ⁻¹	Потенциал глобального потепления для периода		
			20 лет	100 лет	500 лет
Диоксид углерода	~100	$1,4 \cdot 10^{-5}$	1	1	1
Метан	10,8	$3,7 \cdot 10^{-4}$	67	23	6,9
Закись азота	114	$3,1 \cdot 10^{-3}$	291	298	153
Фреон-11**	45	0,25	6700	4760	1620
Фреон-12**	100	0,32	11 000	10 800	5200
Фреон-113**	85	0,3	6540	6130	2700
Фреон-114**	300	0,31	8040	10 000	8700
Фреон-115**	1700	0,18	8310	7370	10 000
Галон-1301**	65	0,32	8480	7140	2760
Галон-1211**	16	0,3	4750	1890	575
Галон-2402**	20	0,33	3680	1640	500
Тетрахлорметан**	26	0,13	2700	1400	435
Тетрафторметан**	$5 \cdot 10^4$	0,10	4200	5900	8950
Метилхлороформ**	5	0,06	510	146	45
Фреон-22	12	0,2	520	1800	550
Фреон-134a	14	0,16	3830	1430	435
Гексафторид серы	3200	0,52	16 300	22 800	32 600

Примечание. *Радиационная эффективность равна радиационному воздействию при увеличении концентрации радиационно-активной примеси на 1 млрд⁻¹ по объему. ** Газы из списка Монреальского протокола.

2001). В табл. 4.2 приведены значения потенциала некоторых ПГ по последним оценкам (Forster et al., 2007) с указанием их времени жизни τ и их радиационной эффективности, т. е. с оценкой их радиационного воздействия на 1 млрд⁻¹ объемной концентрации в атмосфере. Из данных таблицы видно, что наибольшие значения времени жизни и радиационной эффективности имеют галогенуглеводородные соединения, а также SF₆ и CF₄. Последние имеют значительные промышленные источники и не подпадают под ограничения Монреальского протокола, так как их молекулы не содержат атомов хлора и брома. Малое содержание ХФУ, SF₆ и CF₄ в атмосфере в современный период обеспечивает относительно небольшой их вклад (10%) в радиационное воздействие (см. рис. 4.4), однако в будущем этот вклад может увеличиться при увеличении выбросов в атмосферу SF₆, CF₄ и других ПГ с большим и очень большим временем жизни.

4.3. Влияние аэрозоля на парниковый эффект и климат

Вторым по значимости антропогенного воздействия на климат после парниковых газов считается аэрозоль. Аэрозоль техногенного происхождения представляет собой твердые, иногда обвод-

ненные микрочастицы разного химического состава, выброшенные в атмосферу в результате сжигания ископаемого топлива, а также в виде продуктов ряда промышленных производств. Аэрозоль естественного происхождения образуется при выносе частиц грунта в пустынях ветром в атмосферу, а также при лесных пожарах, извержениях вулканов и морском волнении. В значительной степени атмосферный аэрозоль — результат выбросов в атмосферу диоксида серы (SO₂) — продукта сжигания каменного угля и нефти, в составе которых содержится сера.

Аэрозольные частицы при определенных условиях становятся ядрами конденсации для водяного пара атмосферы и приводят к образованию облачности, которая, с одной стороны, рассеивает и отражает коротковолновое солнечное излучение, а с другой — создает экран для теплового излучения атмосферы и подстилающей поверхности и переизлучает поступившую энергию излучения в обратном направлении, создавая дополнительный парниковый эффект.

Эффект, связанный с образованием облачности аэрозодем антропогенного происхождения, составляет по оценкам (Forster et al., 2007) в терминах радиационного воздействия $0,9 \pm 0,5$ Вт/м². Большой разброс оценок обусловлен недостаточностью знаний процесса образования облачности

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

и вклада в него аэрозольных частиц антропогенного происхождения. Выброшенные в тропосферу аэрозольные частицы оседают на земную поверхность через несколько дней или недель. Объем аэрозоля, постоянно поступающего в атмосферу, настолько значителен, что его вклад в глобальный климат нельзя не учитывать.

Воздействие аэрозоля изменяет радиационный баланс системы Земля — атмосфера в сторону, противоположную той, которая связана с воздействием ПГ. Аэрозоль ослабляет поток солнечного излучения, поступающий к земной поверхности в ультрафиолетовой, видимой и в ближней инфракрасной областях спектра. Это ослабление в безоблачной атмосфере происходит при рассеивании излучения на частицах, размеры которых, как правило, находятся в пределах от 0,05 до 1,0 мкм, и при поглощении излучения этими частицами. Эффекты прямого воздействия, связанные с рассеянием, весьма разнообразны и зависят от размера частицы, ее химического состава и формы, которые влияют на эффективность рассеяния и проявляются по-разному для разных длин волн в спектре солнечного излучения. Это объясняется значительной сильной зависимостью эффективности и направления рассеяния (вверх или вниз) от соотношения между размером частицы и длиной волны падающего на нее излучения. Поэтому радиационное воздействие для разных видов частиц по результатам численных расчетов может быть как отрицательным, так и положительным.

Как правило, чисто рассеивающие частицы создают отрицательное радиационное воздействие, в то время как частично поглощающие частицы могут давать радиационные эффекты разного знака в зависимости от содержания углерода в составе частицы. Знак радиационного воздействия может также зависеть от типа подстилающей поверхности. Над поверхностью с излучательной способностью, близкой к единице (океаны, густые леса), знак воздействия положительный, а над светлыми поверхностями (пустыни, лед или снег) — отрицательный.

Прямое радиационное воздействие по результатам численных расчетов для частиц сульфатного аэрозоля равно $-0,4 \pm 0,2$ Вт/м², для частиц — продуктов сжигания топлива из биомассы (древесина) $0,0 \pm 0,1$ Вт/м², а при сжигании углерода, содержащегося в ископаемом топливе (в основном уголь), — $0,2 \pm 0,1$ Вт/м² (Forster et al., 2007). В то же время горение лесов с большим выбросом аэрозольных частиц в атмосферу дает примерно нулевой суммарный эффект (Randerson et al., 2006). Выбросы аэрозольных частиц, содержащих нитраты, а также пыль минерального происхождения создают небольшое отрицательное радиационное воздействие ($-0,1 \pm 0,2$ Вт/м²). В результате суммарное воздей-

ствие антропогенного аэрозоля оценивается в $-0,5 \pm 0,4$ Вт/м² (Forster et al., 2007).

Аэрозольные частицы антропогенного происхождения, поступающие в арктические районы из умеренных широт, могут способствовать созданию непрямого радиационного эффекта от облачности. Он получил название “первого непрямого эффекта”. Ключевым параметром другого непрямого эффекта является воздействие аэрозольных частиц на радиационный режим при конденсации на них водяного пара, который зависит от скорости увеличения размеров частиц и времени существования облачности. Этот эффект обычно подразделяют на две составляющие: 1) увеличение числа и уменьшение размеров ядер конденсации при эмиссии в атмосферу аэрозольных частиц с гигроскопическими свойствами; 2) микрофизическое воздействие на содержание воды в жидкой фазе в облаке и на его время существования. Оба этих эффекта непрямого воздействия аэрозольных частиц получили название “эффекта альbedo” и “эффекта существования облака”. Наличие первого эффекта приводит к модификации оптических свойств облака, что должно учитываться в соответствующих численных моделях, в то время как второй способствует стабилизации содержания воды в облаке.

Оценку вклада аэрозоля в альbedo облачности можно рассматривать как основной источник неопределенности в значении его радиационного воздействия. В настоящее время величина вклада аэрозоля в это воздействие оценивается в пределах от $-0,90$ до $0,50$ Вт/м² (Forster et al., 2007).

Важным дополнением к модельным и лабораторным исследованиям аэрозоля являются наземные наблюдения мутности атмосферы (оптической толщины) атмосферного аэрозоля на разных длинах волн (ультрафиолетовый, видимый и ближний инфракрасный) спектра солнечного излучения, выполняемые на мировой сети станций. Измерения содержания аэрозоля проводятся с целью исследования: 1) аэрозольной оптической толщины, 2) суммарной и рассеянной солнечной радиации в ультрафиолетовой и видимой областях спектра, 3) параметров антропогенного и естественного аэрозоля (счетной концентрации частиц и их распределения по размерам, его оптических параметров и химического состава), 4) изменений альbedo подстилающей поверхности, связанных с осаждением аэрозольных частиц на заснеженных поверхностях суши и океана. Пункт 1 выполняется в основном при измерениях с поверхности земли дистанционными оптическими методами в видимой и ближней инфракрасной областях спектра, пункты 2 и 3 — наземными контактными и дистанционными, а также спутниковыми методами, пункт 4 — только со спутников.

В качестве одного из основных параметров, определяющих воздействие аэрозоля на потоки приходящей к земной поверхности солнечной радиации, в радиационных блоках климатических моделей используется такая характеристика, как аэрозольная оптическая плотность (мутность атмосферы). Согласно последним работам по оценкам воздействий аэрозоля на климат, произошла определенная переоценка как непосредственно факторов, связанных с ролью аэрозоля в формировании радиационного воздействия, так и в части его роли в ослаблении потока солнечного излучения, наблюдаемого на сети станций, измеряющих оптическую плотность, а также формировании альbedo подстилающей поверхности в связи с выбросами аэрозоля при лесных пожарах, особенно в годы их повышенной интенсивности. Обращается внимание на существенное значение новых положительных и отрицательных обратных связей, которые ранее даже не рассматривались (Randerson et al., 2006; Kiselev and Karol, 2002).

Одним из способов измерения мутности атмосферы (по данным которых можно восстановить некоторые из перечисленных выше характеристик аэрозоля) являются спектральные или фильтровые наблюдения. Спектральные наблюдения позволяют получать более полные характеристики оптических свойств аэрозоля, но только использование продолжительных рядов наблюдений за прямой солнечной радиацией дает возможность оценить тенденции в изменениях мутности атмосферы в различных регионах. В последнее время в России используются данные стандартных сетевых актинометрических наблюдений с применением методики расчета мутности атмосферы для эффективной длины волны солнечного спектра $\lambda_0 = 550$ нм (Тарасова, Ярхо, 1991). Изучение пространственно-временных особенностей оптических характеристик аэрозоля в настоящее время осуществляется в ряде научных программ, из которых в России наибольшее распространение получила программа AERONET, предусматривающая выполнение спектральных измерений. Регулярные наблюдения в рамках этой программы предоставили уникальную возможность для сравнения мутности атмосферы, измеренной солнечным фотометром (8 каналов в диапазоне от 340 до 1020 нм) и рассчитанной по данным измерений интегральной прямой солнечной радиации (Улюмжинова и др., 2005).

Проведенные исследования показали, что в последние годы в разных регионах мира отмечается существенное уменьшение аэрозольной мутности атмосферы (Горбаренко, 2003; Махоткина и др., 2006а, 2006б; Okulov, 2003; Русина, Радионов, 2002; Terez and Terez, 2002).

По данным стационарных наблюдений на территории России, для многолетнего хода годовых и

месячных значений мутности атмосферы характерна существенная межгодовая изменчивость с повторяемостью 70% в пределах $\pm \sigma$. Положительные аномалии месячных и годовых значений мутности атмосферы, превышающие $\pm 2\sigma$, обусловлены проявлениями последствий мощных вулканических извержений, таких как Эль-Чичон в 1983 г. и Пинатубо в 1992 г.

На большей части территории России в последние 30 лет отмечается тенденция к уменьшению мутности атмосферы, причем на Европейской и в большинстве регионов Азиатской территории России отрицательные годовые тренды составляют $-1,0...-1,5\%$ в год. Для временных рядов месячных значений на большинстве станций также обнаруживаются отрицательные тренды, величина которых не имеет сезонной зависимости.

Задача получения регулярных данных об аэрозольной оптической плотности представляет существенную часть и спутникового мониторинга земной поверхности. Использование на спутнике "Terra" прибора MODIS позволило получить информацию об аэрозольной оптической плотности в глобальном масштабе. Данные прибора AVHRR подтвердили отмеченную по результатам наблюдений актинометрической сети тенденцию ее уменьшения в глобальном масштабе (Mishchenko et al., 2007).

Воздействие аэрозоля на климат нельзя корректно оценить без данных измерений альbedo подстилающей поверхности в разных регионах планеты в разные сезоны года. Альbedo является важнейшей составляющей радиационного баланса, данные наблюдений которого были получены спутниковыми приборами MISR и MODIS. В результате наблюдений с помощью этих приборов было установлено, что для альbedo характерен положительный тренд в теплый период года и отрицательный в зимний сезон.

Существенным дополнением к этим наблюдениям являются наблюдения отражающих свойств подстилающей поверхности (снег и льды) и облачности с борта ИСЗ в труднодоступных участках территории РФ, причем особенно важны при этом, как и при проведении мониторинга оптических параметров атмосферы с земной поверхности, продолжительность и непрерывность рядов наблюдений.

4.4. Другие антропогенные воздействия на климат

К таким воздействиям относятся эффекты антропогенного происхождения, не связанные с выбросом в атмосферу ПГ и аэрозоля (радиационно-активные примеси атмосферы). К радиацион-

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

но-активным примесям также относят газы и аэрозоли “непрямого действия”, например, газы и аэрозоли, фотохимически связанные с ПГ. К антропогенным климатоформирующим факторам следует отнести и воздействия на радиационные свойства подстилающей поверхности (на ее альбедо в разных участках спектра солнечного излучения), а также влияние на влаго- и энергообмен этой поверхности с атмосферой. Еще до начала индустриального периода распашка земель, вырубка лесов, интенсивное животноводство в тропиках и субтропиках приводили к расширению зоны пустынь и полупустынь, что способствовало увеличению альбедо подстилающей поверхности на значительных площадях, а также к уменьшению поглощенной ими коротковолновой радиации. С развитием сельскохозяйственного производства распашка земель и вырубка лесов ускорились, и к концу XX века сельскохозяйственные угодья и пашни стали занимать 35–39% всей площади суши, а доля в 40–41% этой площади, ранее занятая лесами, сократилась на 20–24% (Ramankutty and Foley, 1999; Goldewijk, 2001).

Если до середины XX века основное сокращение площади лесов происходило в умеренных широтах (и на Европейской территории России), то во второй половине и в конце прошлого века это сокращение происходило в тропиках, особенно в Африке и Азии. Альбедо подстилающей поверхности очень изменчиво во времени и пространстве. Также изменчивы и радиационные эффекты, связанные с альбедо. Поэтому их оценки необходимо осреднять как по площади, так и по времени. При этом эффект зависит от типа поверхности и может значительно изменяться со временем (например, по сезонам). В целом радиационное воздействие, связанное с сельскохозяйственным использованием земель, с начала индустриального периода оценивается величиной 0,15–0,20 Вт/м² (см. раздел 4.2) (Hansen et al., 2005). Получение корректных оценок радиационного воздействия, обусловленного изменением альбедо поверхности, затруднено в связи с большими неточностями в определении площадей, занятых растительностью разного типа, и их изменениями во времени. В последние десятилетия значительное развитие получили прямые спутниковые измерения альбедо. Хотя такие данные дают очень усредненную картину распределения альбедо и в основном для безоблачной атмосферы, они позволяют получить его реальные значения при хорошем пространственном разрешении измерительной аппаратуры, особенно при применении усовершенствованных методов интерпретации измерений (Покровский, Покровский, 2003; Махоткина и др., 2006; Mühle and Mühle, 2003).

К антропогенным воздействиям на радиационный режим следует отнести загрязнение снега

аэрозольными частицами, особенно сажевыми, в ближайшей окрестности городов и промышленных объектов. Циркуляция муссонного типа на северном побережье Евразии способствует выносу в прилегающие к нему регионы и в Северный Ледовитый океан сажевых частиц из отопительных и топливно-энергетических систем центральных и восточных регионов России зимой. Подобный вынос аэрозоля приводит к появлению весной в Арктике так называемой “арктической дымки”, довольно интенсивно исследовавшейся в конце XX века (Shaw, 1985; Novakov et al., 2003). Осаждение частиц этой дымки на поверхность снега и льда в конце весны и летом уменьшает ее альбедо и оказывает положительное радиационное воздействие. Это локальное воздействие более эффективно увеличивает температуру приземного воздуха, чем такое же радиационное воздействие от ПГ (например, по сравнению с CO₂ примерно в 1,7 раза). Согласно (Hansen et al., 2005), глобальное радиационное воздействие от загрязнения снега и льда сажевыми частицами составляет порядка 0,1–0,3 Вт/м².

Помимо такого загрязнения поверхности снега и льда северных территорий, уменьшение альбедо вызывают промышленные выбросы от горнодобывающих предприятий (например, Норильского металлургического комбината) и эксплуатация нефтяных и газовых месторождений, а также нарушение земляного покрова тундры летом и зимой, что обычно происходит при разработке месторождений углеводородного топлива. Этот фактор носит региональный характер, как и загрязнение от факелов при сжигании попутного газа на нефтяных месторождениях севера Западной Сибири.

Вырубка лесов в средних и высоких широтах приводит к увеличению альбедо занимаемых ими площадей как летом, так и зимой, так как альбедо заснеженного леса меньше, чем открытого поля (Forster et al., 2007). Уменьшение испарения на территории с вырубленным лесом приводит также к увеличению поглощенной энергии на поверхности при снижении затрат тепла на испарение, в основном в летний сезон. Такое сезонное изменение радиационного баланса (отрицательное зимой и положительное летом) от сведения лесов (вырубка, пожары и высыхание) в умеренных широтах оценивается увеличением температуры приземного воздуха в пределах 0,1–0,25°C (Brovkin et al., 2006). Эффекты орошения сельскохозяйственных угодий и развития водохранилищ влияют прежде всего на местный климат и связаны не столько с радиационными процессами, сколько с понижением температуры приземного воздуха от затрат тепла на испарение. В областях со значительными площадями орошения в Юго-Восточной Азии концентрация водяного пара в настоящее

время повысилась на 1–2%, и это увеличивает радиационное воздействие в регионе (Forster et al., 2007). Однако увеличение испарения понижает температуру приземного воздуха на величину, в несколько раз большую ее радиационного прироста (Boucher et al., 2004; Gordon et al., 2005; Young-Kwon Lim et al., 2005). Тепловые выбросы в крупных городах приводят к появлению известных “островов тепла”, особенно значительных зимой, когда наблюдается резкое уменьшение альбедо в городе по сравнению с заснеженной поверхностью его окрестностей. Эти изменения особенно велики в больших городах, где выбросы тепловой энергии из зданий и сооружений на единицу площади значительно выше, чем естественный приток радиационной энергии в атмосферу в сельской местности (Crutzen, 2004; Young-Kwon Lim et al., 2005).

В последние годы появились оценки воздействия на атмосферу выбросов двигателей самолетов при быстро увеличивающемся объеме полетов мировой транспортной авиации (IPCC, 1999). По имеющимся оценкам, основное воздействие на радиационный режим атмосферы и климат производят конденсационные следы от этих выбросов, хорошо видимые на ясном небе, особенно зимой. Эти следы часто сохраняются часами или переходят в перистые облака верхнего яруса и заметно увеличивают их балл, особенно в зонах интенсивных полетов над территорией США, Западной Европы, Юго-Восточной Азии и в зоне трасс над Северной Атлантикой между Европой и Северной Америкой. Оценки радиационного воздействия самих конденсационных следов незначительны, порядка $0,01 \text{ Вт/м}^2$ (для интенсивности полетов в 2000 г.) (Sausen et al., 2005). Однако конденсационные следы и выбросы аэрозолей двигателями самолетов приводят к увеличению площади облачности верхнего яруса от 2 до 10 раз по сравнению с площадями самих конденсационных следов. По спутниковым измерениям балл облачности верхнего яруса увеличивался на 1–2% за 10 лет в течение последних десятилетий над Западной Европой и США, однако в это увеличение был возможен вклад и естественных процессов облакообразования (Minnis et al., 2004). Учет этого эффекта увеличивает общее радиационное воздействие от транспортной авиации на $0,02\text{--}0,04 \text{ Вт/м}^2$ (Hansen et al., 2005). Конденсационные следы и увеличение облачности от выбросов транспортной авиации, вероятно, вносят весомый вклад в повышение ночной температуры в приземном слое воздуха в последние годы (Ramaswamy et al., 2001). Явным признаком этого служит существенное понижение такой температуры в США 11–14 сентября 2001 г., когда после известной катастрофы в Нью-Йорке 11 сентября были запрещены все полеты транспортной авиации над территорией США

(Travis et al., 2004). Выбросы транспортной авиации заметно увеличивают содержание аэрозолей в зоне и на уровнях основных полетов (в слое 9–12 км), причем эти сильно поглощающие частицы часто бывают покрыты пленкой серной кислоты — продукта окисления серы при сгорании топлива — и участвуют в формировании перистых облаков. Воздействие таких аэрозолей на радиационный режим атмосферы еще не оценивалось.

4.5. Эмиссия и стоки парниковых газов, взаимодействие с биосферой

Атмосферные циклы парниковых газов (диоксид углерода) и других радиационно-активных примесей атмосферы, таких как, например, аэрозоль, зависят от их взаимодействия с экосистемами океана и суши и вносят вклад в баланс глобальных и региональных источников и стоков соответствующих примесей. Именно биосферные и геохимические циклы в океане и на суше формируют баланс для основных парниковых газов: CO_2 , CH_4 и N_2O .

4.5.1. Эмиссия и сток диоксида углерода

Согласно ОД4, общий приток углерода от суши и океана в атмосферу составляет примерно 120 и 90 млрд. т/год соответственно. Вклад хозяйственной деятельности человека в приток углерода в атмосферу оценивается в 7,2 млрд. т/год за период 2000–2005 гг., что составляет примерно 3,4% природной эмиссии (почва, биосфера плюс океан). При этом около 65% антропогенной эмиссии связано со сжиганием ископаемого топлива и 35% вызвано уменьшением его стока в результате освоения новых земель и массовой вырубке лесов. Особенности формирования природного баланса CO_2 состоят в том, что в доиндустриальный период количество CO_2 , которое выбрасывалось в атмосферу естественными экосистемами, компенсировалось естественным стоком, каковым является процесс фотосинтеза в наземной растительности. Резервуары, которые влияют на естественные потоки CO_2 и обуславливают его концентрацию в атмосфере, находятся в биомассе наземной растительности и в органическом веществе почвы, в которой откладывается углерод, накопленный растительностью. Глобальные запасы углерода в наземной биомассе и почве формировались в течение тысячелетий и оцениваются в настоящее время в 2260 млрд. т (Forster et al., 2007).

В последнее время (Denman et al., 2007) оценки глобального баланса системы подстилающая поверхность — атмосфера были пересмотрены в связи с уточнением нетто-потоков углерода в системе океан — атмосфера и суша — атмосфера.

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

Таблица 4.3. Средние глобальные источники и стоки антропогенного CO_2 в системе атмосфера — океан — суша (млрд. т С/год) для двух периодов (Denman et al., 2007)

Основные источники и стоки	1990–1999 гг.	2000–2005 гг.
Антропогенная эмиссия	$6,3 \pm 0,4$	$7,2 \pm 0,3$
Увеличение концентрации в атмосфере	$3,2 \pm 0,1$	$4,1 \pm 0,1$
Нетто-поток атмосфера — океан	$-2,2 \pm 0,4$	$-2,2 \pm 0,5$
Нетто-поток атмосфера — суша	$-1,0 \pm 0,6$	$-0,9 \pm 0,6$
Изменения в землепользовании	1,6 (0,5–2,7)	
Общий сток углерода на суше	$-2,6 (-4,3...-0,9)$	

Таблица 4.4. Эмиссия углерода в системе суша — атмосфера, обусловленная изменениями в землепользовании в конце XX века (млрд. т С/год) в разных регионах земного шара по данным (Houghton, 2003; DeFries et al., 2002)

Регион	1980–1989 гг.	1990–1999 гг.
Южная Америка	0,6 (0,3–0,8)	0,7 (0,4–0,9)
Африка	0,2 (0,1–0,3)	0,3 (0,2–0,4)
Тропическая Азия	0,6 (0,3–0,9)	0,8 (0,4–1,1)
Субтропики, умеренные широты	1,3 (0,9–1,8)	1,6 (1,0–2,2)
Земной шар	1,4 (0,4–2,3)	1,6 (0,5–2,7)

Примечание. Значения в скобках характеризуют диапазон неопределенности оценок.

В табл. 4.3 приведены значения глобальных источников и стоков антропогенного углерода, из которых следует, что наименьший разброс (оцениваемый величиной $\pm \sigma$) относится к ежегодному увеличению содержания углерода в атмосфере, полученному на основе измерений концентрации CO_2 на станциях Мауна-Лоа и Южный Полюс.

Объемы эмиссии углерода системы суша — атмосфера для разных регионов земного шара, связанные с землепользованием, приводятся в табл. 4.4.

Межгодовые изменения глобального стока существенно зависят от изменения баланса эмиссия — сток суши, определяющая роль в котором принадлежит лесной растительности. В зависимости от баланса обезлесения — облесения и вариаций климатических условий сток CO_2 из атмосферы может изменяться в широких пределах. Так, в высоких широтах эмиссия почв и лесов в атмосферу составляет около 290 млн. т С/год с вкладом почвы более 70%. Несколько большее количество углерода поглощается растительностью (480 ± 200 млн. т С/год). Большая часть стока определяется лесами на территории бывшего СССР (Brown, 1997). Поглощение бореальными лесами Канады резко снизилось уже в 1980-х годах в результате интенсивных лесозаготовок (Kurz and Apps, 1996).

Эмиссия углерода в виде CO_2 в регионах умеренных широт составила 120 млн. т С/год, причем

почве принадлежит 58% вклада в эмиссию. Оценки баланса углерода на территории стран Азии, Африки, Южной Америки и Австралии сделать не удалось, поэтому приведенные выше данные служат оценкой снизу. Баланс потоков эмиссия — сток оценивается в 260 ± 100 млн. т С/год в пользу стока (FAO, 1995).

Леса тропической зоны в отличие от лесов других регионов являются крупным источником углерода. Баланс потоков в системе суша — атмосфера составлял в 1990-х годах 1600 ± 400 млн. т С/год. Эмиссия тропической зоны и примыкающих к ней регионов составляет 428 млн. т С/год, или 52% всей эмиссии суши земного шара. Вклад в эмиссию растительности и почвы примерно одинаков. Лесам тропической Америки принадлежит более 53% общей эмиссии этого пояса, тропической Африке около 27%. То, что тропические леса из крупного природного стока CO_2 превратились в источник эмиссии, обусловлено системным обезлесением (лесозаготовками или использованием обезлесения земель для пастбищ и посевов без лесовосстановления) и постепенной деградацией растительности.

4.5.2. Эмиссия и сток метана

В отличие от CO_2 метан — химически активный газ. Основные естественные источники метана: переувлажненные земли, болота, торфяники,

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

Таблица 4.5. Оценки глобальных естественных и антропогенных источников метана (млн. т $\text{CH}_4/\text{год}$) по данным разных источников

Природные источники, 168–260 млн. т $\text{CH}_4/\text{год}$		Антропогенные источники, 264–428 млн. т $\text{CH}_4/\text{год}$	
Заболоченные земли	145–231	Домашние животные	76–92
Термиты	20–29	Возделывание риса	31–112
Дикие животные	15	Энергетика	77
Геологические источники	4–14	Добыча газа и нефти	36–68
Океан	4–15	Сжигание биомассы	14–88
Гидраты	5	Добыча угля	32–48
Лесные пожары	2–5	Отходы	35–49
		Растения с циклом C_3 и C_4	36

Примечание. Источники: Hein et al., 1997; Houweling et al., 2000; Olivier et al., 2005; Wuebbles and Hayhoe, 2002; Scheehle et al., 2002; Wang et al., 2004; Mikaloff et al., 2004; Chen and Prinn, 2006.

Таблица 4.6. Объемы глобальных стоков метана (IPCC, 2007)

Сток	Почва	ОН-радикалы тропосферы	Потери в стратосфере	Общий сток	Баланс
Мт $\text{CH}_4/\text{год}$	30	506	40	576	22

тундра, а также термиты. Небольшой вклад (около 4%) вносят океан, пресноводные водоемы и гидраты метана шельфов океанов и морей. Основные антропогенные источники метана: газовая, нефтяная и угольная промышленность, животноводство, бытовые отходы, а также рисовые поля, вырубка лесов, сжигание биомассы и сточные воды. Единственным существенным стоком метана являются ОН-радикалы — продукты фотодиссоциации водяного пара и летучих органических соединений. Вклад биосферных источников в естественную эмиссию составляет в среднем более 70%. Антропогенные источники обуславливают 55–60% общей эмиссии метана в атмосферу. К основным промышленным источникам метана относятся энергетика, добыча нефти и газа и его транспортировка, а также подземная добыча угля, в сельском хозяйстве — ферментация жвачных животных и рисовые плантации. В табл. 4.5 и 4.6 приведены данные о источниках и стоках метана, полученные разными авторами за последние 20 лет. Оценки этих работ существенно различаются между собой как в величине эмиссии из разных видов источников, так и в суммарных значениях естественных и антропогенных источников.

Общий объем эмиссии метана находится в диапазоне 432–688 Мт $\text{CH}_4/\text{год}$. В связи с довольно большой неопределенностью вклада в эмиссию отдельных видов источников, а также объективными трудностями корректного разделения эмиссии естественных и антропогенных источников (табл.

4.5) в (Denman et al., 2007) приведено среднее значение эмиссии метана за период 2000–2004 гг., которое составило 582 Мт $\text{CH}_4/\text{год}$.

В последние 20 лет наблюдались значительные колебания скорости увеличения концентрации CH_4 в атмосфере (от 14 млрд⁻¹/год в 1984 г. до –2 млрд⁻¹ в период 2001–2004 гг.). Существует ряд гипотез возможных причин наблюдаемого уменьшения средней скорости роста CH_4 и ее больших межгодовых колебаний. Одна из них связывает уменьшение скорости с изменениями эмиссии заболоченных территорий (Chen and Prinn, 2006), другая — с пожарами и изменениями траекторий переноса воздушных масс (Warwick et al., 2002). Как показали последние модельные исследования (Bousquet et al., 2006), основной вклад в формирование межгодовых колебаний концентрации CH_4 обусловлен вариациями интенсивности эмиссии от заболоченных территорий, в то время как роль пожаров и других источников эмиссии менее значительна.

4.5.3. Эмиссия и сток соединений азота

В прошлом столетии произошло глобальное увеличение эмиссии и стока химически активных соединений азота в 4–5 раз (Holland et al., 2005). Полагается, что увеличение содержания N_2O произошло в основном вследствие интенсификации сельскохозяйственного производства, связанного с использованием азотосодержащих минеральных и

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

Таблица 4.7. Объемы естественной и антропогенной эмиссии закиси азота (млн. т N/год) от антропогенных и естественных источников (Denman et al., 2007)

Антропогенная эмиссия		Естественная эмиссия	
Сжигание топлива и промышленность	0,7 (0,2–1,8)	Почвы и растительность	6,6 (3,3–9,9)
Сельское хозяйство	2,8 (1,7–4,8)	Океаны	3,8 (1,8–6,8)
Сжигание биомассы	0,7 (0,2–1,0)	Химия атмосферы	0,6 (0,3–1,2)
Эмиссия устьев рек, прибрежных зон	1,7 (0,5–2,9)		
Атмосферные процессы	0,6 (0,3–0,9)		
Суммарная эмиссия	6,7	Суммарная эмиссия	11,0

Примечание. В скобках дается диапазон изменения.

органических удобрений, которые существенно усиливают естественные процессы нитрификации и денитрификации, производимые почвенными бактериями. Что касается таких источников, как почва, океан, сжигание топлива, то оценки их вклада имеют значительную степень неопределенности.

Закись азота является пятым по вкладу в парниковый эффект газом с большим временем жизни в атмосфере (табл. 4.2). В отличие от закиси азота окислы азота (NO_x) чрезвычайно активны, и их роль в парниковом эффекте состоит в образовании тропосферного озона. Они также являются стоком CH_4 . Аммиак участвует в образовании сульфатного аэрозоля и оказывает влияние на цикл углерода.

Среднегодовая скорость увеличения концентрации N_2O в атмосфере в 1999–2000 гг. составляла 0,3% в год. Основным изменением в глобальном бюджете N_2O за последние годы по сравнению с (Mosier et al., 1998) явилось уточнение оценок эмиссии, связанных с хозяйственной деятельностью (Kroeze et al., 2005; Hirsch et al., 2006). Сельское хозяйство оставалось главным источником этой эмиссии. Интенсификация землепользования продолжает оказывать влияние на изменения эмиссии N_2O и NO , причем диапазон вариаций этого влияния колеблется от 30 до 350% (Keller et al., 2005). Важную роль в эмиссии азота играют температура и влажность, которые являются регуляторами эмиссии обоих газов. С учетом всех источников эмиссия азота (оценка снизу) составляет 20,6 млн. т N/год (Vouwman et al., 2001). Оценки сверху показывают, что глобальный стратосферный сток N_2O равен $12,5 \pm 2,5$ млн. т N/год. С учетом этих потерь глобальная эмиссия азота дол-

жна составлять 16 млн. т N/год. Согласно результатам моделирования, эмиссия N_2O в виде N составила 17,3 млн. т/год (Hirsch et al., 2006). В табл. 4.7 представлены обобщенные оценки эмиссии N_2O , полученные из разных источников. Из данных таблицы следует, что общий объем естественной и антропогенной эмиссии закиси азота составил 17,7 млн. т N/год.

4.5.4. Эмиссия и сток газов техногенного происхождения

Из всех галогеносодержащих газов наибольшая скорость увеличения концентрации принадлежит фреону-134а, широко используемому в кондиционерах. Объемы его эмиссии в атмосферу быстро увеличивались, начиная с 1990-х годов примерно на 10% в год, что привело к увеличению его концентрации в атмосфере до 0,1 млрд⁻¹ к 2005 г. Увеличение концентрации фреона-12 в последние годы прекратилось, а концентрация фреона-11 даже несколько уменьшилась. В настоящее время их концентрации составляют 0,35 и 0,57 млрд⁻¹ соответственно, и им принадлежит основной вклад в парниковый эффект.

Следующий по радиационному вкладу в парниковый эффект газ — метилхлороформ (CH_3CCl_3) — имеет ограниченное время жизни в тропосфере и после 1992 г., когда был отмечен пик его концентрации порядка 0,1 млрд⁻¹, его концентрация начала быстро убывать в связи с требованиями по ограничению его использования.

Четыреххлористый углерод (CCl_4) — четвертый по вкладу в парниковый эффект среди техногенных газов (используемый до введения в дей-

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

ствии Монреальского протокола при производстве фреона-11). Объемная концентрация его в атмосфере достигла в 1990 г. максимальных значений порядка 0,1 млрд⁻¹ и в настоящее время стала медленно уменьшаться.

Вклад рассмотренных газов в парниковый эффект по разным оценкам составляет от 12 до 14% и в связи с большой скоростью увеличения концентраций альтернативных фреонов (при малых скоростях уменьшения концентрации фреонов, которые они заменяют) в ближайшие годы может увеличиться.

4.5.5. Региональный вклад в антропогенную эмиссию

В начале XX века 60% энергии человечество получало от сжигания древесного топлива. Затем стала развиваться угледобыча и несколько позже добыча нефти. К 2005 г. 35% мировой энергии производилось от сжигания нефтепродуктов, 25% от сжигания угля и 20% в результате сжигания природного газа (IEA, 2006, 2007). Согласно прогнозу Международного энергетического агентства, к 2020 г. доля угля в мировом энергопотреблении увеличится до 30–32%, газ останется на уровне 18%, а доля нефти уменьшится до 20%. Гидроэнергия останется на уровне 3%, а доля атомной энергии возрастет с 8% в настоящее время до 12%. Глобальная эмиссия CO₂ в атмосферу определяется рядом производств, среди которых основной вклад принадлежит энергетике (табл. 4.8).

В 1992 г. на Конференции ООН была принята Рамочная конвенция по изменению климата, в которой декларировалась озабоченность мирового сообщества потеплением климата. Конкретные меры, направленные на уменьшение антропогенного воздействия, были сформулированы в Киотском протоколе (КП, 1997), принятом конференцией Сторон в декабре 1997 г. В нем сформулированы меры по уменьшению выбросов парниковых газов в атмосферу, определены объемы сокращения выбросов для разных стран и контрольные сроки про-

верки выполнения предложенных мер. Страны, присоединившиеся к протоколу, взяли на себя соответственно один из трех видов обязательств: сократить выбросы парниковых газов в первый период 2008–2012 гг. до 8% относительно уровня 1990 г., принятого за базовый; не превышать выбросы уровня 1990 г. (Новая Зеландия, Украина, Россия); ограничить рост выбросов от 1 до 8%, превышающих базовый уровень. В табл. 4.9 приведены объемы эмиссии CO₂-эквивалента наиболее крупными промышленно развитыми странами и странами с переходной экономикой в базовом 1990 г. и допустимый уровень роста или снижения выбросов CO₂ в первый период обязательств.

Несмотря на присоединение большинства стран мира к Киотскому протоколу (из стран, ответственных за большие объемы эмиссии, протокол не подписали только США), во многих из них наблюдалось увеличение эмиссии ПГ в атмосферу, а также газов непрямого действия (CO, NO, NO₂, ароматических углеводородов).

Большинство крупных промышленно развитых стран, включая США, Канаду, Японию, Испанию, Австралию, увеличили эмиссию к 2004 г. Великобритания и Германия сократили выбросы. Россия также сократила эмиссию ПГ на 32% по сравнению с 1990 г. из-за сокращения промышленного производства и на 10% в результате снижения землепользования и падения сельскохозяйственного производства; в результате общее уменьшение выбросов CO₂ в атмосферу к 1998 г. составило 42%.

Значительное увеличение выбросов CO₂ произошло в крупных развивающихся странах (Индия, Китай). Так, за период 1990–2004 гг. спрос на уголь в Китае возрос более чем на 300 млн. т в год, в то время как в остальном мире этот рост составил примерно 100 млн. т (IEA, 2006). При этом за период 1998–2002 гг. эмиссия CO₂ в Китае увеличилась на 14,5%, а в Индии почти на 36%.

В целом в странах с переходной экономикой общие совокупные выбросы ПГ с учетом вклада изменений землепользования и лесного хозяйства

Таблица 4.8. Мировые объемы выбросов углерода в атмосферу промышленностью и другими видами хозяйственной деятельности в 2000 г. (IEA, 2002)

Мировые источники эмиссии	Выбросы, млн. т С/год
Производство тепло- и электроэнергии	2250
Строительство и производство стройматериалов	1173
Автомобильный транспорт	1150
Жилой сектор	520
Другие виды транспорта	395
Другие энергетические производства	336
Производство автомобилей	263
Другие источники выбросов	903
Всего	6470

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

Таблица 4.9. Выбросы CO₂ Сторонами, включенными в Приложение I Киотского протокола в 1990 г. (млн. т CO₂ в год), рекомендуемое процентное сокращение к 2008–2012 гг. относительно объемов выброса в 1990 г. (КП, 1997)

Сторона	Выбросы в 1990 г., млн. т/год	Вклад стран, %	Допустимый уровень выбросов в 2008–2012 гг. по отношению к 1990 г.
США	4957	36,1	92
Россия	2301	17,4	100
Япония	1173	8,5	94
Германия	1012	7,4	92
Великобритания	584	4,3	92
Канада	457	3,3	94
Италия	429	3,1	92
Польша	415	3,0	94
Франция	366	2,7	92
Австралия	289	2,1	108
Испания	260	1,9	92
Всего	12 252	89	
Все страны	13 728	100	

Примечание. Данные представлены 34 Сторонами, включенными в Приложение 1 на основе их первых Национальных сообщений к 11 декабря 1997 г. или ранее, которые были обобщены в нескольких документах. Страны, выбросы CO₂ которых составляли менее 260 млн. т в 1990 г., в таблицу не включены.

уменьшились с 5,55 млрд. т CO₂-эквивалента в 1990 г. до 3,06 млрд. т в 2004 г. (т. е. сокращение составило 45%). В промышленно развитых странах общие выбросы ПГ в CO₂-эквиваленте увеличились с 13,0 млрд. т в 1990 г. до 14,6 млрд. т в 2004 г. Под CO₂-эквивалентом понимается количество некоторого ПГ, которое обеспечивает тот же парниковый эффект, что и CO₂. Так, для метана, парниковый потенциал которого равен 21, для обеспечения такого же парникового эффекта, что и CO₂, требуется в 21 раз меньше его количества.

Если суммарный приток в атмосферу CO₂, под которым понимается эмиссия минус сток, вырос в целом по сравнению с 1990 г., то приток метана, начиная с 2000 г., уменьшился. Приток азота также уменьшился в связи со значительным сокращением производства азотсодержащих удобрений. Практически все страны, в том числе промышленно развитые, снизили свой выброс этих парниковых газов за исключением Канады и Испании. Значительное увеличение выбросов в атмосферу наблюдалось только по группе газов полностью техногенного происхождения (гидрофторуглеродные (ГФУ) и перфторуглеродные (ПФУ) соединения и SF₆).

4.5.6. Эмиссия и сток парниковых газов в России

Естественные стоки. Леса России занимают более 40% общей площади территории (17,08 млн. км²).

Площадь ее лесов превышает площади лесов Бразилии (4,78 млн. км²), Канады (3,1 млн. км²) и США (3,03 млн. км²). Леса России можно рассматривать в качестве крупнейших потенциальных стоков диоксида углерода атмосферы. Однако большая часть лесов России находится в зоне холодного климата и около 60% территории приходится на зону вечной мерзлоты, где заторможены процессы фотосинтеза и разложения биомассы. Хвойные породы занимают более 70% площади, остальную часть занимают лиственные породы. Спелые и перестойные леса, которые составляют примерно 55%, практически не поглощают CO₂ из атмосферы, и стоком его служат лишь 45% лесной растительности.

Объемы стока парниковых газов в секторе землепользования и лесного хозяйства определить достаточно сложно. Если глобальный сток CO₂ оценен путем использования наблюдений межгодового прироста его концентрации в атмосфере и данных об объемах его поглощения океаном, то для отдельной страны эту методику применить невозможно. Оценка стока CO₂ лесами в зависимости от объемов облесения и обезлесения на основе данных наблюдений содержит значительные неопределенности, близкие к значениям определяемого стока. Согласно (Замолодчиков, 2005), ежегодный суммарный сток CO₂ лесами России составлял (с учетом средних потерь углерода при рубках леса и пожарах) в период 1991–2000 гг. около 95 млн. т С/год при чистом объеме стока в резуль-

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

тате фотосинтеза 250 млн. т С/год. Величина 95 млн. т С/год получена как разность между этим объемом и средней эмиссией С при рубках леса, оцениваемой в 105 Мт С/год, и эмиссией С при пожарах, оцениваемой в 50 Мт С/год. Размеры эмиссий при пожарах с 1990 по 2002 г. варьировали в пределах от 4 до 50 Мт С/год, составив в среднем за десятилетие 15 млн. т С/год. Размеры же эмиссий после пожаров варьировали от 2 до 26 млн. т С/год при средней величине 11 млн. т С/год. Однако, поскольку охраной леса от пожаров охвачено менее половины лесных угодий страны, то эту сумму было предложено удвоить (Замолодчиков, 2005). По данным (Beer et al., 2006), сток российских лесов варьирует от 74 до 134 млн. т С/год.

Источники, обусловленные землепользованием.

Сельскохозяйственные угодья занимают почти 13% (223 млн. га), а площадь пахотных земель 8% (137 млн. га) территории России. В 1995–2002 гг. сельскохозяйственная деятельность приводила к ежегодной эмиссии 32–50 млн. т в год углерода в атмосферу в виде CO₂ (Заварзин, Кудеяров, 2006). В 1990–2003 гг. площадь сельхозугодий не изменилась, а площадь посевных земель уменьшилась на 33 млн. га. Большая часть этой площади (более 20 млн. га) теперь стала относиться к категории залежных земель, которые зарастают древесно-кустарниковой растительностью, что должно приводить к дополнительному стоку углерода в виде CO₂ на величину порядка 1,4 млн. т/год. В результате общий сток должен составить к 2005 г. порядка 30 млн. т (Замолодчиков, 2005).

Другим источником углерода является животноводство, а именно ферментация крупного рогатого скота. Согласно (КСС, 2003), поголовье крупнорогатого молочного скота непрерывно убывало с 40,2 млн. в 1992 г. до 15,0 млн. голов в 2002 г.

Это должно было уменьшить эмиссию с 67 млн. т CO₂-эквивалента в 1992 г. до 25,2 млн. т в 2002 г. (Lucht, 2006). По сравнению с общим объемом антропогенных выбросов CO₂-эквивалента выброс от животноводства не превосходит 2%.

Промышленные источники. Россия — одна из ведущих стран мира по добыче и экспорту ископаемого топлива. Основные энергоресурсы страны расположены достаточно далеко от потребителей (Полярный Урал, север Западной Сибири, север и юг Восточной Сибири, о. Сахалин). Большая часть топлива добывается в суровых природных условиях. Отсутствие достаточного количества предприятий по переработке попутного газа непосредственно в районах добычи нефти приводит к необходимости его сжигания на месте (около 20% объемов его добычи) (КСС, 2003). В местах добычи нефти и газа образуется большое количество отходов, которые также сжигаются. Для доставки топлива потребителям требуются дополнительные затраты энергоресурсов (около 10% от объема его добычи). Плохое состояние жилищного фонда и систем местного транспорта энергоносителей по сетям трубопроводов приводит к потерям большого количества тепла в городах.

Наиболее значимыми по объемам эмиссии CO₂ являются: топливная, электроэнергетическая отрасли и промышленность стройматериалов. По CH₄ — газовая, угольная, нефтедобывающая отрасли. Указанным отраслям принадлежит до 90% выбросов CO₂ и более 80% выбросов CH₄. При этом отраслями топливно-энергетического комплекса обеспечивалось преимущественное потребление природного газа и продуктов переработки нефти. Объемы добычи углеводородного топлива в России в 2002 г. оставались на более низком уровне по сравнению с уровнем 1990 г.: нефти и

Таблица 4.10. Антропогенная эмиссия парниковых газов на территории России, выбросы которых ограничены Киотским протоколом (НС-4, 2006)

Парниковый газ	Единица измерения	1990 г.	2000 г.	2004 г.
CO ₂	млн. т CO ₂	2362	1520	1630
	% от 1990 г.	100	64	69
CH ₄	млн. т CO ₂ -экв.	550	286	336
	% от 1990 г.	100	52	69
N ₂ O	млн. т CO ₂ -экв.	98	35	96
	% от 1990 г.	100	36	98
Техногенные газы (HFC, PFC, SF ₆)	млн. т CO ₂ -экв.	40	42	46
	% от 1990 г.	100	105	115
Сумма выбросов ПГ	млн. т CO ₂ -экв.	3050	1883	2108
	% от 1990 г.	100	62	69

Примечание. HFC — гидрофторуглеродные соединения, PFC — перфторуглеродные.

4. ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ И АЭРОЗОЛЯ В АТМОСФЕРЕ

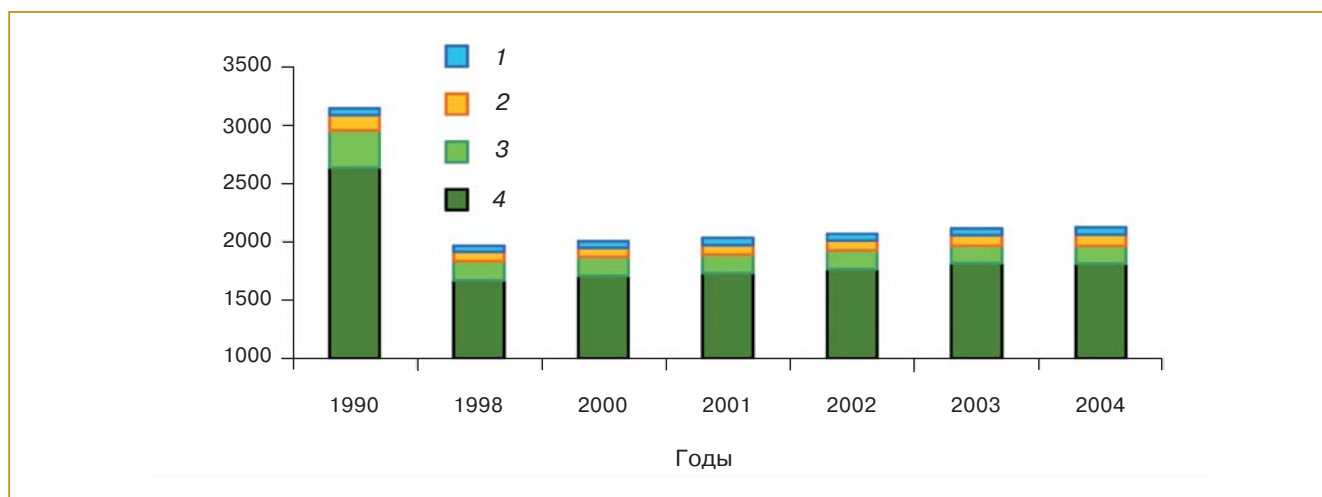


Рис. 4.6. Объемы выбросов (млн. т CO_2 -эквивалента) от промышленных источников и источников, связанных с сельскохозяйственным производством, в России за период 1990–2004 гг. по трем основным парниковым газам: CO_2 , CH_4 и N_2O (НС-4, 2006). 1 — отходы в целом; 2 — промышленные процессы; 3 — сельское хозяйство; 4 — энергетика.

газового конденсата — 74%, природного и попутного (нефтяного) газа — 93%, угля — 64%.

Национальные объемы эмиссии парниковых газов в атмосферу оцениваются по результатам инвентаризации предприятий — источников выбросов. Для оценок эмиссии парниковых газов были разработаны несколько методик инвентаризации (GPG, 2001), наиболее полная версия, которой изложена в (IG, 2006). В них содержатся общие рекомендации в виде специальных коэффициентов по видам промышленной и сельскохозяйственной деятельности, однако они не учитывают специфики, связанной с природно-климатическими условиями конкретных стран. Поэтому для каждой страны требуется коррекция коэффициентов эмиссии, рекомендуемых методикой. Сведения об инвентаризации источников эмиссии парниковых газов в значениях CO_2 -эквивалента на территории России приводятся в табл. 4.10. Из данных таблицы следует, что уровень эмиссии 1990 г. превышен на 15% только по техногенным газам в 2004 г. По другим газам эмиссия не достигла уровня 1990 г. Если выбросы будут продолжать увеличиваться с той же скоростью, как в настоящее время, при увеличении ВВП на 6–7% в год, то следует ожидать превышение базового уровня эмиссии CO_2 -эквивалента к 2020 г. На рис. 4.6 приведены результаты инвентаризации объемов эмиссии основных парниковых газов от промышленных и сельскохозяйственных источников, действующих на территории России (Израэль и др., 2002; НС-4, 2006).

4.6. Выводы

Измерения содержания парниковых газов в атмосфере однозначно указывают на антропогенную природу увеличения их содержания и воздействие ПГ на радиационные факторы, формирующие климат. Глобальный мониторинг содержания CO_2 показывает, что около 60% его антропогенного выброса остается в атмосфере, остальное поглощается океаном и растительностью суши. Аэрозоль отчасти снижает радиационное воздействие парниковых газов, при этом его влияние различно в разных частях атмосферы и над разной подстилающей поверхностью.

Атмосферные циклы парниковых газов и других радиационно-активных примесей атмосферы, таких, например, как аэрозоль, зависят от их взаимодействия с экосистемами поверхности океана и суши, так же как и непосредственно с водной средой океана. Баланс основных парниковых газов — CO_2 , CH_4 , N_2O — и озона формируют биосферные и геохимические циклы в океане, на суше и в атмосфере.

Продолжающееся увеличение концентрации в атмосфере парниковых газов, несмотря на ограничения их выбросов, введенные Киотским протоколом, указывает на сложность проблемы замедления или приостановки развивающегося потепления климата планеты путем ограничения объемов этих выбросов в ближайшем будущем. Это обусловлено как большим временем жизни в атмосфере основного компонента — диоксида углерода, так и рядом факторов, связанных с проблемами

развивающихся стран и стран с переходной экономикой, которые не ратифицировали Киотский протокол. Однако их вклад (за счет таких быстроразвивающихся стран, как Индия и Китай) в ежегодный глобальный выброс углерода в атмосферу (вместе с США) уже сейчас составляет около половины общего выброса парниковых газов всех стран.

Россия, занимая первое место в мире по площади лесов, обеспечивает в значительной степени поглощение лесами своей антропогенной эмиссии CO₂ в атмосферу. Однако это преимущество уменьшается, что связано с труднодоступностью большей части площади лесов (около половины которых составляют перестойные леса, не являющиеся стоком CO₂) для принятия мер по их сохранению, вырубке и восстановлению, а также с большой продолжительностью процесса восстановления, занимающего десятки лет. Достаточно низкая среднегодовая температура на основных лесных территориях замедляет как рост леса, так и гниение лесных остатков после вырубок и пожаров. Лесные пожары вносят некоторый вклад в межгодовые источники CO₂ и аэрозолей и в России, и в других странах, однако лесовосстановление на пожарах в итоге не дает значительного влияния на итоговую эмиссию парниковых газов от лесных пожаров за длительный период.

4.7. Литература

- Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли, 1986.** Хмелевцов С. С. (ред.), Л., Гидрометеоиздат, 256 с.
- Голубятников Л. Л., Молохов И. И., Денисенко Е. А., 2005.** Модельные оценки влияния изменений климата на растительный покров и сток углерода из атмосферы, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 41, № 1, с. 25–35.
- Горбаренко Е. В., 2003.** Аэрозольная мутность атмосферы в Москве в конце XX века, Метеорология и гидрология, № 7, с. 13–18.
- Заварзин Г. Я., Кудеяров В. Н., 2006.** Почва как главный источник и резервуар органического углерода на территории России, Вестник РАН, т. 76, № 1, с. 4–24.
- Замолотчиков Д. Г., 2005.** Доклад на семинаре, проведенном Фондом охраны окружающей среды, М., 14 марта, 23 с.
- Израэль Ю. А., Назаров И. М., Никитин А. И., Яковлев А. Ф., Гитарский М. Л., 2002.** Вклад России в изменение климата и изменение концентрации парниковых газов в атмосфере, Метеорология и гидрология, № 5, с. 17–27.
- КП: Киотский протокол к Рамочной Конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата, 1997.** 33 с.
- КСС: Россия в цифрах, 2003.** Краткий статистический сборник, М., 398 с.
- Лесной фонд России, 2004.** Справочник, М., ВНИИЦлесоресурс, 633 с.
- Махоткина Е. Л., Лукин А. Б., Плахина И. Н., Панкратова Н. В., 2006а.** Многолетние изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в России, Метеорология и гидрология, № 7, с. 41–48.
- Махоткина Е. Л., Лукин А. Б., Плахина И. Н., Панкратова Н. В., 2006б.** Анализ годового хода и межгодовой изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы над территорией России, Исследования Земли из космоса, № 5, с. 1–9.
- МП: Монреальский протокол по проблеме веществ, разрушающих озоновый слой, 1988.** Бюллетень ВМО, т. 37, № 2, с. 118–121.
- НС-4: Четвертое Национальное сообщение Российской Федерации по изменению климата, представленное в соответствии со статьями 4 и 12 Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата и статьей 7 Киотского протокола, 2006.** М., 105 с.
- Парамонова Н. Н., Привалов В. И., Решетников А. И., 2001.** Мониторинг углекислого газа и метана в России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 37, № 1, с. 38–43.
- Покровский И. О., Покровский О. М., 2003.** Определение альбедо системы почва — растительность по данным многоугловых дистанционных измерений отраженной солнечной радиации, Исследования Земли из космоса, № 5, с. 6–19.
- Русина Е. Н., Радионов В. Ф., 2002.** Оценка доиндустриальной оптической толщины атмосферы при полярной дымке в Арктике и современного вклада антропогенных выбросов, Метеорология и гидрология, № 5, с. 35–39.
- Тарасова Т. А., Ярхо Е. В., 1991.** Определение аэрозольной оптической толщины атмосферы по измерениям прямой интегральной радиации, Метеорология и гидрология, № 12, с. 66–71.
- Улюмжинова Н. Н., Чубарова Н. Е., Смирнов А. Н., 2005.** Характеристики атмосферного аэрозоля в Москве по данным солнечного фотометра CIMEL, Метеорология и гидрология, № 1, с. 48–57.
- Beer U., Lucht W., Schmullins C., and Shvidenko A., 2006.** Small net carbon dioxide uptake by Russian forests during 1981–1999, Geophys. Res. Lett., vol. 33, L15403, doi:10.2929/2006 GL 026919.
- Boucher O. et al., 2004.** Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapor and climate, Climate Dynamics, vol. 22, pp. 597–604.
- Bousquet P. et al., 2006.** Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric variability, Nature, vol. 443, pp. 439–443.

- Bouwman A. F., Boumans L. J. M., and Batjes N. H., 2001.** Global Estimates of Gaseous Emission of NH₃, NO and N₂O from Agricultural Land, Food and Agriculture Organisation, Rome, 57 p.
- Brovkin V. M. et al., 2006.** Biogeophysical effects of historical land cover changes simulated by six Earth system models of intermediate complexity, *Climate Dynamics*, vol. 26(6), pp. 587–600.
- Brown S., 1997.** Forests and climate change: Role of forest lands as carbone sinks, Report on XI World Forestry Congress, Antalya, Turkey, 13–22 October, vol. 1, Topic 4.
- Chen Y. H. and Prinn R. G., 2006.** Estimation of atmospheric methane emission between 1996–2001 using 3D global chemical model, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D10307, doi:10.1029/2002GL06848.
- Crutzen P. J., 2004.** New directions: The growing urban heat and pollution “island” effect — impact on chemistry and climate, *Atmospheric Environment*, vol. 38, pp. 3539–3540.
- DeFries R. S. et al., 2002.** Carbon emissions from tropical deforestation and regrowth based on satellite observations for the 1980s and 1990s, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, vol. 99(22), pp. 14256–14261.
- Denman K. L., Brasseur G., et al., 2007.** Coupling between changes in climate system and biogeochemistry, Ch. 7, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- FAO, 1995.** Food and Agriculture Organization, Forest Resources Assessment 1990, Global Synthesis, FAO Forestry Paper 124, Rome, Italy.
- Forster P., Ramaswamy V., et al., 2007.** Changes in atmospheric constituents and radiative forcing, Ch. 2, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Goldewijk K., 2001.** Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE database, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 15, pp. 417–433.
- GPG: Good Practice Guidance and Uncertainty Management in National Greenhouse Gas Inventories, 2001.** IPCC, Penmien J. et al. (eds).
- Gordon L. J. et al., 2005.** Human modification of global water vapor flows from the land surface, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, vol. 102, pp. 7612–7617.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R., et al., 2005.** Efficacy of climate forcing, *J. Geophys. Res.*, vol. 110, (D18), D18104, doi:1029/2005JD005776.
- Hein R., Crutten P. G., and Heimann M., 1997.** An inverse modeling approach in investigate the global atmospheric methane cycle, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 11, pp. 43–76.
- Hirsch A. I. et al., 2006.** Inverse modeling estimates of the global nitrous oxide surface flux from 1998–2001, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 20, GB1008, doi:10.1029/2004GB002443.
- Holland E. A. et al., 2005.** Nitrogen deposition onto the United States and Western Europe: Synthesis of observations and models, *Ecol. Appl.*, vol. 15, pp. 273–294.
- Houghton R. A., 2003.** Revised estimate of annual net flux of carbon in land use and land management 1850–2000, *Tellus*, vol. 55B, pp. 378–390.
- Houweling S., Dentener F., and Lelieveld J., 2000.** The impact of nonmethane hydrocarbone copmpaunds on tropospheric photochemistry, *J. Geophys. Res.*, vol. 105, pp. 17243–17255.
- IEA, 2002.** International Energy Agency, World Energy Outlook 2002.
- IEA, 2006.** International Energy Agency, World Energy Outlook 2006.
- IEA, 2007.** International Energy Agency, World Energy Outlook 2007.
- IG: IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventory, 2006.** Vol. 1–5.
- IPCC, 1999.** Aviation and the Global Atmosphere: A Special Report of the IPCC WG I and III, Penner J. E. et al. (eds.), Cambridge, Cambridge University Press, 373 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., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Keller M. et al., 2005.** Soil–atmosphere exchange for nitrous oxide, nitricoxide, methane, and carbon dioxide in logged and undisturbed forest in the Tapajos National Forest, Brazil, *Earth Interactions*, vol. 9, pp. 1–28, doi:10.1175/EI125.1.
- Kiselev A. A. and Karol I. L., 2002.** The ratio between nitrogen oxides and carbon monoxide total emissions as precursors of tropospheric hydroxyl content evolution, *Atmospheric Environment*, vol. 36, pp. 5971–5981.
- Kroeze C., Dumont E., and Seitzinger S.P., 2005.** New estimates of global emissions of N₂O from rivers and estuaries, *Environ. Sci.*, vol. 2, pp. 159–165.
- Kurz W. A. and Apps M. J., 1996.** Retrospective assessment of carbon flows in Canadian boreal forests, in: *Forest Ecosystems, Forest Management*

- and the Global Carbon Cycle, Apps M. J. and Price D. T. (eds.), NATO ASI Series 1, vol. 40, Berlin, Springer-Verlag, pp. 173–182.
- Lucht W., Schmulius C., and Shvidenko A., 2006.** Small net carbon dioxide uptake by Russian forests during 1991–1999, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L15403, doi:10.292006GL026919.
- Mikaloff Fletcher S. E. et al., 2004.** CH₄ sources estimated from atmospheric observations of CH₄ and its ¹³C/¹²C isotopic ratios: 2. Inverse modeling of CH₄ fluxes from geographical regions, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, doi:10.1029/2004GB002224.
- Minnis P. et al., 2004.** Contrails, cirrus trends and climate, *J. Climate*, vol. 17, pp. 1671–1685.
- Mishchenko M. I., Geogdzhayev I. V., Rossow W. B., Cairns B., Carlson B. E., Laci A. A., Liu Li, and Travis L. D., 2007.** Long-term satellite record reveals likely recent aerosol trend, *Science*, vol. 315, p. 1543.
- Mosier A. et al., 1998.** Closing the global N₂O budget: N₂O emissions through the agricultural nitrogen cycle, OECD/IPCC, IEA Phase II Development of IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventory Methodology, *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, vol. 52, pp. 225–248.
- Myhre G. and Myhre A., 2003.** Uncertainties in radiative forcing due to surface albedo changes caused by land use changes, *J. Climate*, vol. 16, pp. 1511–1524.
- Nevison C., Lueker T., and Weiss R. F., 2005.** Quantifying the nitrous oxide source from coastal upwelling, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, GB1018, doi:10.1029/2003GB002110.
- Novakov T. et al., 2003.** Large historical changes of fossil fuel black carbon aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, pp. 1324, doi:10.1029/2002GL016345.
- Okulov O., 2003.** Variability of Atmospheric Transparency and Precipitable Water in Estonia during Last Decades, Tartu University Press, 79 p.
- Olivier J. G. J. et al., 2005.** Resent trends in global greenhouse emissions regional trends 1970–2000 and spatial distribution of key sources in 2000, *Environ. Sci.*, vol. 2, pp. 81–99.
- Ramankutty N. and Foley J. A., 1999.** Estimating historical changes in global land cover: Croplands from 1700 to 1992, *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 14, pp. 997–1027.
- Ramasvamy V. et al., 2001.** Radiative forcing of climate change, Ch. 6, in: IPCC, 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel of Climate Change, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. (eds.), Cambridge, UK and New York, USA, Cambridge University Press.
- Randerson T. et al., 2006.** The impact of boreal forest fire on climate warming, *Science*, vol. 314, pp. 1130–1132.
- Sausen R. et al., 2005.** Aviation radiative forcing in 2000: An update on IPCC (1999), *Meteorolog. Zeitschrift.*, Bd. 14, pp. 1–7.
- Scheehle M. R., Irving W. N., and Kruger D., 2002.** Global anthropogenic methane emission, in: *Non-CO₂ Greenhouse Gases*, Rotterdam, Millpress, pp. 257–262.
- Shaw G. E., 1985.** On the climatic relevance of Arctic haze static energy balance considerations, *Tellus*, vol. 47, No. B1, 50 p.
- Shine K. P., Derwent R. G., et al., 1990.** Radiative forcing of climate, Ch. 2, in: IPCC, 1990: The IPCC Scientific Assessment, Houghton J. T. et al. (eds.), Cambridge, UK and New York, USA, Cambridge University Press.
- Solomon S., Qin D., Manning M., Alley R. B., Bertsen T., Bindoff N. L., Chen Z., Chidthaisong A., Gregory J. M., Hegerl G. C., Heimann M., Hewitson B., Hoskins B. J., Joos F., Jouzel J., Kattsov V., Lohmann U., Matsuno T., Molina M., Nicholls N., Overpeck J., Raga G., Ramaswamy V., Ren J., Rusticucci M., Somerville R., Stocker T. F., Whetton P., Wood R. A., and Wratt D., 2007.** Technical Summary, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Terez E. I. and Terez G. A., 2002.** Investigation of atmospheric transmission in the Crimea (Ukraine) in the twentieth century, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 41, pp. 1060–1063.
- Travis D. J. et al., 2004.** Regional variations in U.S. diurnal temperature range for the 11–14 September 2001 aircraft groundings: Evidence of jet contrail influence on climate, *J. Climate*, vol. 17, pp. 1123–1134.
- Wang G. et al., 2004.** Decadal variability of rain-fall in the Sahel: Results from the coupled GENESIS-IBIS atmosphere–biosphere model, *Climate Dynamics*, vol. 22, doi:10.1007/s00382-004-0411-3.
- Warwick N. J. et al., 2002.** The impact of meteorology on the interannual growth rate of atmospheric methane, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29(20), 1947, doi:10.1029/2002GL015282.
- Wuebbles D. J. and Hayhoe K., 2002.** Atmospheric methane and global change, *Earth Sci. Rev.*, vol. 57, pp. 177–210.
- Young-Kwon Lim, Ming Cai, Kalnay E., and Liming Zhou, 2005.** Observational evidence of sensitivity of surface climate changes to land types and urbanization, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L22712, doi:10.1029/2005GL024267.

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Ведущие авторы: В. М. Катцов, В. П. Мелешко

Авторы: В. А. Говоркова, Е. Д. Надежина, Т. В. Павлова, И. М. Школьник

Рецензент: член-корреспондент РАН В. Н. Лыков

5.1. Предсказуемость климата

Климатическая система Земли, под которой обычно понимают пять взаимодействующих друг с другом компонентов: атмосферу, гидросферу, криосферу, деятельный слой суши и биосферу, (см. гл. 1), никогда не находится в состоянии равновесия. Она непрерывно меняется даже в отсутствие изменений во *внешних воздействиях**. Эта *собственная изменчивость* климатической системы обусловлена нелинейными взаимодействиями между перечисленными ее компонентами, имеющими разные времена релаксации к внешним воздействиям. Например, время, в течение которого тропосфера может вернуться в квазиравновесное состояние, составляет от нескольких дней до нескольких недель, а стратосфере для этого требуется несколько месяцев. Вследствие огромной теплоемкости океана время его реакция на внешние воздействия может составлять от нескольких (верхний перемешанный слой) до тысяч лет (глобальная термохалинная циркуляция). Реакция на внешние воздействия основной части криосферы, представленной ледяными щитами Гренландии и Антарктиды, также может измеряться сотнями и тысячами лет. Влияние обратных связей и нелинейность внутренних взаимодействий, присущих климатической системе Земли, чрезвычайно усложняют ее реакцию на внешние воздействия.

Центральной задачей исследования климатической системы Земли является *прогноз ее эволюции*. Известно, что сложные нелинейные системы, к каковым относится и климатическая система,

имеют ограниченную предсказуемость (Lorenz, 1969). Под *предсказуемостью* обычно понимают временные пределы, в которых будущие состояния системы могут быть предсказаны на основании имеющейся информации о текущих и прошлых ее состояниях.

Различают предсказуемость первого и второго рода. Предсказуемость первого рода определяется зависимостью эволюции климатической системы от *начального состояния*. Предсказуемость второго рода определяет возможность статистического описания будущих состояний климатической системы в терминах среднего и изменчивости в результате тех или иных *внешних воздействий*. С точки зрения предсказуемости, различие между климатом и погодой (т. е. между осредненным и неосредненным состояниями климатической системы) принципиально.

Исходные состояния климатической системы в принципе не могут быть точно известны, и в процессе прогноза присутствующие в них ошибки увеличиваются. Атмосфера — наиболее неустойчивый и быстро меняющийся компонент климатической системы. Поэтому прогноз ее эволюции от заданного начального состояния (т. е. прогноз погоды), как правило, не может превышать двух недель. Поскольку другие компоненты климатической системы меняются медленнее, их предсказуемость может быть существенно большей, но также ограниченной во времени. Примером тому служат явления Эль-Ниньо, которые могут быть предсказаны с заблаговременностью несколько месяцев.

* Под внешними воздействиями понимают *естественные* и *антропогенные* факторы, влияющие на климатическую систему извне и вызывающие ее изменения. Например, к естественным внешним воздействиям относятся вулканическая деятельность и солнечная активность, к антропогенным — изменения газового состава атмосферы в результате хозяйственной деятельности человека и изменения землепользования.

Имеется достаточно свидетельств того, что глобальные изменения климата, обусловленные влияниями внешних воздействий, предсказуемы. Например, годовой цикл, а также короткопериодные изменения климата, вызванные отдельными вулканическими извержениями, достаточно хорошо воспроизводятся современными моделями. Изменения климата в прошлом, связанные с изменениями астрономических и других внешних факторов, также воспроизводятся моделями. Следует отметить, что глобальные и континентальные изменения климата более предсказуемы, чем региональные или локальные, поскольку пространственное осреднение, равно как и осреднение по времени, отфильтровывает собственную изменчивость климатической системы.

Глобальное радиационное воздействие на климатическую систему, вызванное накопленными в атмосфере парниковыми газами, начиная с доиндустриального периода, способствовало формированию неравновесного радиационного режима системы (Trenberth et al., 2002). В настоящее время суммарное воздействие антропогенных парниковых газов и аэрозоля на климатическую систему составляет $1,6 \text{ Вт/м}^2$ по сравнению с доиндустриальным периодом (раздел 4.2). При нынешней скорости увеличения содержания парниковых газов в атмосфере концентрация CO_2 во второй половине XXI века должна удвоиться, и глобальное радиационное воздействие составит примерно 4 Вт/м^2 .

Океан вследствие термической инерции со значительным запаздыванием (от нескольких десятков до сотен лет) реагирует на изменения радиационного воздействия. Это согласуется с модельными расчетами, которые показывают, что, независимо от сценариев эмиссий парниковых газов, изменения климата останутся близкими в течение первых нескольких десятилетий XXI века (раздел 7.1).

Предсказуемость климатической системы ограничена ее нелинейностью, которая привносится рядом факторов (Rial et al., 2004). Один из них — наличие в системе положительных обратных связей, усиливающих ее отклик на внешние воздействия. Кроме того, климатической системе присуще так называемое пороговое поведение, когда по достижении определенного состояния сравнительно медленная эволюция (например, в течение тысяч лет) сменяется скачкообразным (в течение нескольких десятков лет) переходом в иное состояние. Причиной такого скачка может стать, например, коллапс крупномасштабной термохалинной циркуляции в Мировом океане (Stocker et al., 2001). Не исключается, что такой коллапс может быть результатом интенсивного увеличения содержания парниковых газов в атмосфере (Cubasch et al., 2001). Еще одним

аспектом нелинейного поведения климатической системы является наличие циркуляционных режимов (Corti et al., 1999) с достаточно быстрыми переходами от одного к другому, например, Эль-Ниньо, североатлантическое колебание и т. п. Наконец, многим процессам присуща стохастическая составляющая (например, “спусковой” механизм кучевой конвекции (Palmer, 2001)), также уменьшающая предсказуемость системы.

Упомянутая выше собственная не связанная с внешними воздействиями изменчивость климатической системы характеризуется широким спектром временных и пространственных масштабов (см., например, (Кароль, 1988; Груза, Ранькова, 2003)). Собственная изменчивость способна маскировать сигнал внешнего воздействия. Выделение такого сигнала и установление его природы представляет собой фундаментальную проблему, в решении которой последние годы отмечены заметным прогрессом (Allen and Stott, 2003; Stott et al., 2003; Stott, 2003; Tett et al., 2002; Zwiers and Zhang, 2003).

Присущие климатической системе нелинейность и стохастичность существенно ограничивают выбор методов и инструментов, пригодных для оценок будущих изменений климата, оставляя относительно широкие (и далеко не исчерпанные на сегодняшний день) возможности лишь для физико-математического моделирования.

Однако, как отмечалось выше, даже наличие совершенной модели не позволило бы дать точный прогноз изменения климатической системы (например, на ближайшие десятилетия) из-за невозможности точно определить начальное состояние, в особенности ее медленно эволюционирующих компонентов, не говоря уже о невозможности предсказать изменение внешних воздействий на климат. Поэтому оценка будущих изменений климата принципиально возможна лишь в виде некоторого вероятностного распределения, так что задача предсказания климата сводится к определению вероятностных функций распределения разных характеристик климатической системы в будущем, а не к прогнозу ее эволюции во времени.

5.2. Иерархия и структура современных моделей климатической системы

В многообразии климатических моделей, используемых сегодня в исследованиях изменений климата, можно выделить следующие четыре класса (в порядке возрастания сложности): 1) простые климатические модели (двумерные, одномерные или даже нульмерные); 2) модели промежуточной сложности (МПС)*; 3) модели общей

* В англоязычной литературе эти модели известны как EMIC — Earth System Models of Intermediate Complexity.

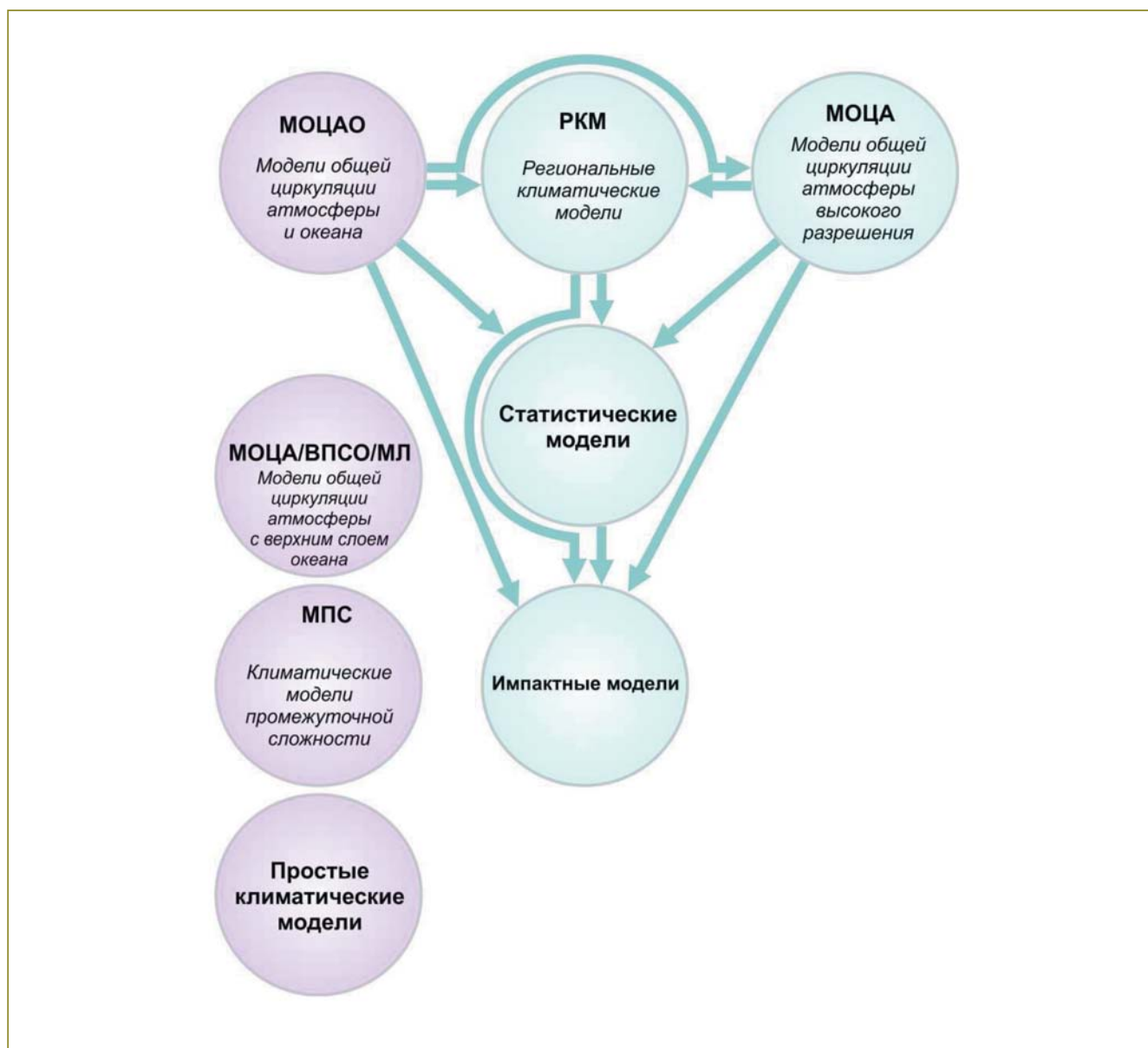


Рис. 5.1. Иерархия современных климатических моделей (Катцов, Мелешко, 2004).

циркуляции атмосферы (МОЦА) с упрощенными описаниями верхнего перемешанного слоя океана и морского льда (ВПСО/МЛ) и, наконец, 4) сложные трехмерные модели совместной циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), занимающие высшую ступень в иерархии климатических моделей (левая часть рис. 5.1) (Катцов, Мелешко, 2004).

Простые модели, параметры которых подбираются в соответствии с расчетами климатических изменений с помощью МОЦАО, сложных ледниковых моделей и т. п., могут быть использованы,

например, для оценки влияния на климат сокращения выбросов ПГ в атмосферу либо как компоненты так называемых моделей совокупной оценки* (например, для анализа стоимости таких сокращений). MPC (Claussen et al., 2002; Мохов и др., 2002, 2005; Petoukhov et al., 2005) не столько уступают МОЦАО в количестве описываемых процессов, сколько в детальности, сложности этих описаний, причем в отличие от простых моделей число степеней свободы MPC превышает число настраиваемых параметров на несколько порядков. MPC, так же как и МОЦА/ВПСО/МЛ, по-

* В англоязычной литературе эти модели известны как Integrated Assessment Models.

лезны в исследованиях отдельных физических процессов, их взаимодействий и обратных связей между ними, а также применяются в исследованиях палеоклимата. Основным преимуществом моделей, находящихся на более низких ступенях иерархии, является их вычислительная эффективность. Высокая вычислительная эффективность позволяет проводить с простыми моделями и МПС массовые ансамблевые расчеты, а также интегрировать их на сравнительно долгие (тысячи лет) сроки. Продолжительность экспериментов с МОЦА/ВПСО/МЛ в исследованиях равновесных состояний климатической системы обычно не превышает нескольких десятилетий модельного времени, что позволяет проводить многочисленные расчеты, изменяя параметры модели в широком диапазоне. Использование простых моделей, МПС и МОЦА/ВПСО/МЛ в исследованиях возможных в будущем изменений климата носит вспомогательный характер.

Что касается МОЦАО, то в течение последних лет их развитие отмечено значительным прогрессом, обусловленным как достижениями в исследованиях собственно климатической системы, так и увеличением вычислительных ресурсов, обеспечивающим все большую детализацию и полноту модельных описаний климатически значимых процессов. Современные МОЦАО включают в качестве основных компонентов интерактивные (взаимодействующие друг с другом) модели атмосферы, океана, деятельного слоя суши, криосферы и биосферы. Поскольку, несмотря на непрерывное увеличение пространственного разрешения МОЦАО, для многих климатически значимых процессов оно недостаточно, такие процессы представлены в моделях с помощью параметризаций, основанных на физических соотношениях между климатическими характеристиками разных пространственных масштабов. Современный уровень развития компьютерной техники позволяет проводить интегрирование МОЦАО на многие сотни лет.

Оценка возможных изменений климата для пространственных масштабов меньше субконтинентальных требует привлечения различных способов пространственной детализации результатов расчетов с помощью МОЦАО. В настоящее время с этой целью используются: 1) МОЦА высокого или переменного разрешения; 2) региональные климатические модели (РКМ), встроенные (“телескопированные”) в МОЦАО (МОЦА) сравнительно грубого разрешения; 3) методы так называемого статистического даунскейлинга (правая часть рис. 5.1). Каждая из перечисленных категорий характеризуется набором достоинств и недостатков. Выбор того или иного способа может определяться наличием вычислительных ресурсов (в первом

и втором случае — весьма значительных), а также наличием данных наблюдений (в третьем случае — продолжительных однородных рядов достаточно высокого временного разрешения).

Трехмерные региональные климатические модели (РКМ) имеют разрешение порядка 10 км и размеры модельной области вплоть до субконтинентальных. В зависимости от поставленной задачи на боковых границах РКМ задается внешнее воздействие в виде полей атмосферных величин, рассчитанных в МОЦАО либо полученных из реанализа. РКМ высокого разрешения могут телескопироваться в РКМ более грубого разрешения. Хотя результаты расчетов с помощью РКМ зависят от качества “управляющих” МОЦА, они успешно применяются в широком спектре приложений, в частности в оценках будущих изменений климата. Обычно РКМ проходит сложную процедуру калибровки и тестирования, прежде чем она может быть применена для конкретного региона.

5.3. Чувствительность климата и обратные связи

Чувствительность климата — это характеристика, используемая для оценки реакции глобальной климатической системы на заданное внешнее воздействие. Чувствительность определяется обратными связями, которые усиливают или подавляют радиационное воздействие на климат. Наиболее часто в качестве такой характеристики используется равновесное изменение средней за год глобальной приземной температуры воздуха при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере. Равновесная чувствительность обычно рассчитывается с помощью МОЦА/ВПСО/МЛ.

Помимо вышеописанной “равновесной” чувствительности используется также так называемый “неравновесный отклик климата”. Последний определяется в расчетах с МОЦАО как разность средних глобальных значений приземной температуры воздуха, осредненной за 20 лет в окрестности момента удвоения концентрации CO_2 при ее ежегодном 1%-ном приросте и полученной в контрольном расчете при постоянной концентрации CO_2 (Cubasch et al., 2001). В экспериментах с МОЦАО при увеличении концентрации CO_2 на 1% в год удвоение достигается через 70 лет. Неравновесный отклик климата зависит как от чувствительности, так и от поглощения тепла океаном.

Чувствительность климата зависит также от его среднего состояния (Voeg and Yu, 2003) и называется весьма полезной мерой для сравнения моделей, поскольку средняя глобальная темпера-

тура воздуха у поверхности земли достаточно хорошо измеряется. Вместе с тем центральным является вопрос, какие характеристики и с какой точностью должна воспроизводить климатическая модель, чтобы ее чувствительность к разнообразным внешним воздействиям была близка к чувствительности реальной климатической системы (Дымников и др., 2006).

Модельные оценки чувствительности климата не претерпели существенных изменений с 1970-х годов, и обратные связи, определяющие эту чувствительность, по-прежнему остаются одними из первостепенных источников неопределенности оценки будущих изменений климата с помощью МОЦАО. В настоящее время вероятность того, что чувствительность климатической системы находится в пределах 2,0–4,5°C, оценивается как высокая (> 66%), при этом наиболее вероятно чувствительность 3°C (Randall et al., 2007).

Разброс модельных оценок чувствительности климата является следствием различий модельных описаний обратных связей (Bony et al., 2006; Булгаков и др., 2007), действующих в климатической системе. Как известно, потепление климата при наблюдаемом воздействии оказывается примерно в 2–4 раза большим, по сравнению с тем, которое могло бы иметь место в отсутствие обратных связей в климатической системе. Оценить достоверность модельной чувствительности можно, воспроизводя различные состояния климатической системы в прошлом, когда радиационное воздействие отличалось от современного. С другой стороны, можно рассматривать достоверность воспроизведения основных обратных связей и их вклад в равновесный отклик климатической системы на радиационное воздействие в рамках экспериментов с МОЦА/ВПСО/МЛ.

В отсутствие обратных связей потепление климата при удвоении атмосферной концентрации CO₂ составило бы примерно 1,2°C (Hansen et al., 1981; Bony et al., 2006). Если бы при этом действовала только обратная связь между повышением температуры и содержанием водяного пара в атмосфере, то потепление усилилось бы примерно в два раза. Однако с этой положительной обратной связью тесно связана отрицательная обратная связь, обусловленная изменениями вертикального градиента температуры. Совместный эффект этих обратных связей усиливает потепление примерно в полтора раза. Обратная связь между изменениями приземной температуры воздуха и альбедо подстилающей поверхности усиливает реакцию климата на удвоение концентрации CO₂ в атмосфере примерно на 10%, а облачно-радиационная обратная связь — на 10–50% (в зависимости от модели). Вследствие нелинейности климатической системы

перечисленные обратные связи усиливают друг друга, и их совокупный эффект превышает сумму эффектов каждой из них в отдельности (Randall et al., 2007).

Качество воспроизведения моделями разных обратных связей различно. Анализ данных наблюдений показывает (Bony et al., 2006; Soden, 2004), что наиболее успешно воспроизводятся обратные связи между потеплением климата, с одной стороны, и изменениями содержания водяного пара и вертикального градиента температуры в атмосфере, с другой.

Разброс оценок равновесной чувствительности климата между существующими моделями связан преимущественно с различиями в воспроизведении облачно-радиационных обратных связей. Модельные облачно-радиационные обратные связи могут различаться не только величиной, но даже знаком (Bony and Dufresne, 2005; Soden and Held, 2006; Webb et al., 2006). Межмодельные различия в воспроизведении облачно-радиационной обратной связи значительны на всех широтах и, по-видимому, наиболее велики в тропиках. Несмотря на достигнутые успехи в понимании физических процессов, определяющих реакцию облачности на изменения климата, и в оценках отдельных составляющих соответствующей обратной связи, в настоящее время невозможно установить, какие из современных моделей наиболее достоверны в указанном аспекте.

Большой вклад в чувствительность глобального и регионального климата вносят криосферные процессы. Наиболее важная обратная связь между потеплением климата и криосферой состоит в увеличении доли солнечной радиации, поглощенной поверхностью земли в результате сокращения площади снежного покрова и морского льда, имеющих большое альбедо. Сложность изучения обратной связи морского льда обусловлена взаимодействием атмосферных и океанских процессов в высоких широтах. Несмотря на значительные достижения в развитии моделей морского льда, используемых в качестве компонентов МОЦАО, оценки соответствующих обратных связей затрудняются недостатком данных наблюдений в высоких широтах, в частности отсутствием наблюдений за толщиной льда (Holland and Bitz, 2003; Chapman and Walsh, 2007).

В климатической системе действуют и другие обратные связи. Некоторые из них, например, включающие термохалинную циркуляцию океана, описываются современными МОЦАО. Другие обратные связи, например, включающие биогеохимические процессы, представлены в некоторых версиях современных МОЦАО, но пока весьма упрощенно (Denman et al., 2007).

5.4. Оценка качества моделей климата

Как удостовериться в том, что та или иная модель “правильно” воспроизводит климат и реалистично реагирует на изменяющиеся внешние воздействия? В настоящее время единственной возможностью получить ответ на этот вопрос остается всесторонняя оценка* модели, включающая анализ воспроизведения моделью не только наблюдаемого среднего состояния климатической системы, но и межгодовой, внутри- и межвековой и, по-видимому, более долгопериодной изменчивости климатической системы.

Удобной иллюстрацией служит оценка моделей, используемых в численном прогнозе погоды, на основе верификации прогнозов. В прогнозе погоды используются МОЦА, основное отличие которых от атмосферных компонентов МОЦАО состоит в более высоком пространственном разрешении (поскольку в численном прогнозе погоды сроки интегрирования МОЦА измеряются сутками). Сравнение прогноза с данными наблюдений является стандартной процедурой во всех прогностических центрах. Обычно сравнение проводится по ряду критериев для ограниченного числа ключевых прогнозируемых характеристик атмосферы.

Иначе обстоит дело с расчетами будущих изменений климата с помощью МОЦАО. Такие расчеты проводятся, как правило, на десятки и сотни лет, поэтому прямые сравнения полученных сегодня результатов с данными наблюдений (верификация) станут возможными лишь в далеком будущем, когда это уже не будет иметь никакого практического смысла. Кроме того, эти расчеты нельзя считать в полном смысле прогнозами, поскольку внешние воздействия на модельную климатическую систему (например, антропогенные выбросы парниковых газов и аэрозолей в атмосферу) задаются в соответствии с разными сценариями развития человечества, вероятность которых не определена** (см. раздел 7.1).

Итак, в отличие от численного прогноза погоды, пригодность моделей для использования в расчетах будущих состояний климатической системы невозможно установить, анализируя собственно результаты этих расчетов. В то же время вполне резонным является предположение, что достовер-

ность расчетов будущего климата определяется способностью модели воспроизводить современное состояние климатической системы (включая годовой цикл), а также разные ее состояния в прошлом в соответствии с имеющимися данными наблюдений. Тогда возникает вопрос: как именно проверять эту способность? Здесь следует отметить, что еще одним отличием моделирования климата от численного прогноза погоды является отсутствие общепризнанных показателей качества для климатических моделей.

В работе (Воег, 2000) выделяются три обширные категории для оценки климатических моделей: 1) морфология климата, представленная пространственным распределением и структурой средних значений, средних квадратических отклонений и корреляций (и, возможно, другой статистики) основных климатических параметров; 2) бюджеты (балансы) и циклы в климатической системе (например, гидрологический цикл), а также 3) климатические процессы (например, муссоны, блокинги, конвекция).

Поскольку речь идет о климате, то сравнение результатов расчета состояния климатической системы с помощью МОЦАО в фиксированный момент модельного времени с данными наблюдений, относящихся к этому же моменту “реального” времени (как это делается в численном прогнозе погоды), — бессмысленно. Столь же бессмысленно сравнивать модельные расчеты и данные наблюдений для определенного года (например, для 1913 г. или 2007 г.). Климат — это “осредненная” погода, поэтому сравнения расчетов с помощью МОЦАО и данных наблюдений можно проводить для характеристик, осредненных за достаточно большие промежутки времени, измеряемые десятками лет***. Примерами таких интервалов могут служить так называемые базовые климатические периоды. Так, “классический” базовый период ВМО (1961–1990 гг.) представлял современный климат в трех оценочных докладах МГЭИК. В докладе (АСИА, 2005) в качестве базового используется период 1981–2000 гг. Выбор базового периода, включая его продолжительность, определяется разными обстоятельствами, например, характером изменчивости климата в том или ином регионе, наличием и качеством данных наблюдений за тот или иной период и др. (см., например, (Катцов и др., 2003)).

* Термин “оценка” (evaluation) в англоязычной литературе используется применительно собственно к моделям. Оценка модели основывается на сопоставлении модельных расчетов с данными наблюдений, которое называется верификацией (verification).

** В англоязычной литературе это обстоятельство проявилось в том, что термин “prediction” (прогноз) был в последние годы вытеснен термином “projection”, который не имеет прямого перевода на русский язык и может быть переведен либо как оценка возможных в будущем изменений, либо как потенциальный прогноз (используемая иногда калька “проекция” представляется неудачной).

*** Следует также иметь в виду, что модели воспроизводят лишь часть наблюдаемой изменчивости климатической системы в зависимости от численной схемы, разрешения модели и т. п.

Еще одним примером некорректной верификации модельных расчетов является прямое сравнение результатов моделирования в ячейке модели с наблюдениями в ближайшей географической точке. Некорректность таких сравнений, в частности, обусловлена сглаженностью модельного решения, которая определяется пространственно-временной дискретизацией модели. Репрезентативность данных наблюдений в точке может быть весьма ограничена в пространстве, в то время как рассчитанные с помощью моделей значения климатических характеристик осреднены по большим площадям (объемам) модельных ячеек. При этом огромное количество информации, генерируемое МОЦАО, неизмеримо превосходит объем данных наблюдений, за исключением разве что быстро развивающихся наблюдений Земли из космоса. Поэтому для оценки моделей обычно используются преобразованные данные наблюдений, например, интерполированные в узлы регулярной сетки с использованием методов объективного анализа, представленные в виде интегральных оценок по тем или иным регионам и т. п. Именно по этой причине важным источником данных для оценки моделей являются данные реанализа, т. е. результаты ретроспективных расчетов метеорологических полей с помощью моделей в режиме прогноза погоды с ассимиляцией имеющихся данных наблюдений за такими ключевыми величинами, как температура, влажность, атмосферное давление и др., в тех точках, где качество измерений признается удовлетворительным.

Тестирование модельных расчетов климатических состояний в прошлом, в особенности до начала инструментальных наблюдений, сопряжено с большими трудностями. С этой целью могут использоваться так называемые косвенные данные, источниками которых служат кольца деревьев, кораллы, ледниковые керны, буровые скважины и т. п., позволяющие в том или ином приближении локально реконструировать эволюцию отдельных климатических параметров (Folland et al., 2001).

Способность моделей воспроизводить среднее состояние климатической системы является важным, но отнюдь не достаточным условием достоверности оценок будущих изменений климата, получаемых с использованием этих моделей. Помимо среднего состояния, модель должна воспроизводить эволюцию климатической системы (например, в течение периода инструментальных наблюдений). Сочетание внешнего (например, антропогенного) воздействия на климатическую систему и ее естественной изменчивости определяет два требования, которым должны отвечать МОЦАО в расчетах эволюции климата (например, в течение XX века), а именно: 1) способность воспроизводить изменения климата, связанные с вне-

шним воздействием (прежде всего, тренды временных рядов метеорологических величин для периодов значительных изменений антропогенных воздействий (например, от начала XX века до настоящего времени либо за последние несколько десятилетий)), а также 2) способность генерировать собственную изменчивость, близкую по амплитуде к наблюдаемой в соответствующих диапазонах частот (например, явления, подобные арктическому потеплению в первой половине XX века). При этом, как отмечалось выше, не требуется, чтобы МОЦАО воспроизводили время наступления наблюдаемых экстремумов, связанных с собственной изменчивостью климатической системы (Катцов и др., 2007; Wang et al., 2007).

Таким образом, если, помимо современного климата, модель позволяет воспроизводить различные состояния климатической системы, наблюдавшиеся в далеком прошлом (когда внешние воздействия сильно отличались от современных), а также эволюцию климатической системы (т. е. связанные с внешним воздействием тренды и собственную изменчивость), можно считать, что полученные с помощью этой модели оценки будущих изменений климата в результате реализации того или иного сценария внешнего воздействия заслуживают доверия.

Всесторонняя оценка МОЦАО требует очень больших усилий от коллектива разработчиков модели, который, как правило, оказывается в состоянии контролировать поведение модели лишь в ограниченном числе наиболее важных аспектов. В этом смысле чрезвычайно облегчает дело международная кооперация в виде проектов сравнения моделей.

Исследованию различных аспектов моделирования климата, особенностей и систематических ошибок МОЦАО и их компонентов посвящены многочисленные международные проекты сравнения моделей и действующие в рамках этих проектов диагностические и экспериментальные подпроекты, создающие обширную основу для объективного сопоставления и оценки качества современных моделей. К наиболее известным международным проектам сравнения моделей относятся проект сравнения атмосферных моделей АМIP, проект сравнения объединенных моделей (атмосферы и океана) СМIP, проект сравнения палеоклиматических моделей РМIP и проект "Климат XX века" С20С. Проекты сравнения моделей достаточно полно представляют основные аспекты верификации расчетов с МОЦАО. Многие действующие международные проекты посвящены взаимосравнениям не только основных компонентов МОЦАО (атмосферных, океанских и др.), но даже отдельных параметризаций.

5.5. Ансамблевый подход

Параллельные расчеты с одной или несколькими моделями при одинаковом внешнем воздействии принято называть ансамблевыми. Ансамбли, составленные из расчетов с одной и той же моделью, но от разных начальных условий, характеризуют неопределенность, обусловленную собственной климатической изменчивостью данной модели. Мультимодельные ансамбли*, составленные из расчетов с независимыми моделями, характеризуют неопределенность, обусловленную межмодельными различиями.

Наибольшую успешность при сравнении с данными наблюдений, как правило, показывает результат осреднения по мультимодельному ансамблю (например, (Катцов, Мелешко, 2004)). Это связано с тем, что систематические ошибки, присущие каждой модели в отдельности, часто являются случайными по отношению к ансамблю моделей и при осреднении 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 стоит перед необходимостью создания 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. Однако в ожидании разработки и апробации таких показателей (или, как их часто называют, “метрик”, см. (Randall et al., 2007)), позволяющих ранжировать модели с точки зрения достоверности рассчитываемых с их помощью будущих состояний климатической системы и соответственно распределять веса между моделями в ансамблевых расчетах, именно средние по ансамблю оценки остаются в центре внимания исследователей (Катцов и др., 2007).

С другой стороны, поскольку климатической системе присуща собственная изменчивость, соответствующая часть неопределенности оценок будущих изменений этой системы не может быть устранена только усовершенствованием моделей. Из-за нелинейности климатической системы модельные расчеты ее эволюции чувствительны к малым возмущениям в начальных условиях. Решая проблему предсказуемости климата, необходимо исследовать неизбежную неопределенность, связанную с собственной изменчивостью в веро-

ятностном пространстве. С этой целью необходимо проводить ансамблевые расчеты с варьированием как начальных состояний, так и неопределенных модельных параметров — в реалистичном диапазоне, связанном с вероятностным распределением (Randall et al., 2007; Kattsov and Källén, 2005), т. е. использовать так называемый *суперансамблевый подход*. Под суперансамблем понимается ансамбль разных моделей (либо ансамбль версий одной модели, соответствующих различным реалистичным параметризациям физических процессов), с каждой из которых проводятся ансамблевые расчеты от разных начальных состояний. Такой подход, чрезвычайно успешно используемый в прогнозах погоды, позволяет оценить изменения функций распределения вероятности для разных климатических параметров, т. е. получить намного более полную и достоверную картину климатических изменений по сравнению с одиночным расчетом. До недавнего времени реализация такого подхода была невозможна из-за недостатка компьютерных ресурсов. В настоящее время в результате развития компьютерной техники эта задача становится выполнимой.

5.6. Модели общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3

Со времени выхода в свет Третьего оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата (ОД3) (IPCC, 2001) произошла смена поколения МОЦАО. В рамках подготовки Четвертого оценочного доклада МГЭИК был организован беспрецедентный по своим масштабам и количеству участников проект по анализу расчетов климата с помощью МОЦАО нового поколения. Основу этого проекта, получившего название СМIP3 и являющегося третьей фазой проекта СМIP (см. раздел 5.4), составили расчеты климата XX века при заданных в соответствии с наблюдениями концентрациях парниковых газов и аэрозолей, а также три сценарных расчета климата XXI века (для сценариев антропогенных выбросов A2, A1B и B1 в соответствии с номенклатурой МГЭИК). Были проведены и другие расчеты, например, контрольный расчет при постоянной концентрации парниковых газов, соответствующей уровню доиндустриальной эпохи; расчет для сценария, при котором концентрации парниковых газов и аэрозолей фиксируются на уровне 2000 г., и др. Всего в проекте приняло участие более двух десятков МОЦАО, разработанных в известных исследова-

* Термин “ансамбль” может применяться без изменения смысла как к расчетам с моделями, так и собственно к моделям.

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

тельских центрах мира. Многие центры предоставили результаты ансамблевых (от разных начальных условий) расчетов каждого типа. На основе этих данных в Ливерморской национальной лаборатории (США) был создан электронный архив (http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php), содержащий результаты модельных расчетов для большого числа климатических переменных. Участниками модельного проекта МГЭИК было заявлено более тысячи диагностических подпроектов, посвященных анализу самых разных аспектов моделирования климата.

По сравнению с ОДЗ (IPCC, 2001) произошло существенное улучшение МОЦАО как класса моделей, обусловленное 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 (например, изменения содержания интерактивных аэрозолей). Большинство МОЦАО уже не использует процедуру коррекции потоков, в которой они нуждались ранее для исключения дрейфа модельного климата и поддержания стабильного состояния модельной климатической системы, близкого к наблюдаемому. При этом произошли улучшения в воспроизведении современного климата во многих аспектах. Таким образом, часть неопределенности неравновесного отклика МОЦАО на внешние воздействия, связанная с использованием коррекции потоков, уменьшилась. Однако систематические погрешности и тренды все еще присущи МОЦАО в контрольных расчетах.

Некоторый прогресс в расчетах климатически значимых мод естественной изменчивости (Osborn, 2004; Miller et al., 2006; AchutaRao and

Sperber, 2006) в целом повысил уверенность в том, что важные климатические процессы представлены в МОЦАО правильно. Улучшилась способность МОЦАО воспроизводить экстремальные явления, в особенности, связанные с приземной температурой воздуха (Meehl and Tebaldi, 2004; Vavrus et al., 2006), однако частота и интенсивность экстремальных осадков моделями занижаются (Sun et al., 2006). Большинству моделей все еще присущи систематические ошибки в воспроизведении общей циркуляции Южного океана (Russell et al., 2006), играющего важную роль в поглощении тепла из атмосферы, что увеличивает неопределенность оценки неравновесного отклика климатической системы на увеличение содержания парниковых газов в атмосфере.

Различным аспектам расчетов климата Северной Евразии с помощью МОЦАО нового поколения посвящены работы (Benestad, 2005; Kattsov et al., 2007; Павлова и др., 2007; Мелешко и др., 2008 и др.), выполнявшиеся в рамках ряда диагностических подпроектов проекта СМIP3.

Существенный прогресс достигнут в понимании межмодельных различий чувствительности климата, основным источником которых по-прежнему остаются облачно-радиационные обратные связи. Новые данные наблюдений показывают, что совокупный эффект обратных связей водяного пара и вертикального градиента температуры близок обнаруживаемому в моделях (Bonu et al., 2006).

В табл. 5.1 приводятся характеристики 19 МОЦАО СМIP3, большая часть из которых была отобрана для использования в оценках будущих изменений климата (см. главу 7). Как следует из данных таблицы, пространственное разрешение атмосферных моделей различается примерно в шесть раз.

Таблица 5.1. Модели общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3

Модель, страна	Модель общей циркуляции атмосферы, источник	Модель общей циркуляции океана, источник	Морской лед, источник
BCCR-BCM2.0, Норвегия	T63L31 (Deque et al., 1994)	(0,5–1,5)° × 1,5° L35 (Bleck et al., 1992)	L1/ВП (Hibler, 1979; Harder, 1996)
CCSM3, США	T85L26 (Collins et al., 2004)	(0,3–1)° × 1° L40 (Smith and Gent, 2002)	L4/УВП (Briegleb et al., 2004)
CGCM3.1(T47), Канада	T47L31 (McFarlane et al., 1992; Flato, 2005)	1,9° × 1,9° L29 (Pacanowski et al., 1993)	L0/КЖ (Hibler, 1979; Flato and Hibler, 1992)
CGCM3.1(T63), Канада	T63L31 (McFarlane et al., 1992; Flato, 2005)	0,9° × 1,4° L29 (Flato and Boer, 2001; Kim et al., 2002)	L0/КЖ (Hibler, 1979; Flato and Hibler, 1992)

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Продолжение таблицы 5.1

CNRM-CM3, Франция	T63L45 (Deque et al., 1994)	(0,5–2)° × 2° L31 (Madec et al., 1998)	L4/УВП (Hunke and Dukowicz, 1997; Salas-Melia, 2002)
CSIRO-Mk3.0, Австралия	T63L18 (Gordon et al., 2002)	0,8° × 1,9° L31 (Gordon et al., 2002)	L1(2)/КЖ (O'Farrell, 1998)
ECHAM5/MPI-OM, Германия	T63L31 (Roeckner et al., 2003)	1,5° × 1,5° L40 (Marsland et al., 2003)	L0/ВП (Hibler, 1979; Semtner, 1976)
ECHO-G, Германия/Корея	T30L19 (Roeckner et al., 1996)	(0,5–2,8)° × 2,8° L20 (Legutke and Maier-Reimer, 1999)	L0/ВП (Wolff et al., 1997)
GFDL-CM2.0, США	2,0 × 2,5° L24 (GFDL GAMDT, 2004)	(0,3–1,0)° × 1,0° L20 (Gnanadesikan et al., 2004)	L3/УВП (Winton, 2000; Delworth et al., 2006)
GFDL-CM2.1, США	2,0 × 2,5° L24 (GFDL GAMDT, 2004)	(0,3–1,0)° × 1,0° L20 (Gnanadesikan et al., 2006)	L3/УВП (Winton, 2000; Delworth et al., 2006)
GISS-AOM, США	3 × 4° L12 (Russell et al., 1995; Russell, 2005)	3° × 4° L16 (Russell et al., 1995; Russell, 2005)	L2(4)/КЖ (Flato and Hibler, 1992; Russell, 2005)
INM-CM3.0, Россия	4 × 5° L21 (Алексеев и др., 1998)	2° × 2,5° L33 (Дианский и др., 2002)	L0/– (Дианский и др., 2002)
IPSL-CM4, Франция	2,5 × 3,75° L19 (Hourdin et al., 2006)	(1–2)° × 2° L31 (Madec et al., 1998)	L2/ВП (Goosse and Fichefet, 1999)
MIROC3.2 (hires), Япония	T106L56 (K-1 Developers, 2004)	0,2° × 0,3° L47 (K-1 Developers, 2004)	L0/УВП (K-1 Developers, 2004)
MIROC3.2 (medres), Япония	T42L20 (K-1 Developers, 2004)	(0,5–1,4)° × 1,4° L44 (K-1 Developers, 2004)	L0/УВП (K-1 Developers, 2004)
MRI-CGCM2.3.2, Япония	T42L30 (Shibata et al., 1999)	(0,5–2,0)° × 2,5° L23 (Yukimoto et al., 2001)	L0/– (СД) (Mellor and Kantha, 1989)
PCM, США	T42L26 (Kiehl et al., 1998)	(0,5–0,7)° × 1,1° L40 (Maltrud et al., 1998)	L4/УВП (Hunke and Dukowicz, 1997; Zhang et al., 1999)
UKMO-HadCM3, Великобритания	2,5 × 3,8° L19 (Pope et al., 2000)	1,5° × 1,5° L20 (Gordon et al., 2000)	L0/– (СД) (Cattle and Crossley, 1995)
UKMO-HadGEM1, Великобритания	1,3 × 1,9° L38 (Martin et al., 2004)	(0,3–1,0)° × 1,0° L40 (Roberts, 2004)	L0/УВП (Hunke and Dukowicz, 1997; Semtner, 1976; Lipscomb, 2001)

Примечание. Горизонтальное разрешение атмосферного и океанского компонентов МОЦАО характеризуется шагом сетки в градусах широты (долготы) или в виде спектрального усечения (в атмосфере). Вертикальное разрешение L суть количество уровней по вертикали. Для обозначения реологии морского льда используются следующие сокращения: ВП — вязко-пластическая модель; УВП — упруго-вязко-пластическая модель; КЖ — модель кавитирующей жидкости; тире означает отсутствие реологии; СД — упрощенная модель динамики морского льда в виде “свободного дрейфа”.

Принято считать, что для повышения точности расчета климата следует использовать модели более высокого пространственного разрешения, включающие более полные и совершенные методы параметризации физических процессов. Однако результаты сравнительных расчетов климата, выполненные, например, в рамках проектов CMIP и CMIP2, не показывают прямой зависимости между разрешением моделей и качеством расчета современного климата (AchutaRao et al., 2004). Существует точка зрения, что для качественного скачка в способности моделей воспроизводить наблюдаемый климат разрешение современных климатических моделей должно быть увеличено более чем на порядок. Однако такое требование не может быть выполнено в настоящее время из-за ограниченных вычислительных ресурсов.

Модели включают весьма различающиеся по полноте и сложности методы параметризации физических процессов. В течение нескольких лет, прошедших после публикации ОДЗ, одной из наиболее значимых тенденций развития МОЦАО стало использование динамических ледовых компонентов: подавляющее большинство МОЦАО нового поколения включает динамические модели морского льда разной сложности.

5.7. Архивы данных наблюдений и реанализа

Приземная температура воздуха — достаточно надежно наблюдаемый климатический параметр, характеризующий региональные особенности энергетического баланса и крупномасштабные аномалии климатической системы (Lambert and Boer, 2001). Исследования изменений температуры воздуха на основе анализа данных сети метеорологических станций проводятся рядом групп в России и за рубежом (Груза, Ранькова, 2003; Lugina et al., 2005; Hansen et al., 2005; Smith et al., 2005; Vose et al., 2005; Brohan et al., 2006). Из-за различий в используемых методах анализа данных, неоднородности временных рядов, неравномерности пространственно-временного распределения, влияния “тепловых островов” и т. п. архивы данных, созданные разными научными группами, могут различаться между собой, иногда значительно.

Одним из широко используемых источников данных наблюдений за температурой воздуха, пригодных для сравнения с модельными результатами, является глобальный архив (Legates and

Willmott, 1990). Другой известный источник — глобальный архив среднемесячных аномалий приземной температуры воздуха CRU. Пространственное разрешение этих данных $5^\circ \times 5^\circ$, однако глобальное покрытие — неполное. Кроме того, был также создан архив аномалий среднемесячной температуры полуградусного разрешения CRUTS2.0, который покрывает сушу Земли (без Антарктиды) за период 1901–2000 гг. (New et al., 1999, 2000).

Еще одна возможность оценивать модельное воспроизведение климатических характеристик предоставляется данными реанализа, использующими МОЦА в режиме прогноза погоды с ассимиляцией данных наблюдений. Данные реанализа позволяют преобразовать нерегулярные во времени и пространстве наблюдения в сеточные глобальные поля, охватывающие периоды в несколько десятилетий. Достоверность данных реанализа для разных метеорологических величин неодинакова, поскольку некоторые из них (например, осадки и облачность) не ассимилируются, несмотря на наличие соответствующих данных наблюдений. Вместо этого указанные переменные рассчитываются с погрешностями, присутствующими в их модельных расчетах (Kalnay, 2003). К сожалению, существующие данные реанализа* применимы для проверки модельных расчетов лишь начиная со второй половины XX века. Им присущи систематические погрешности, которые особенно велики для неассимилируемых переменных атмосферы. Качество данных реанализов для ассимилируемых переменных зависит от плотности наблюдательной сети.

Несмотря на ряд ограничений (см., например, (Cullather et al., 2000)), данные реанализа являются динамически и термодинамически согласованными и полезными источниками, даже в случае осадков и испарения. В работе (Serreze et al., 2005) получены оценки качества осадков по данным реанализа ERA-40 для Арктики и показано, что в целом данные этого архива удовлетворительно согласуются с откорректированными данными наблюдений, по крайней мере над сушей. В этом отношении качество ERA-40 оказывается выше реанализа NCEP/NCAR.

Часто используемая глобальная климатология осадков (Xie and Arkin, 1998), полученная без необходимой коррекции твердых осадков, оказалась непригодной для высоких широт (Walsh et al., 2002). Прогресс в картировании пространственно- и сезонного распределений фактических осад-

* Для верификации модельных расчетов в настоящей главе используются данные 40-летнего реанализа Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) ERA-40. Данные начинаются с 1958 г. Подробная документация ERA-40 находится на сайте ECMWF www.ecmwf.int/research/era/Products. В ряде случаев используется другой известный глобальный реанализ — NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), производимый указанными национальными центрами США.

ков связан с международным проектом сравнения твердых осадков ВМО (Goodison et al., 1998). С начала этой деятельности появилось много работ, посвященных наблюдаемым осадкам в Арктике (Colony et al., 1998; Yang, 1999; Bogdanova et al., 2002; Богданова и др., 2002).

Для оценки качества воспроизведения климатическими моделями речного стока, а также средней годовой разности между осадками и эвапотранспирацией часто используются данные (Dümenil et al., 1993; Dümenil-Gates et al., 2000) и (GRDC, <http://grdc.bafg.de>). В работе (Serreze et al., 2003) приводятся оценки количества осадков и испарения над водосборами крупнейших рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, включая Обь, Енисей и Лену. Осредненные по соответствующим водосборам среднегодовые значения количества осадков получены в результате объективного анализа полей откорректированных данных стационарных измерений, анализа разности осадков и испарения ($P - E$) на основе оценки конвергенции потоков атмосферной влаги в реанализе NCEP/NCAR, а также речного стока, измеренного в устьях рек. Оценки эвапотранспирации получены в результате двух типов расчетов: как разность независимых оценок осадков и испарения ($P - E$) и разность между средними по речному бассейну количеству осадков и стоку. Две оценки эвапотранспирации различаются на 20%, определяя тем самым меру неопределенности средних (в масштабах водосбора) оценок гидрологических характеристик. По-видимому, большая часть этой неопределенности связана с ошибками измерения и анализа осадков.

Оценки наблюдений за облачностью, основанные на спутниковых и наземных данных наблюдений, различаются между собой, особенно летом в высоких широтах, когда алгоритмы обработки спутниковых данных часто занижают слоистую облачность в пограничном слое атмосферы. Следует отметить, что возможности сравнения радиационных потоков в полярных областях крайне ограничены и являются проблематичными также

в данных реанализа атмосферы (Walsh and Chapman, 1998; Walsh et al., 2002).

Наблюдения за морским льдом сравнительно надежны для периода спутниковых наблюдений и то лишь для его площади (сплоченности) и в меньшей степени для скорости дрейфа. В настоящее время наиболее пригодными для использования в моделировании климата и оценке качества глобальных МОЦАО, по-видимому, являются данные о наличии морского льда в узлах регулярной сетки HadISST2 (Rayner et al., 2003, 2006). К числу проблем наблюдения за морским льдом со спутников относятся трудности выделения собственно морского льда и облаков. Однако наиболее остра проблема недостатка данных о распределении толщины ледяного покрова Мирового океана. Возможности сравнения модельных расчетов ледяного покрова океана в течение всего XX века с данными наблюдений существуют лишь в Северном полушарии. Данные HadISST2 сравнительно надежны лишь с конца 1970-х годов (в обоих полушариях). Для предшествующего периода в Северном полушарии наибольшего доверия заслуживают, по-видимому, данные (Захаров, 2003, 2004), однако они не включают тихоокеанский сектор Арктики.

Определенная трудность в анализе модельных расчетов СМIP3 связана с тем, что в архиве отдельные климатические характеристики отсутствовали для некоторых моделей или сценариев, а число членов ансамбля для разных моделей было различным. Поэтому в настоящем анализе использовались разные подансамбли модельных расчетов, однако количество рассматриваемых ниже МОЦАО всегда было достаточно велико, чтобы говорить о них как о классе. В дальнейшем изложении во всех случаях, когда это специально не оговорено, под ансамблем МОЦАО понимается серия модельных реализаций, в которых каждая МОЦАО представлена одним расчетом. Суперансамбль (все МОЦАО и все члены ансамбля, имеющиеся для каждой из них) используется лишь в анализе эволюции климата в XX веке (глава 6).

Блок 5.1. О возможности совокупной оценки качества моделей

Развитие ансамблевого подхода неразрывно связано с необходимостью разработки системы количественных показателей совокупного качества климатических моделей. На сегодняшний день неясно, возможна ли разработка системы метрик, которая стала бы общепринятой, и позволила ли бы такая система взвешивать члены мультимодельных ансамблей или, по крайней мере, объективно устанавливать пригодность моделей и исключать из ансамблей недостаточно качественные модели, а расчеты по оставшимся использовать с одинаковыми весами (раздел 5.5).

Чтобы в первом приближении оценить совокупное (по ряду характеристик) качество МОЦАО СМIP3, можно, например, рассчитать средние квадратические ошибки, с которыми модели воспроизводят те или иные атмосферные характеристики по отношению к наблюдаемым, и нормировать средние квадратические ошибки для каждой переменной на соответствующую ошибку “средней”

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

модели. В качестве таких характеристик можно использовать температуру воздуха и осадки над сушей Северного полушария (где данные наблюдений наиболее надежны), а также приземное давление на уровне моря и влагосодержание атмосферы для Северного полушария в целом. (Разумеется, в совокупные оценки можно включать отдельные сезоны или месяцы, большее число характеристик и другие области, например, Южное полушарие, низкие или внетропические широты и т.п.)

При таком подходе лучшими окажутся модели, сумма средних квадратических ошибок которых для разных характеристик минимальна (рис. 5.2). Наилучшую — крайнюю слева — позицию занимает “средняя” по ансамблю модель. Если ансамблевая ошибка является наименьшей для каждой переменной по отношению к ошибкам отдельных моделей, это означает, что соответствующие ошибки в ансамбле моделей являются случайными. В одних и тех же моделях не наблюдается очевидной связи между ошибками разных переменных. Анализ качества МОЦАО СМIP3 не позволил также обнаружить связь между пространственным разрешением и успешностью в воспроизведении современного климата.

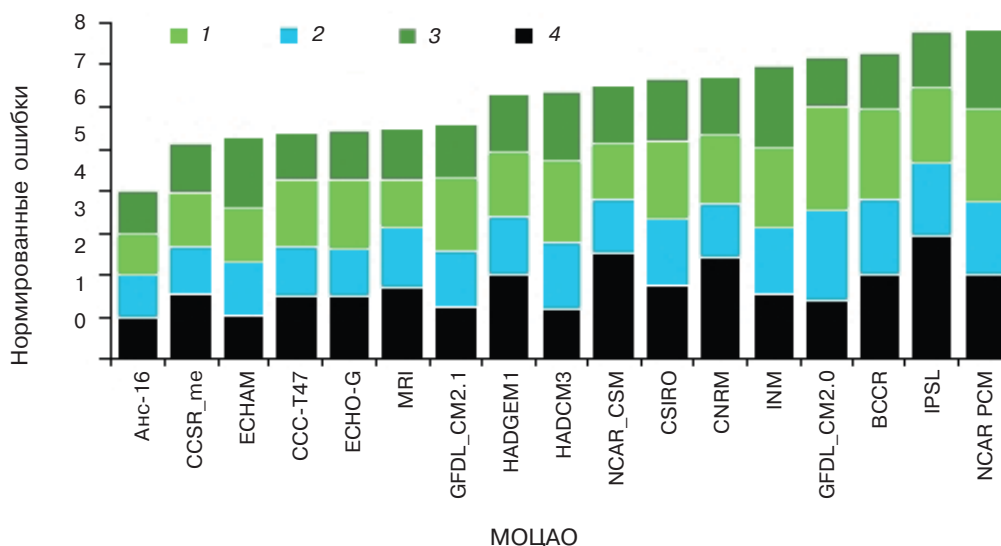


Рис. 5.2. Средние за год среднеквадратические ошибки температуры приземного воздуха на континентах (1), температуры поверхности океанов (2), осадков (3) и давления на уровне моря (4), рассчитанные по 16 МОЦАО СМIP3 в Северном полушарии для периода 1980–1999 гг. Ошибки отдельных переменных для каждой модели нормированы на соответствующие ошибки, вычисленные по ансамблю из 16 МОЦАО, и суммированы по четырем указанным переменным. Модели ранжированы в порядке ухудшения качества. При вычислении средних квадратических ошибок использованы климатические данные о приземной температуре воздуха (New et al., 1999, 2000), температуре поверхности океанов (Rayner et al., 2003), осадках (Xie and Arkin, 1998) и давлении на уровне моря (ERA-40) в Северном полушарии за период 1980–1999 гг.

5.8. Воспроизведение наблюдаемого климата России с помощью моделей СМIP3

5.8.1. Радиация и облачность

Первопричиной пространственно-временных изменений температуры на земном шаре является приходящая солнечная радиация, которая в резуль-

тате взаимодействия с длинноволновой радиацией и другими потоками энергии создает локальное нарушение баланса энергии и вызывает циркуляцию в атмосфере и океане. Влияние радиационных потоков на температуру приземного воздуха зависит от распределения облачности и свойств подстилающей поверхности.

Оценки средних годовых значений составляющих радиационного баланса на верхней границе

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

атмосферы, на поверхности земли и дивергенции полных радиационных потоков в столбе глобальной атмосферы (или радиационный приток к столбу атмосферы), рассчитанные по ансамблю МОЦАО СМIP3, показывают (табл. 5.2), что все восходящие и нисходящие потоки достаточно хорошо согласуются со спутниковыми наблюдениями и другими независимыми оценками (Говоркова и др., 2008).

Согласно расчетам по моделям, приходящий поток солнечной радиации на верхней границе глобальной атмосферы в среднем за год составляет около 342 Вт/м^2 , а обратно в мировое пространство поверхностью земли и облачной атмосферой отражается примерно 105 Вт/м^2 при межмодельном стандартном отклонении примерно 2 Вт/м^2 , при этом облачностью отражается около 50 Вт/м^2 . По мере уменьшения пространственного и временного масштабов модельные ошибки заметно увеличиваются. При анализе ошибок расчета индивидуальных потоков тепла следует иметь в виду, что в модельной (как и в реальной)

атмосфере одновременно действует много компенсационных механизмов, которые уменьшают суммарный эффект погрешностей. Так, например, увеличение ошибки в притоке солнечной радиации вызывает увеличение ошибки в длинноволновом излучении. Эти ошибки в значительной степени компенсируют друг друга. Поэтому суммарные ошибки в радиационных потоках существенно меньше индивидуальных ошибок.

На верхней границе атмосферы в среднем за год положительный баланс солнечной радиации на всех широтах в значительной мере компенсируется посредством длинноволнового излучения в мировое пространство от поверхности земли и атмосферы. При осреднении годовых потоков солнечной и длинноволновой радиации за длительный период по земному шару эта компенсация потоков должна быть примерно полной. Это означает, что глобальный поток длинноволнового излучения в мировое пространство должен быть равным 235 Вт/м^2 , причем примерно 25 Вт/м^2 излучается облаками. Модели воспроизводят

Таблица 5.2. Средние за год значения радиационного баланса климатической системы (Вт/м^2), рассчитанные по ансамблю из 19 МОЦАО СМIP3 (Говоркова и др., 2008) и полученные в работах (Kiehl and Trenberth, 1997; Raschke et al., 2005)

Радиационные потоки	МОЦАО СМIP3	(Kiehl and Trenberth, 1997)	(Raschke et al., 2005)
Радиационный баланс на верхней границе атмосферы			
Приходящая солнечная радиация	$341,6 \pm 0,5$	342	$342 \pm 0,25$
Отраженная солнечная радиация	$-104,7 \pm 2,3$	-107	$-106 \pm (5-7)$
Планетарное альbedo	$30,6 \pm 0,7$	30	31 ± 1
Уходящее излучение	$-235,4 \pm 2,6$	-235	$-233 \pm (3-5)$
Радиационный приток к столбу атмосферы			
Баланс солнечной радиации	$75,4 \pm 5,5$	67	71
Баланс длинноволновой радиации	$-177,8 \pm 5,7$	-169	-183
Суммарный радиационный баланс	$-101,9 \pm 5,4$	-102	-112
Радиационный баланс у поверхности земли			
Нисходящая солнечная радиация	$186,9 \pm 8,1$	198	$189 \pm (7-10)$
Баланс солнечной радиации	$161,6 \pm 6,5$	168	$165 \pm (7-10)$
Нисходящий длинноволновый поток	$334,6 \pm 7,2$	324	$343 \pm (15-20)$
Эффективное излучение	$-57,5 \pm 7,4$	-66	$-50 \pm (15-20)$
Суммарный радиационный баланс	$103,5 \pm 5,8$	102	$115 \pm (15-20)$

Примечание. Здесь также приводятся значения стандартных отклонений, полученные по ансамблю МОЦАО СМIP3, а в скобках указаны диапазоны неопределенности при оценках отдельных потоков (см. табл. V в работе (Raschke et al., 2005)).

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

среднее за год наблюдаемое зональное распределение уходящей длинноволновой радиации с погрешностью в пределах 10 Вт/м^2 (Randall et al., 2007). Из данных табл. 5.2 следует, что радиационные потоки на верхней границе атмосферы, на поверхности земли и радиационные притоки к столбу атмосферы, приведенные в двух исследованиях (Kiehl and Trenberth, 1997; Raschke et al., 2005) и рассчитанные по МОЦАО CMIP3, достаточно хорошо согласуются. Более того, рассчитанные стандартные отклонения потоков от среднего по ансамблю МОЦАО оказались существенно меньшими, чем различия между потоками, полученными из разных источников, использовавших разные методы анализа спутниковых наблюдений и диагностических расчетов.

Важную роль в пространственном распределении радиационных потоков и притоков тепла играет облачность. Хорошо известна высокая зависимость чувствительности климата от пространственного распределения облачности и соответственно облачно-радиационного взаимодействия при внешнем воздействии. В табл. 5.3 приводятся значения облачно-радиационного воздействия на верхней границе атмосферы и у поверхности зем-

ли, рассчитанные по ансамблю МОЦАО и полученные по спутниковым данным. Наибольший межмодельный разброс (стандартное отклонение) показывают МОЦАО в длинноволновом потоке облачно-радиационного воздействия у поверхности земли.

Что касается региональных распределений общей облачности, МОЦАО удовлетворительно воспроизводят ее сезонные изменения в средних широтах, за исключением зимы, когда количество облаков систематически занижается на всех речных бассейнах (рис. 5.3). Это вызвано преимущественным занижением количества облаков нижнего яруса, формирующихся на границе пограничного слоя. Поскольку зимой поток солнечной радиации в Северной Евразии сравнительно мал, указанные погрешности не должны существенно сказываться на расчетах потоков солнечной радиации в это время года. В течение всего года наблюдается значительный межмодельный разброс в расчетах общего количества облаков. Для выяснения того, насколько эти ошибки существенны для расчетов радиационных потоков и термического режима на подстилающей поверхности, требуются дальнейшие исследования.

Таблица 5.3. Средние за год значения и стандартные отклонения облачно-радиационного воздействия (Вт/м^2) на верхней границе глобальной атмосферы и у поверхности земли, рассчитанные по ансамблю МОЦАО CMIP3 и полученные по спутниковым наблюдениям (Raschke et al., 2005)

Облачно-радиационное воздействие	МОЦАО CMIP3	Оценки по (Raschke et al., 2005)
Верхняя граница атмосферы		
Солнечная радиация	$-50,1 \pm 3,3$	-50
Длинноволновая радиация	$27,8 \pm 3,4$	25
Суммарное воздействие	$-22,3 \pm 3,8$	-24
Подстилающая поверхность земли		
Солнечная радиация	$-63,9 \pm 5,9$	-52
Длинноволновая радиация	$31,5 \pm 11,0$	30
Суммарное воздействие	$-34,5 \pm 9,0$	-23

5.8.2. Температурный режим

Географическое распределение полученных в результате осреднения по ансамблю МОЦАО отклонений средних годовой и сезонных значений температуры воздуха от данных наблюдений характеризуется рядом особенностей (рис. 5.4). Над большей частью России МОЦАО занижают сред-

нюю годовую температуру на $(-1,8 \pm 1,5)^\circ\text{C}$. Наиболее заметной систематической погрешностью в холодный период является занижение температуры над северными регионами Европейской территории России и Западной Сибири. Эта погрешность может быть связана с занижением моделями температуры в Северной Атлантике, Норвежском и Баренцевом морях на $4-8^\circ\text{C}$ в течение

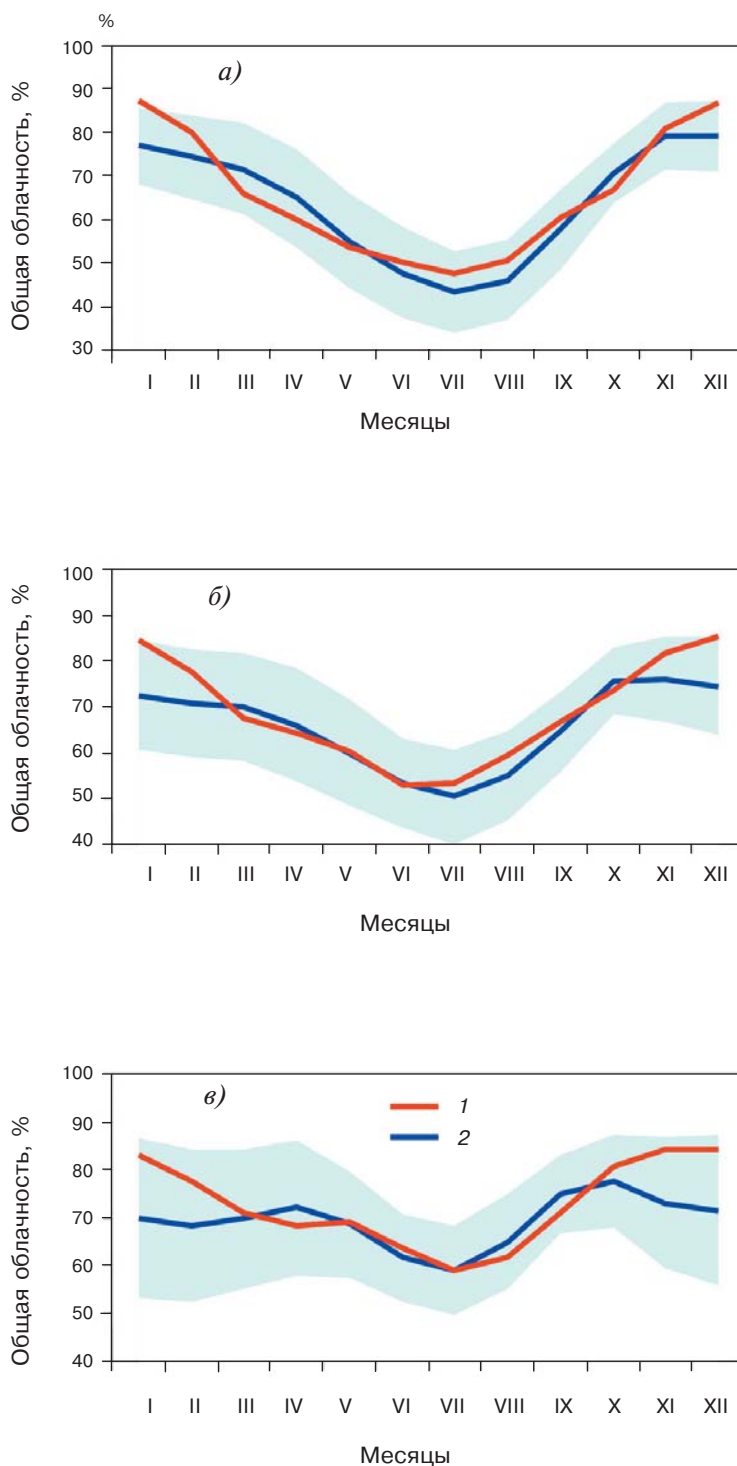


Рис. 5.3. Внутригодовой ход общей облачности (%) на водосборах рек Волга и Урал (а), Обь (б) и Лена (в): 1) расчет по ансамблю из 19 МОЦАО (1980–1999 гг.), 2) данные наблюдений ISCCP (Rossow et al., 1996). Голубая область показывает межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю МОЦАО ($\pm\sigma$).

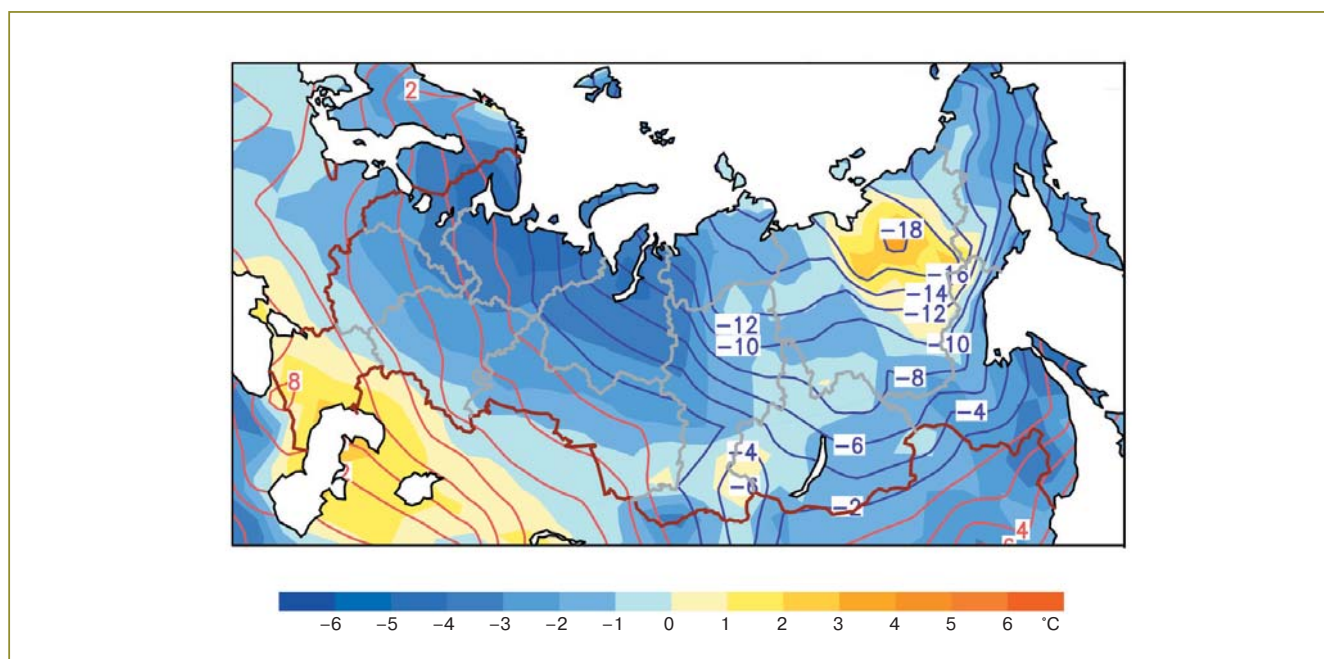


Рис. 5.4. Распределения средней за год температуры приземного воздуха (°C) за 1980–1999 гг., полученные по данным наблюдений (показаны изолиниями) (New et al., 1999, 2000), и средней систематической ошибки расчета по ансамблю из 19 МОЦАО (показаны цветом).

всего года и с избытком морского льда в Баренцевом море (Arzel et al., 2006; Катцов и др., 2007), что в свою очередь, по-видимому, связано с занижением притока теплых вод из Северной Атлантики в Арктику.

Занижение температуры на северо-западе России особенно велико зимой ($(-6,4 \pm 3,6)^\circ\text{C}$). В расчетах с ансамблем из 16 МОЦА AMIP-II (середины 1990-х годов), в которых температура поверхности океана и распределение морского льда задавались в соответствии с данными наблюдений, систематическая ошибка на территории России составила $(0,1 \pm 2,2)^\circ\text{C}$ в среднем за год и $(1,1 \pm 4,4)^\circ\text{C}$ зимой. Несмотря на большой межмодельный разброс, это согласуется с вышеприведенным предположением о причинах занижения температуры на территории России, полученного в ансамбле МОЦАО CMIP3.

Ранее в работе (Груза, Ранькова, 2006) также отмечалось, что ансамбль из 5 МОЦАО, использованный при подготовке ОДЗ (МОЦАО середины 1990-х годов), систематически занижает на $(-2,7 \pm 2,8)^\circ\text{C}$ среднюю за год температуру приземного воздуха на территории России. Таким образом, из сравнения расчетов по моделям двух поколений следует, что величина и знак систематических ошибок не изменились за последние 10 лет. А некоторые различия в величине средней за год систематической ошибки в этих двух исследованиях скорее обу-

словлены особенностями использованных данных наблюдений.

Температура воздуха занижается моделями во все сезоны года как в целом по России, так и в отдельных крупных регионах: на ЕТР, в Западной и Восточной Сибири (табл. 5.4). Причем наибольшее занижение происходит весной, а наименьшее летом. В Восточной Сибири при наименьшем занижении температуры ансамбль моделей дает наибольший межмодельный разброс ($(-0,6 \pm 3,4)^\circ\text{C}$). В этом регионе модели показывают большие ошибки обоих знаков зимой, когда на большей части территории Восточной Сибири (Якутия, Чукотка) формируется антициклон с мощными инверсиями в нижней тропосфере, которые не воспроизводятся большинством современных моделей.

Большинство МОЦАО успешно воспроизводит сезонный ход температуры приземного воздуха в разных регионах России (рис. 5.5).

Наибольшее занижение температуры ансамблем моделей приходится на холодный сезон. Тогда же отмечается и наибольший разброс между расчетами моделей. Заметные систематические ошибки сезонного хода температуры проявляются на северо-западе России, однако к востоку эта погрешность уменьшается (при сохранении межмодельного разброса). Летом средние по ансамблю отклонения температуры от данных наблюдений

Таблица 5.4. Средние систематические ошибки расчета температуры приземного воздуха (°C) на территории России по ансамблю из 19 МОЦАО для современного климата (1980–1999 гг.)

Регион	Зима	Лето	Год
Россия	$-1,9 \pm 2,6$	$-1,1 \pm 1,5$	$-1,8 \pm 1,5$
ЕТР	$-3,4 \pm 2,6$	$-1,1 \pm 1,5$	$-2,3 \pm 1,6$
Западная Сибирь	$-2,3 \pm 2,7$	$-1,2 \pm 1,7$	$-2,1 \pm 1,5$
Восточная Сибирь	$-0,6 \pm 3,4$	$-0,8 \pm 1,8$	$-1,1 \pm 1,9$

Примечание. Западная Сибирь включает Уральский и Сибирский ФО, Восточная Сибирь — Дальневосточный ФО. В качестве наблюдений использованы данные CRU. Также приводятся стандартные отклонения температуры, характеризующие межмодельный разброс ($\pm\sigma$) по отношению к средней систематической ошибке по ансамблю МОЦАО.

существенно меньше. Осредненная по территории России годовая амплитуда приземной температуры воздуха (разность июль – январь), которая по данным наблюдений составляет $39,2^\circ\text{C}$, несколько превышает ансамблем МОЦАО (на $1,0 \pm 3,3^\circ\text{C}$). При этом на Европейской территории эта погрешность составляет $2,8 \pm 3,0^\circ\text{C}$, в Западной Сибири $0,9 \pm 3,9^\circ\text{C}$, в Восточной Сибири $-1,9 \pm 3,6^\circ\text{C}$. Межмодельный разброс заметно превышает среднюю ошибку по ансамблю.

Большой интерес представляет оценка способности МОЦАО воспроизводить характеристики экстремальности термического режима, в частности особенности вероятностных распределений суточных экстремумов температуры приземного воздуха, например, выше (ниже) 90-й (10-й) процентиля. Показателем экстремальности может служить максимальное (минимальное) значение температуры в пределах некоторого временного интервала (месяца, сезона или года). В настоящее время для оценки экстремумов используются специальные индексы, которые могут быть рассчитаны по данным наблюдений и климатических моделей (Frich et al., 2002; Alexander et al., 2006). В число индексов для температуры вошли ее годовые максимум и минимум, непрерывная продолжительность периодов экстремально высокой (низкой) температуры, суточные экстремумы температуры и амплитуда ее суточного хода, годовая амплитуда экстремальных значений температуры, число дней с морозом в году, дата самого раннего (позднего) заморозка и ряд других характеристик.

Описанные в разделе 5.4 методологические трудности сравнения модельных оценок с данными наблюдений в отдельных пунктах наиболее очевидны именно при анализе экстремальных характеристик климата, поскольку такие характеристики имеют большую пространственно-временную изменчи-

вость и малую повторяемость. Корректная интерпретация данных наблюдений для последующего расчета индексов экстремальности и создание на их основе глобальных сеточных архивов являются предметом активных исследований (Hegerl et al., 2006). Один из возможных подходов, позволяющий оценивать качество расчета моделями трендов в индексах экстремальности путем их сравнения с результатами анализа данных наблюдений в XX веке, предложен в работе (Kiktev et al., 2003).

Помимо наблюдений, источником информации о фактических экстремумах температуры служат данные реанализа. Современные архивы реанализа и МОЦАО имеют пространственные разрешения порядка ста километров, что затрудняет их использование для оценки локальных экстремальных явлений. Однако такое разрешение позволяет в принципе оценивать статистику крупномасштабных аномалий температуры, информация о которых является ключевым входным параметром многих импактных моделей.

Как и в случае средних сезонных и годовых характеристик климата, для оценки качества расчетов температурных экстремумов, по-видимому, целесообразно использовать ансамбли МОЦАО (Kharin et al., 2005, 2007; Vavrus et al., 2006).

По ансамблю из 9 МОЦАО для базового периода (1980–1999 гг.) и данным реанализа NCEP-DOE* (Kanamitsu et al., 2002) за тот же период были рассчитаны пространственные распределения годовых максимумов приземной температуры воздуха (рис. 5.6). За годовой максимум (минимум) температуры принимается наибольшее (наименьшее) ее суточное значение в году на станциях или в узлах модельной сетки.

Ансамбль МОЦАО реалистично воспроизводит распределение годовых максимумов, включая положение области наиболее высокой температуры

* Реанализ NCEP-DOE представляет собой обновленную с учетом более совершенного описания физических процессов и методов коррекции ошибок версию реанализа NCEP/NCAR.

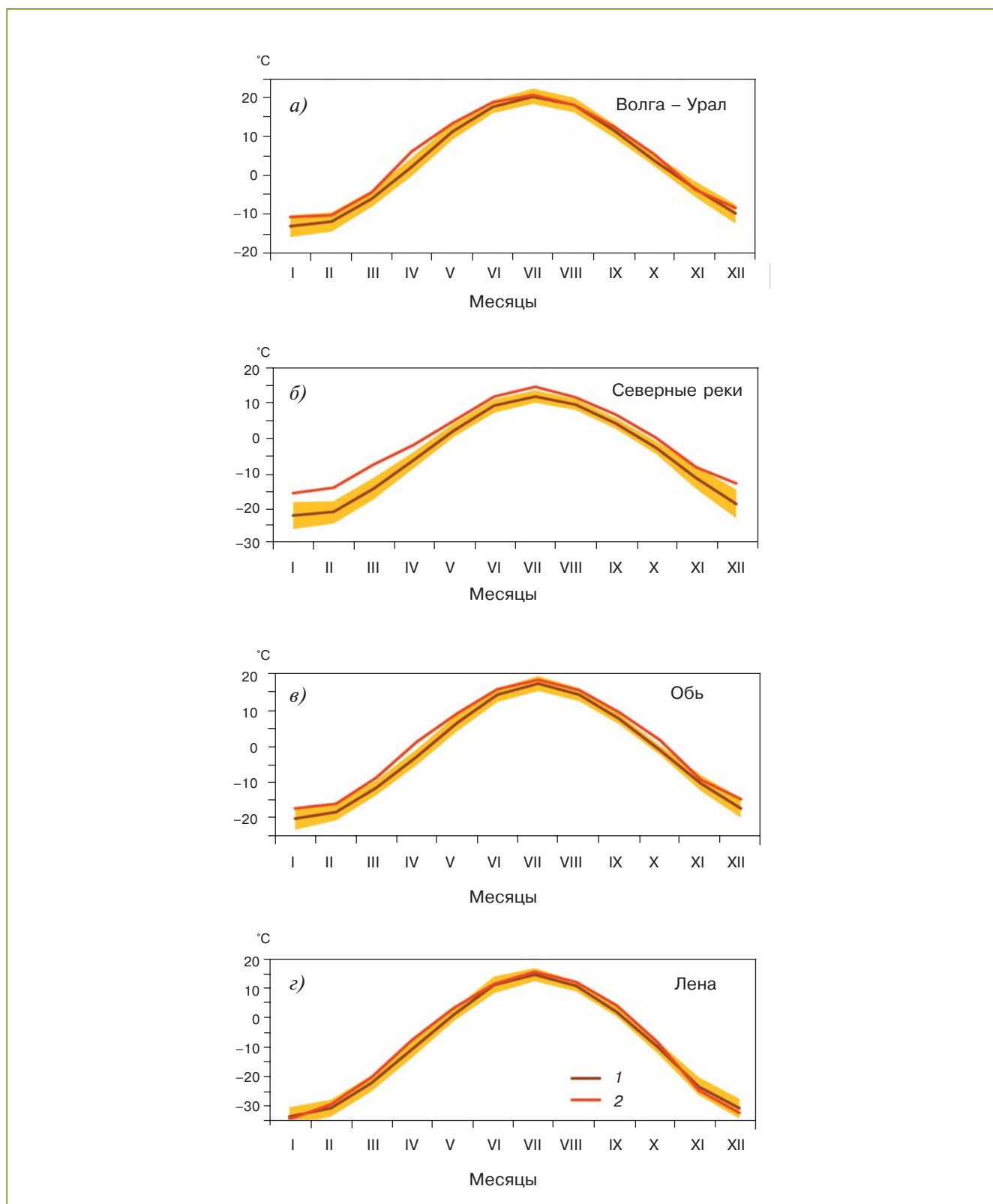


Рис. 5.5. Внутригодовой ход температуры приземного воздуха на водосборах российских рек в 1980–1999 гг. 1) расчет по ансамблю из 19 МОЦАО, 2) данные наблюдений CRU (New et al., 2000). Выделенные области показывают межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю МОЦАО ($\pm\sigma$). Расчеты представлены для четырех водосборов: а) Волга – Урал; б) северные реки (Северная Двина, Печора, Мезень, Онега); в) Обь; г) Лена.

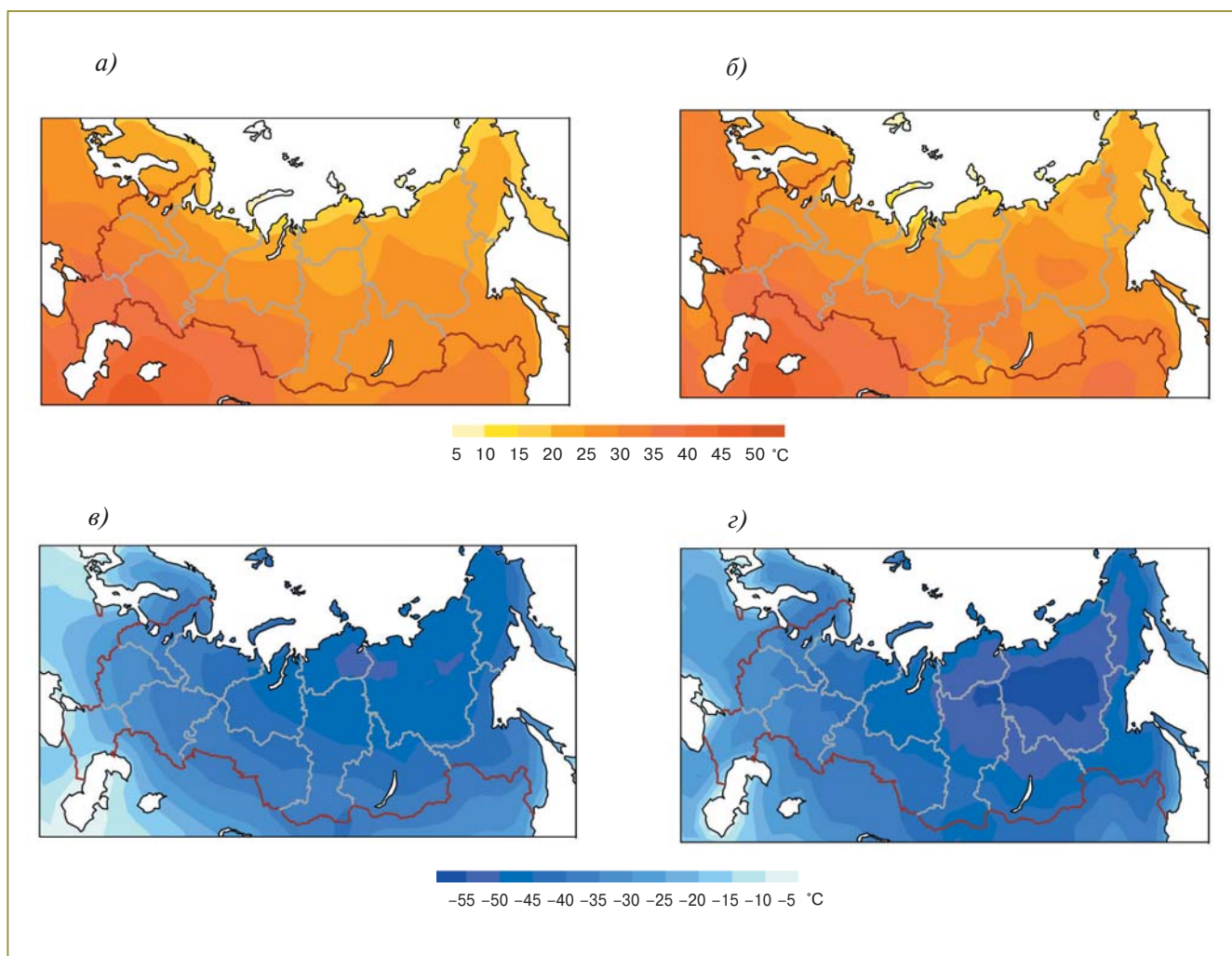


Рис. 5.6. Распределения годового максимума (а, б) и минимума (в, г) температуры приземного воздуха, рассчитанные по ансамблю из 9 МОЦАО (а, в) и полученные по данным наблюдений (б, г) за период 1980–1999 гг. В качестве наблюдений использовались данные реанализа NCEP-DOE (Kanamitsu et al., 2002).

в районе южнее Аральского моря (годовой максимум температуры $> 45^{\circ}\text{C}$). При этом обнаруживается тенденция к некоторому занижению моделями годовых максимумов (на $2\text{--}4^{\circ}\text{C}$) в центральных районах Сибири и на Крайнем Севере. Что касается годовых минимумов температуры, то здесь расхождения между модельными расчетами и данными реанализа оказываются больше, чем в случае с годовыми максимумами. Модели заметно завышают годовые минимумы температуры по сравнению с данными реанализа, в первую очередь в северо-восточных регионах России (до 10°C). Практически на всей территории Сибири завышение годовых минимумов оказывается большим по сравнению с отклонениями средней температуры зимой от данных реанализа. Это указывает на занижение моделями изменчивости минимальной суточной температуры в регионах, где

формируются глубокие инверсии температуры в нижней тропосфере. Наряду с отмеченной тенденцией к занижению годовых максимумов температуры, завышение ее годовых минимумов ансамблем МОЦАО также свидетельствует о некотором занижении моделями годовой амплитуды экстремальной температуры на территории России.

Разброс между отдельными МОЦАО в оценке годовых максимумов и минимумов температуры оказывается наибольшим преимущественно там, где абсолютные значения годовых экстремумов температуры велики: зимой — в Сибири и на Крайнем Севере, летом — на юге Сибири и Европейской территории России.

Для анализа изменчивости суточных экстремумов удобно использовать их вероятностные функции распределения, построенные соответственно для летнего и зимнего сезонов по данным

каждой МОЦАО и реанализа. С точки зрения оценки экстремальности термического режима представляют интерес те части сезонных распределений, которые включают повторяемость наибольших значений суточных максимумов температуры (> 50 -й процентиля) и повторяемости наименьших значений ее суточных минимумов (< 50 -й процентиля) соответственно летом и зимой. Анализ функций распределения для лета показывает, что на территории России модели удовлетворительно воспроизводят изменчивость суточных максимумов. Модельные отклонения, преимущественно отрицательные, находятся в диапазоне $\pm 10\%$ от соответствующей изменчивости по данным реанализа. Отклонения изменчивости суточных минимумов температуры от данных реанализа зимой оказываются большими из-за большей изменчивости зимнего климата и, видимо, недостаточного разрешения современных МОЦАО. Так, вблизи границы снежного покрова, преимущественно на юге и юго-западе Европейской территории России, модели завышают изменчивость суточных минимумов температуры на 10 – 20% по сравнению с изменчивостью реанализа. Однако на большей части России модели занижают изменчивость наиболее низкой минимальной суточной температуры, например, на территории Центральной Сибири на 15 – 25% .

Особенности пространственного распределения периодов непрерывной продолжительности максимальной суточной температуры выше 90 -й процентиля распределения для лета удовлетворительно воспроизводятся моделями. По данным МОЦАО и реанализа указанные периоды находятся преимущественно в диапазоне продолжительности 2 – 6 суток. По данным ансамбля моделей наиболее продолжительные периоды отмечаются в северных областях Европейской территории России и Западной Сибири (более 5 суток в году), что согласуется с данными реанализа. Однако на большей части региона модели завышают продолжительность указанных периодов экстремально высокой температуры на 1 – 2 суток по сравнению с данными реанализа. Это расхождение с реанализом, по-видимому, является следствием отмеченной модельной тенденции занижать изменчивость суточных максимумов температуры.

5.8.3. Циркуляционный режим атмосферы

Климатической системе присущ широкий диапазон колебаний атмосферной циркуляции — от внутрисезонных до многолетних и вековых. Успешное воспроизведение моделями этих колебаний повышает доверие к расчетам будущих изменений циркуляции атмосферы.

Изменчивость циркуляции атмосферы над Северной Евразией зависит от сезонного положения и интенсивности основных центров действия атмосферы в Северном полушарии. Ансамбль моделей СМIP3 достаточно успешно воспроизводит положение и интенсивность исландского и алеутского минимумов и сибирского максимума зимой (рис. 5.7). Летом более выраженными оказываются субтропические антициклоны над Атлантическим и Тихим океанами, причем в модельных расчетах они получились несколько более интенсивными, чем показывают данные наблюдений.

МОЦАО СМIP3 в среднем завышают атмосферное давление над северными регионами России, в особенности над Баренцевым морем. По сравнению с ОДЗ в ряде моделей произошло уменьшение этой систематической ошибки, имеющей важное значение с точки зрения динамического воздействия атмосферы на дрейфовую циркуляцию океана и морского льда. Моделям с наиболее завышенным давлением в районе Баренцева моря присуще и наибольшее занижение там температуры воздуха. Завышенное атмосферное давление говорит о недостаточной циклонической активности и заниженном поступлении тепла из Северной Атлантики в район Баренцева моря. С завышением атмосферного давления над Баренцевым и Карским морями, очевидно, связано и отмечавшееся выше занижение осадков в этом регионе, несмотря на общую тенденцию МОЦАО к завышению осадков в высоких широтах (Kattsov et al., 2007).

Сравнение с ансамблем МОЦАО предыдущего поколения (Walsh et al., 2002; Kattsov and Källén, 2005) говорит об улучшении воспроизведения моделями СМIP3 атмосферного давления над субарктической частью Тихого океана (особенно зимой), а также в течение всего года в восточной части Северного Ледовитого океана. Улучшение результатов расчетов давления над северной полярной областью может быть в какой-то степени связано с улучшением разрешения моделей и, в частности, с более реалистичной орографией Гренландии, влияющей на циркуляцию атмосферы в регионе (Walsh et al., 2002).

Модели реалистично воспроизводят области максимальной изменчивости атмосферного давления на уровне моря зимой и летом (рис. 5.8). Изменчивость несколько занижается моделями по сравнению с данными наблюдений, особенно зимой. МОЦАО более высокого разрешения дают большую межгодовую изменчивость.

Блокирования являются важным типом региональных режимов погоды, связанных с нарушением западного переноса в средних широтах. Недавние исследования показали, что модели более

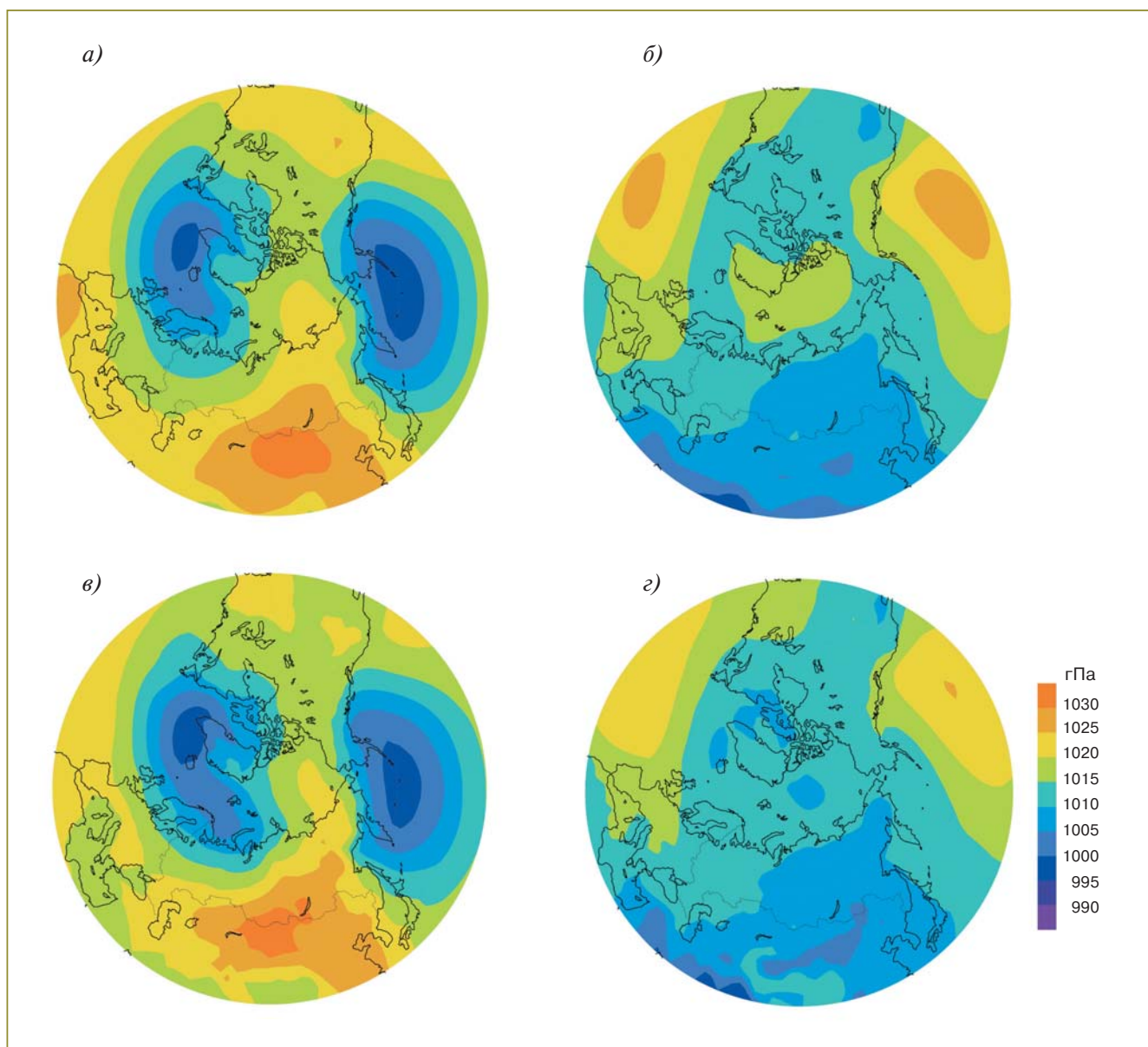


Рис. 5.7. Атмосферное давление на уровне моря (гПа) зимой (а, в) и летом (б, г), полученное по ансамблю из 19 МОЦАО (а, б) и по данным реанализа ERA-40 (в, г) за 1980–1999 гг.

реалистично воспроизводят положение блокингов, чем их повторяемость (длительность). Обычно в моделях блокинги возникают реже и исчезают быстрее (Pelly and Hoskins, 2003). Анализ блокирующих режимов с использованием длинных рядов наблюдений также показывает, что существует значительная межгодовая и внутривековая изменчивость повторяемости блокингов, указывающая на необходимость осторожной интерпретации климатологии этих явлений.

Использование МОЦА и МОЦАО в сезонных прогнозах является хорошим тестом для оцен-

ки способности этих моделей воспроизводить физические и динамические процессы, описывающие естественные колебания в климатической системе. Удовлетворительные расчеты изменения таких явлений, как Эль-Ниньо, и соответствующих дальних связей дают основания полагать, что такая изменчивость атмосферной циркуляции может реалистично воспроизводиться и при долговременных расчетах климатической системы.

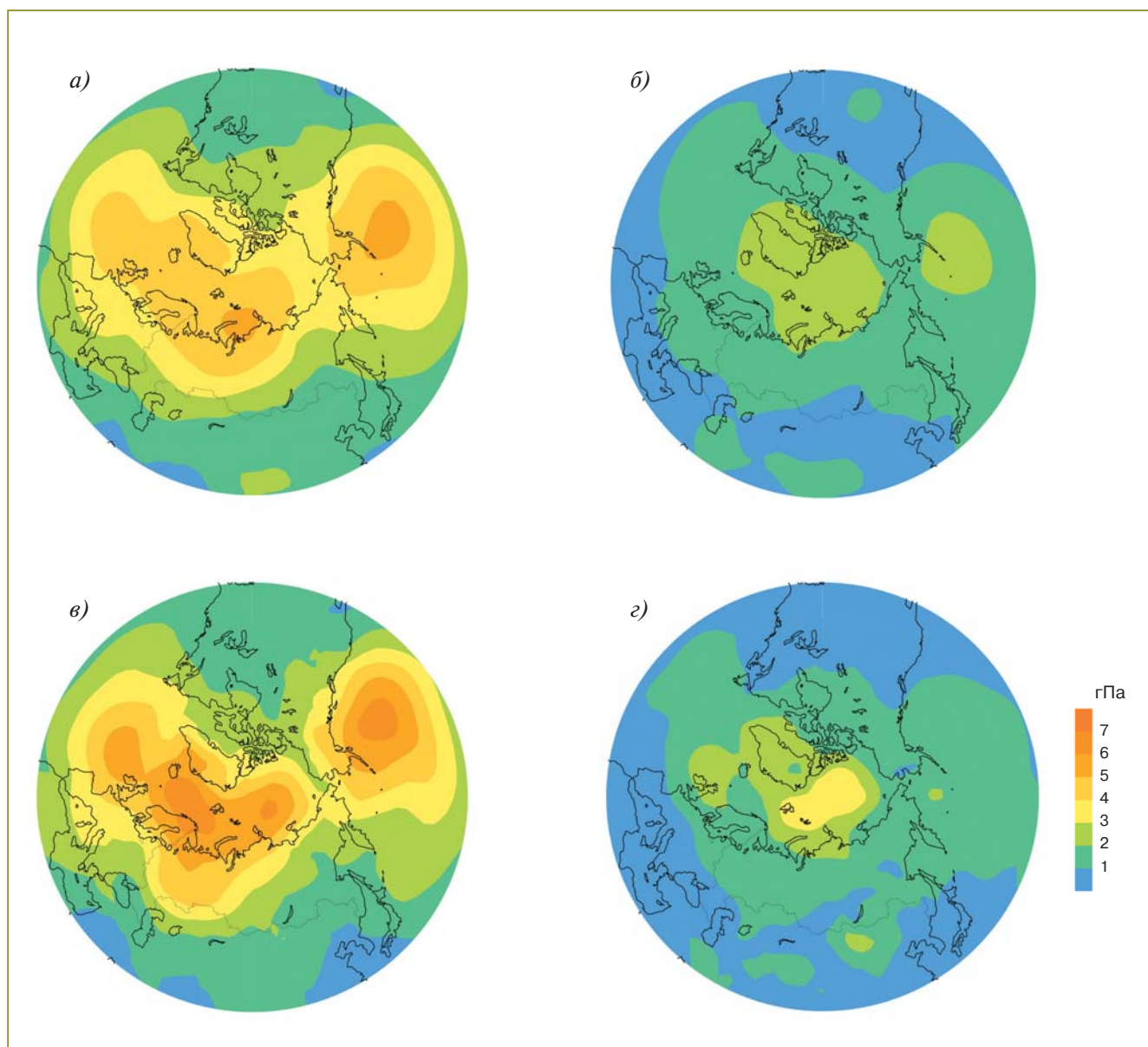


Рис. 5.8. То же, что на рис. 5.7, для межгодовой изменчивости атмосферного давления на уровне моря.

5.8.4. Атмосферные осадки

На распределение осадков оказывают влияние циркуляция атмосферы и горизонтальный перенос водяного пара, неустойчивость атмосферы и степень насыщения ее водяным паром, а также свойства подстилающей поверхности и характеристики орографии. На большей части территории России осадки выпадают преимущественно в виде снега в холодное время года, а летом в жидком виде. Однако поскольку в настоящее время отсутствуют наблюдения за фазовым составом осадков, ниже будут рассматриваться только сум-

марные осадки, хотя современные модели климата позволяют рассчитывать твердые и жидкие осадки отдельно.

В целом ансамбль моделей СМIP3 реалистично воспроизводит основные крупномасштабные характеристики осадков (рис. 5.9). На Европейской территории России наблюдаются меньшие по абсолютной величине погрешности среднегодовых сумм осадков. Завышение рассчитанных сумм осадков отмечается на большей части Восточной Сибири. Интерпретировать полученные ошибки достаточно сложно, учитывая их большую пространственную изменчивость. Распределение сис-

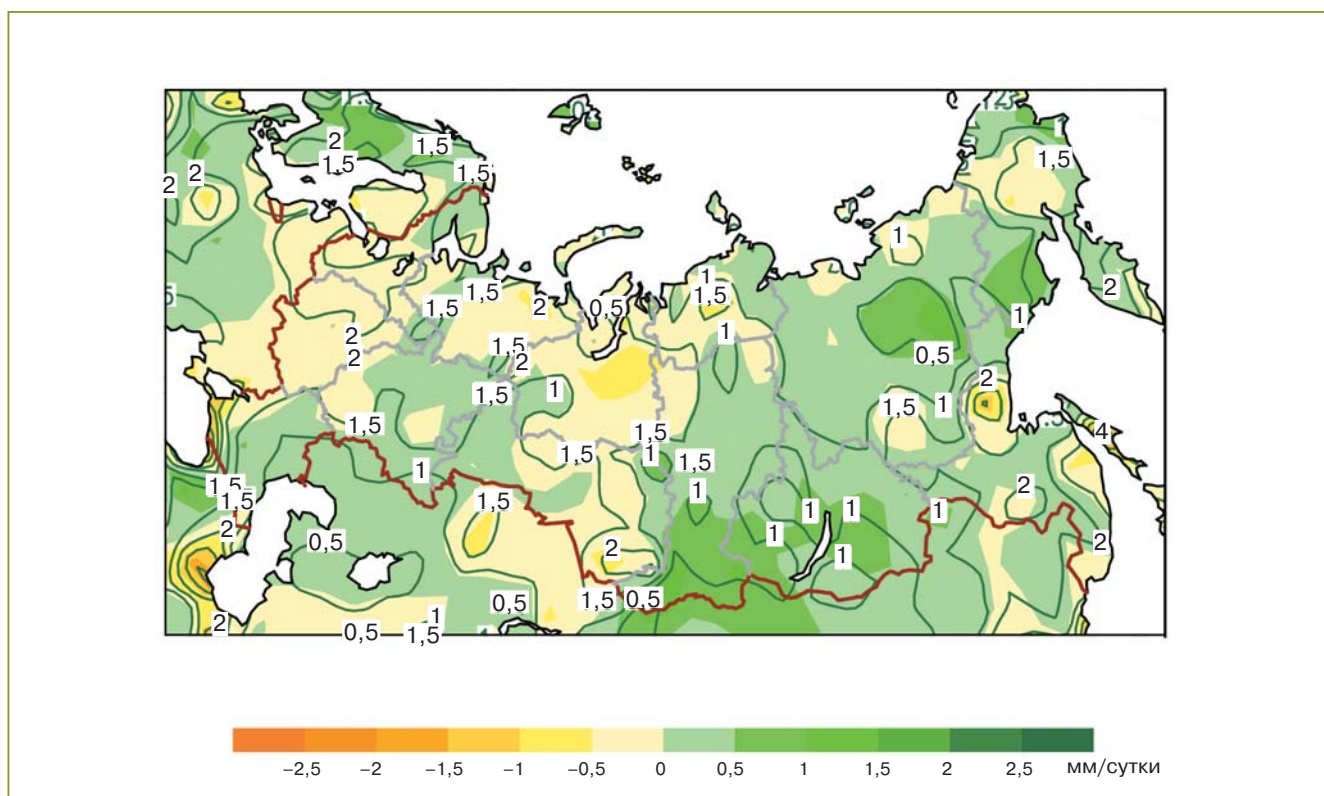


Рис. 5.9. Распределения разности среднегодовых сумм осадков (показаны цветом), рассчитанные с помощью ансамбля из 19 МОЦАО (1980–1999 гг.), и данных наблюдений (Legates and Willmott, 1990) (показаны изолиниями).

тематических ошибок сумм осадков по территории России зависит от того, какие данные наблюдений за осадками использованы при анализе. Сравнение с данными наблюдений (Legates and Willmott, 1990) (табл. 5.5) показывает, что ансамбль моделей систематически завышает на 8% годовые суммы осадков по России по отношению к климатической норме (Западная Сибирь — 12%, Восточ-

ная Сибирь — 11%). При сравнении рассчитанных сумм осадков с другими их климатическими нормами систематические ошибки оказываются большими (например, при сравнении с архивами ERA-40, NCEP/NCAR и (Xie and Arkin, 1998)). Межмодельные стандартные отклонения оказываются, как правило, значительно большими, чем средние за год погрешности для всей территории России.

Таблица 5.5. Средние систематические ошибки расчета осадков (% по отношению к наблюдаемым значениям) на территории России по ансамблю из 19 МОЦАО для современного климата (1980–1999 гг.)

Регион	Зима	Лето	Год
Россия	-3 ± 17	5 ± 14	8 ± 13
ЕТР	-3 ± 14	-13 ± 13	-2 ± 11
Западная Сибирь	8 ± 18	4 ± 16	12 ± 14
Восточная Сибирь	-20 ± 26	19 ± 19	11 ± 18

Примечание. Западная Сибирь включает Уральский и Сибирский ФО, Восточная Сибирь — Дальневосточный ФО. В качестве наблюдений использованы данные (Legates and Willmott, 1990). Также приводятся стандартные отклонения осадков, характеризующие межмодельный разброс ($\pm\sigma$) по отношению к средней систематической ошибке по ансамблю МОЦАО.

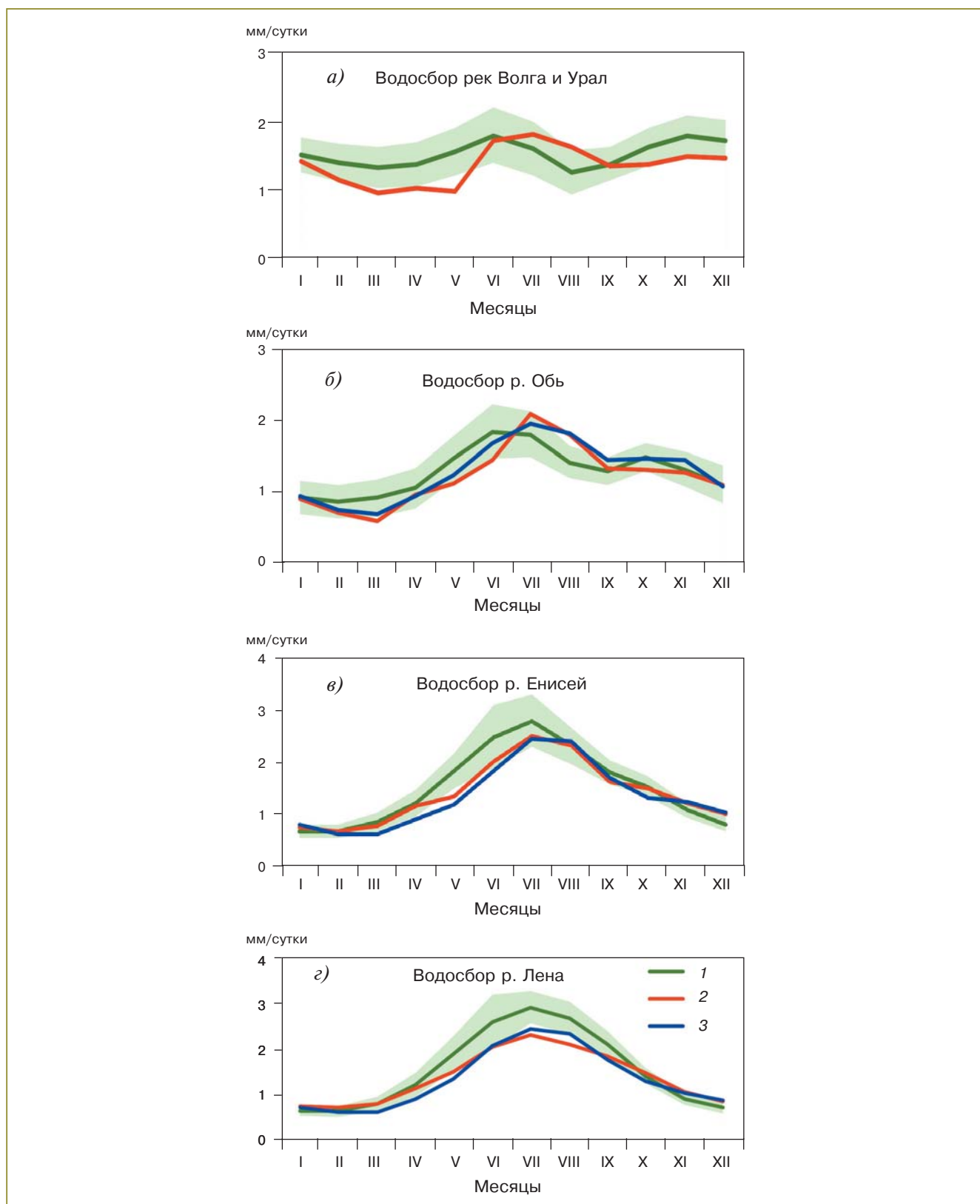


Рис. 5.10. Внутригодовой ход осадков на водосборах Волги и Урала (а), Оби (б), Енисея (в) и Лены (г). 1) по ансамблю из 19 МОЦАО за период 1980–1999 гг.; 2) по данным реанализа ERA-40; 3) по данным (Serreze et al., 2005) за период 1960–1989 гг. Выделенная область показывает межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю МОЦАО ($\pm\sigma$).

Средние сезонные колебания осадков в бассейнах крупных российских рек, рассчитанные по моделям, в целом удовлетворительно согласуются с данными наблюдений (рис. 5.10). Количественно по сравнению с двумя источниками климатических данных среднее по ансамблю из 19 моделей превышает летние осадки, особенно в бассейнах Енисея и Лены. Региональные осадки также показывают заметный межмодельный разброс, который особенно выражен летом, что, по-видимому, связано с разнообразием используемых в МОЦАО параметризаций атмосферной конвекции и гидрологии суши (Kattsov et al., 2007). Зимой межмодельный разброс связан в первую очередь с погрешностями в расчетах атмосферной циркуляции (Kattsov et al., 2007).

Несмотря на неопределенности данных наблюдений, модели демонстрируют тенденцию к завышению осадков, осредненных по площади водосборов крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан (Kattsov et al., 2007). Географическое распределение погрешностей расчетов осадков сохраняет основные особенности, которые, по крайней мере, отчасти объясняются недостаточным разрешением орографии, а также ошибками расчетов атмосферной циркуляции и распределения морского льда. Анализ расчета сумм осадков, выполненный для ансамбля из 16 МОЦА, участвовавших в проекте АМІР-II, показал, что среднее за год завышение осадков на территории России было большим по сравнению с МОЦАО СМІР3 (АМІР-II: $0,309 \pm 0,242$ мм/сутки; СМІР3: $0,110 \pm 0,179$ мм/сутки). По-видимому, это связано с более высоким качеством моделей нового поколения. Однако это может быть также вы-

звано и тем, что в расчетах с моделями СМІР3 атмосфера над территорией России более холодная (т. е. имеет меньшую влагоемкость), чем в расчетах АМІР-II (см. раздел 5.8.2).

По сравнению с предыдущим поколением МОЦАО (СМІР2) есть основания говорить о некотором улучшении качества расчета осадков (Kattsov et al., 2007), в частности средние модельные отклонения находятся в пределах разброса оценок по данным наблюдений, и количество моделей, достоверно воспроизводящих ключевые характеристики (средние значения, сезонный ход и тренды), возросло. В настоящее время представляется преждевременным судить о том, какие именно изменения в модельных описаниях физических процессов, а также в численных алгоритмах и разрешении привели к улучшению результатов расчетов.

5.8.5. Речной сток

При анализе годового стока, рассчитанного в МОЦАО, удобно использовать водосборы крупных рек, поскольку в отсутствие надежных данных об испарении наблюдения за речным стоком, отличающиеся сравнительно высокой точностью, позволяют получить интегральные среднегодовые оценки разности осадков и испарения для водосбора в целом. Это важно для проверки того, насколько успешно МОЦАО воспроизводят водный баланс на территориях, соответствующих крупным речным бассейнам.

Рассчитанная в моделях средняя многолетняя разность между осадками и испарением характеризует средний годовой сток на крупных водосборах. В работах (Walsh et al., 1998; Kattsov et

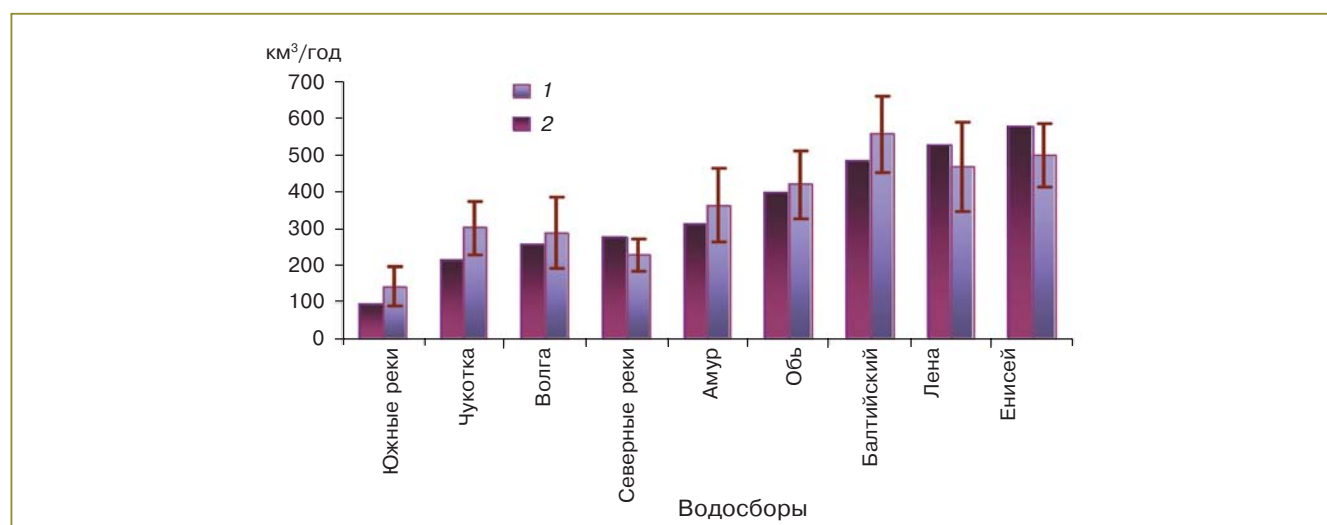


Рис. 5.11. Средние значения годового стока на крупных водосборах, рассчитанные по ансамблю из 13 МОЦАО (1) за 1980–1999 гг. и полученные по данным наблюдений (2) (Dai and Trenberth, 2002; Hagemann and Dümenil, 1996). В столбцах с модельными данными, помимо средних, приводятся стандартные отклонения, характеризующие межмодельный разброс ($\pm\sigma$).

al., 2007) отмечается, что вследствие высокой корреляции между осадками и эвапотранспирацией среднегодовые оценки разности осадков и испарения для крупных водосборов средних и высоких широт хорошо согласуются с данными наблюдений. Вместе с тем на большинстве рассматриваемых водосборов (рис. 5.11) годовой сток несколько завышен. С другой стороны, модельные оценки стока на водосборах Лены, Енисея и северных рек оказались на 12–14% ниже наблюдаемых. Следует отметить, что оценки межгодовой изменчивости (стандартных отклонений) стока сибирских рек (Оби, Енисея, Лены), полученные по данным наблюдений за периоды продолжительностью до 60 лет, составляют 7–15% среднегодовых значений стока. При этом межмодельный разброс оказался больше, чем межгодовые изменения наблюдаемого стока, и составил 18–26%.

5.8.6. Снежный покров суши

Прогностическими характеристиками снежного покрова суши в МОЦАО обычно являются его высота, удельная масса или водный эквивалент, температура поверхности и в толще снега, а также в некоторых моделях 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.

Ансамбль МОЦАО в среднем завышает площадь снежного покрова в течение холодного вре-

мени года (рис. 5.12), а также демонстрирует значительный межмодельный разброс его географического распределения (рис. 5.13). С октября по май наблюдаемые значения площади снежного покрова суши в Северном полушарии оказываются меньше ее средних значений по ансамблю моделей приблизительно на величину стандартного отклонения, характеризующего разброс между модельными расчетами. По отношению к данным наблюдений многие модели демонстрируют избыток снега весной и запаздывание весеннего таяния вследствие занижения температуры приземного воздуха в Северной Евразии. Формирование снежного покрова в осенне-зимний период воспроизводится моделями в целом достаточно хорошо — об этом говорят и отклонения среднего по ансамблю моделей от данных наблюдений, и средние квадратические ошибки, оказывающиеся заметно меньшими в период увеличения площади снежного покрова по сравнению с периодом ее сокращения. Согласно (Roesch, 2006), МОЦАО, как правило, занижают межгодовую изменчивость площади снежного покрова в Евразии в зимний и весенний периоды. При этом МОЦАО обычно завышают альбедо в покрытых лесом областях в присутствии снега. Разброс между МОЦАО в расчетах водного эквивалента снега также значителен. К сожалению, оценить относительную успешность воспроизведения этой характеристики разными моделями не представляется возможным из-за отсутствия надежных данных наблюдений.

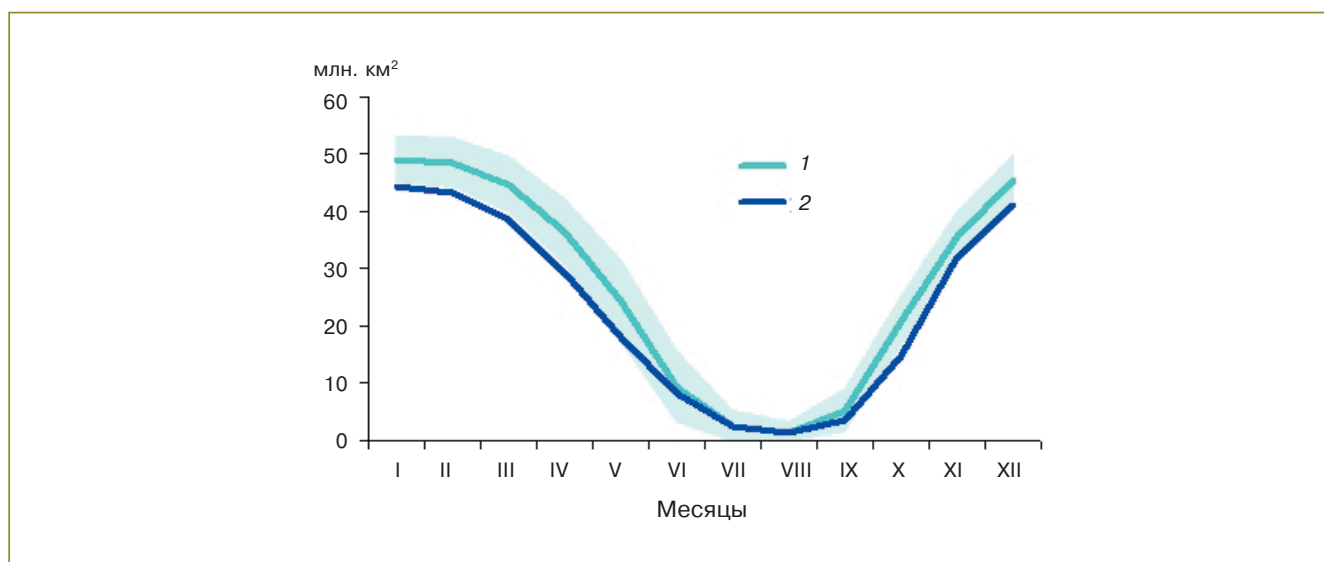


Рис. 5.12. Внутригодовой ход площади (млн. км²) снежного покрова на суши в Северном полушарии в 1980–1999 гг. Средняя площадь по ансамблю из 18 МОЦАО (1) и по данным наблюдений (2) (<http://climate.rutgers.edu/snowcover/>). Выделенная область соответствует стандартному отклонению расчетов отдельных МОЦАО от среднего значения по ансамблю (Павлова и др., 2007).

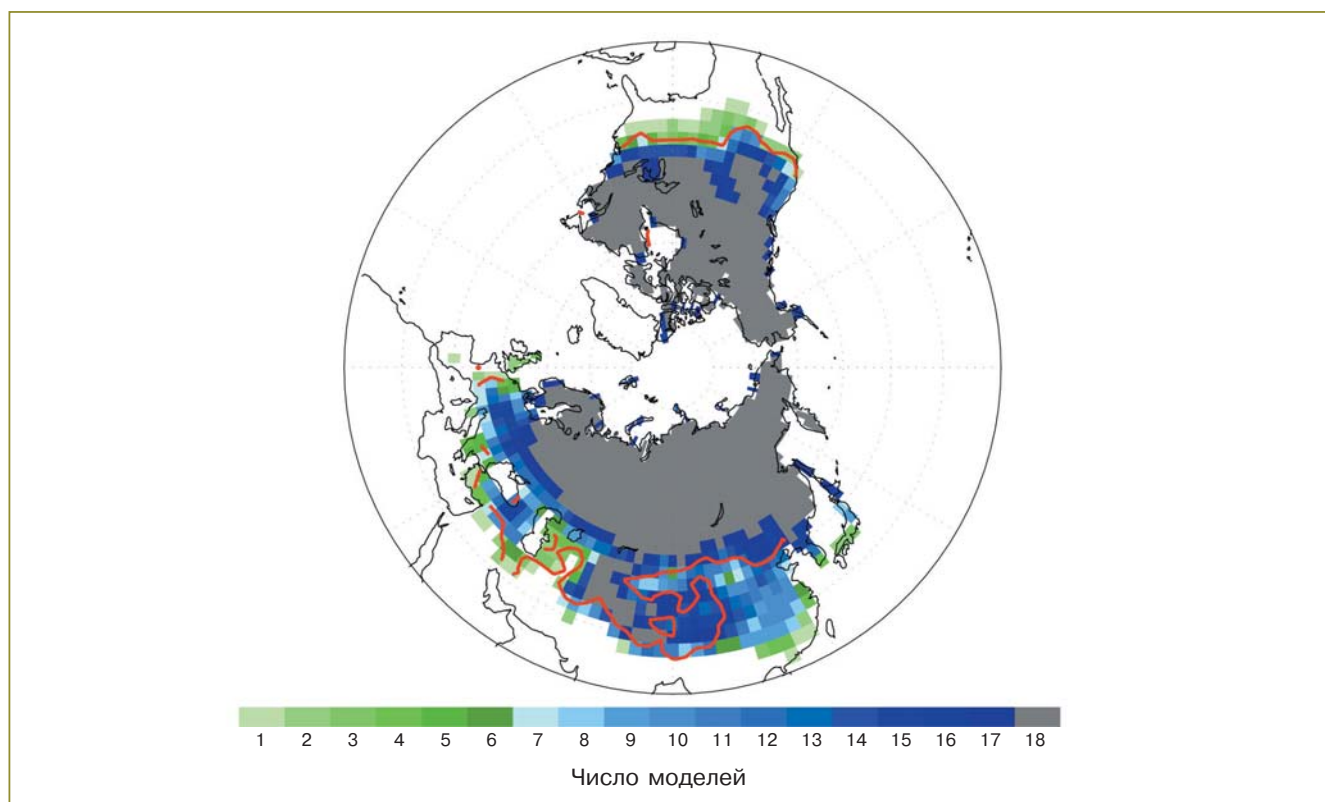


Рис. 5.13. Распределение снежного покрова суши в расчетах с 18 МОЦАО для февраля 1980–1999 гг. В каждой ячейке сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ разными цветами показано число моделей, в которых для этой ячейки получен снег (водный эквивалент снега > 5 мм). Наблюдаемые границы снежного покрова с концентрацией не менее 20% (красная линия) получены по данным <http://climate.rutgers.edu/snowcover/> (Павлова и др., 2007).

5.8.7. Многолетняя мерзлота

Наиболее значимыми характеристиками многолетней мерзлоты, которые с разной степенью точности описываются данными натурных наблюдений, являются: положение границ ее отдельных зон, эволюция глубины сезонного протаивания и сезонного промерзания, температура многолетнемерзлых слоев на разных глубинах. Все эти характеристики оценивались в проведенном анализе (Павлова и др., 2007), но далеко не все расчетные характеристики можно сравнить с измеренными значениями. Особую трудность в отличие от пространственных распределений снежного покрова представляет сравнение модельных и определенных на основе наблюдений границ отдельных зон многолетней мерзлоты, в частности положение границы между регионами, которые характеризуются режимами сезонного протаивания или промерзания соответственно. Пространственная неоднородность наблюдений весьма велика, при этом наличие или отсутствие многолетнемерзлых слоев чрезвычайно зависимы от ландшафта

и состава грунтов. Поэтому нельзя ожидать от модельного расчета с пространственным разрешением, имеющим характерный линейный масштаб в несколько десятков или сотен километров, детального описания положения границ отдельных зон многолетней мерзлоты. Вместе с тем анализ модельных распределений температуры по глубине позволяет установить общие закономерности, характеризующие профили температуры в разных зонах многолетней мерзлоты, и сформулировать условия для определения фонового положения границ. В частности, модельное положение среднегодовой нулевой изотермы на глубине 3 м для суглинков, осредненное за период 1980–1999 гг., достаточно реалистично описывает современную границу многолетней мерзлоты, включая зоны прерывистой и островной мерзлоты (рис. 5.14).

Анализ показывает, что на протяжении XX века положение этой границы изменилось незначительно. Расчетная площадь зоны вечной мерзлоты составила 21,8 млн. км², тогда как площадь этой зоны по современным геокриологическим данным составляет 22,8 млн. км² (Zhang et al., 1999).

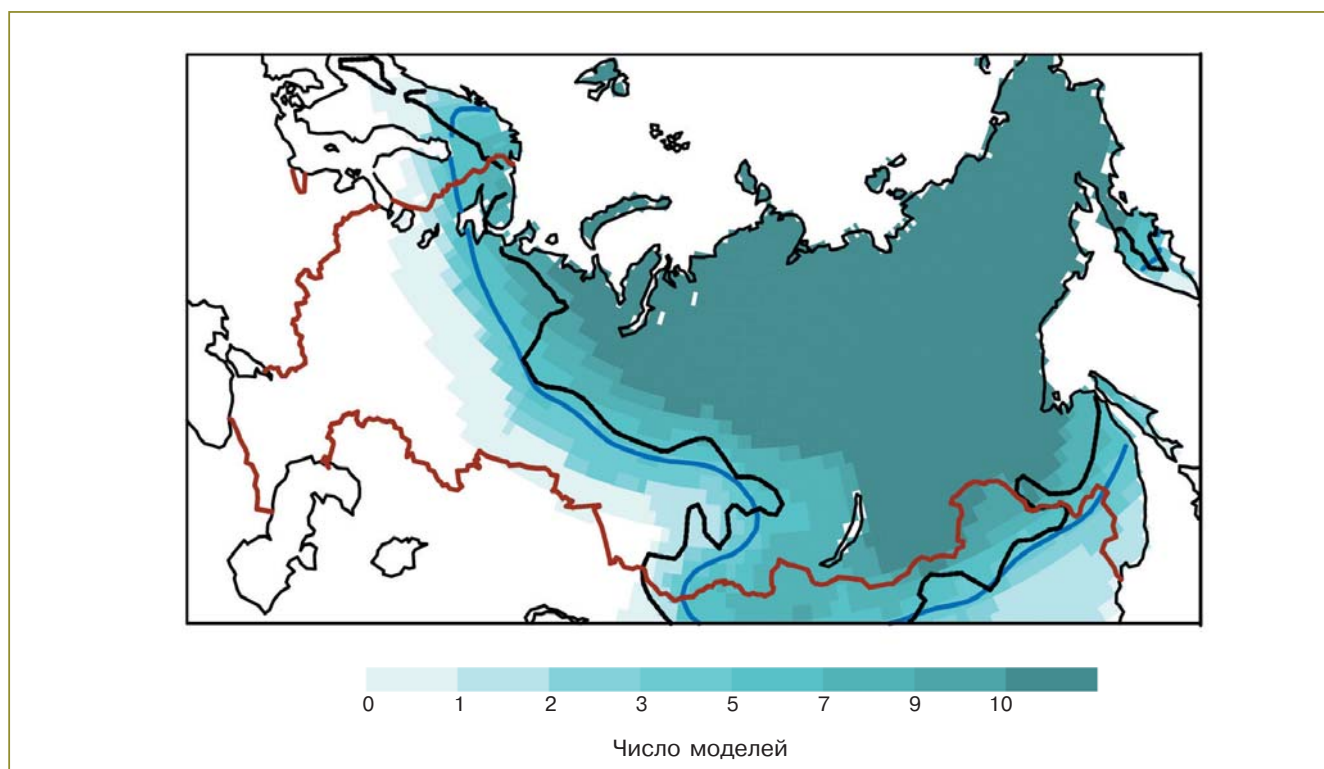


Рис. 5.14. Площадь, занятая мерзлотой в верхнем 3-метровом слое почвы, по данным расчетов на базе 11 МОЦАО. В каждой ячейке сетки $1^\circ \times 1^\circ$ разными цветами показано число моделей, в которых для этой ячейки осредненная за период 1980–1999 гг. среднегодовая температура грунта на глубине 3 м не превышает 0°C . Черная линия — современная наблюдаемая граница зоны многолетней мерзлоты, синяя линия — положение границы зоны многолетней мерзлоты по модельным расчетам, определяемое как положение среднегодовой изотермы 0°C на глубине 3 м.

5.8.8. Морской лед

Результаты многочисленных исследований указывают на важную роль, которую играет морской лед в разнообразных обратных связях, действующих в климатической системе и в значительной степени определяющих ее чувствительность к внешним воздействиям (NRC, 2003; Walsh, 2005; Vony et al., 2006). При этом однозначной связи между чувствительностью МОЦАО к увеличению концентрации парниковых газов в атмосфере и полнотой модельных описаний процессов формирования и эволюции морского льда в настоящее время не выявлено.

Прогностическими переменными ледовых компонентов МОЦАО 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 альbedo ледяного покрова океана обычно весьма произвольно связано с толщиной льда и наличием

снежного покрова. Площадь распространения морского льда является его относительно 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 недостаточны для полноценного анализа качества модельных расчетов этих характеристик.

Модели удовлетворительно воспроизводят сезонный ход площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана (рис. 5.15). По сравнению с данными наблюдений HadISST (Rayner et al., 2003) ансамбль МОЦАО в среднем несколько завышает площадь морского льда в Северном полушарии в течение всего года. Обращает на себя внимание завышение ансамблем моделей сплоченности льда в Баренцевом море (рис. 5.16). Это завышение может быть связано с погрешностями воспроизведения, по крайней мере некоторыми моделями, атмосферной и океанской циркуляции, в частности Гольфстрима.

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

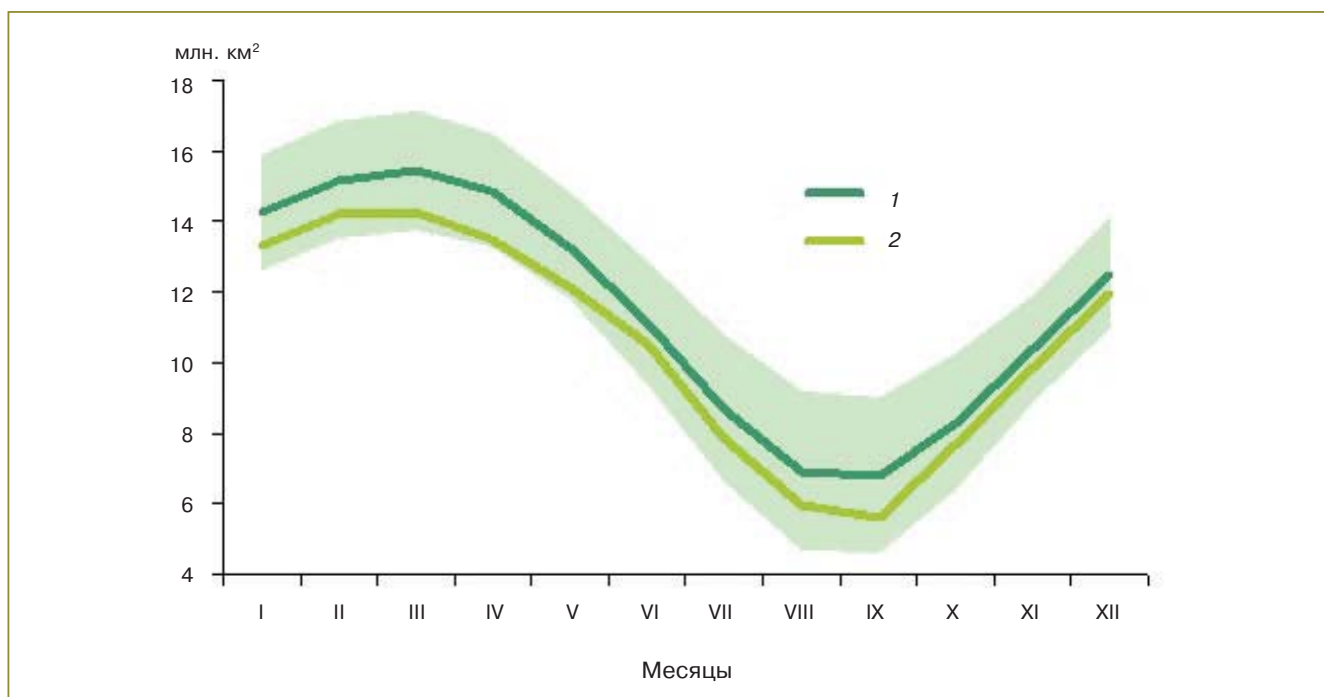


Рис. 5.15. Внутригодовой ход площади морского льда (млн. км²) в Северном полушарии (1980–1999 гг.). 1 — по ансамблю МОЦАО, 2 — по данным наблюдений. Выделенная область соответствует стандартному отклонению от среднего по ансамблю (Катцов и др., 2007).

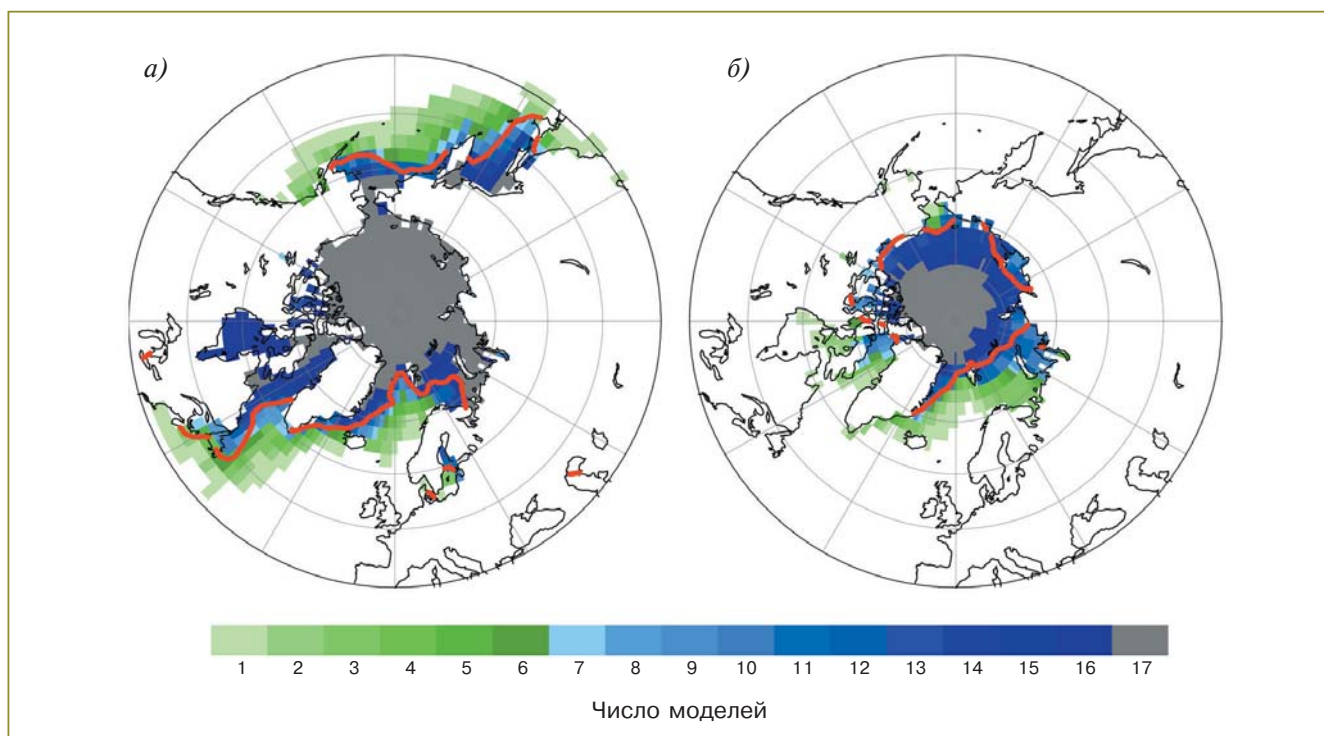


Рис. 5.16. Распределение морского льда в Северном полушарии в расчетах с 17 МОЦАО для марта (а) и сентября (б) за период 1980–1999 гг. В каждой ячейке сетки 2,5°×2,5° разными цветами показано число моделей, в которых для этой ячейки получен лед сплоченностью > 15%. Наблюдаемые границы ледяного покрова сплоченностью > 15% (красная линия) получены по данным HadISST (Катцов и др., 2007).

Разброс между МОЦАО в расчетах площади и массы морского льда значителен. Существующие представления о географическом распределении этой характеристики позволяют предположить, что, по крайней мере, часть МОЦАО занижает толщину морского льда в Северном Ледовитом океане, а также не воспроизводит характерного для этого океана увеличения толщины льда от Баренцева моря — против часовой стрелки — к Канадскому архипелагу и северному берегу Гренландии.

В целом развитие ледовых компонентов современных МОЦАО, несмотря на значительный прогресс, не привело к радикальному улучшению воспроизведения ледяного покрова океана ансамблем моделей СМIP3 по сравнению с предыдущим поколением моделей ОД3 МГЭИК (см. в (Kattsov and Källén, 2005), рис. 4.11). Это отчасти связано с тем, что качество воспроизведения ледяного покрова океана зависит не только от совершенства ледовых компонентов МОЦАО, но также и от того, насколько хорошо модели воспроизводят региональные особенности общей циркуляции атмосферы и океана в областях распространения морского льда. Например, анализ погрешностей в расчетах атмосферного давления (Walsh et al., 2002; Charman and Walsh, 2007) с большой степенью вероятности позволяет предположить, что модельные поля ветра в значительной мере обуславливают погрешности воспроизведения региональных особенностей распределения массы и скорости дрейфа морского льда, какими бы физически полными ни были ледовые компоненты соответствующих МОЦАО. Помимо модельных полей ветра (Bitz et al., 2002; Walsh et al., 2002), погрешности воспроизведения региональных особенностей распределения массы и скорости дрейфа льда могут быть обусловлены погрешностями расчета потоков тепла в высоких широтах, которые связаны с недостатками параметризаций пограничного слоя атмосферы и облачности (Kattsov and Källén, 2005), вертикального и горизонтального перемешивания в океане (Arzel et al., 2005 и др.). Между тем, нельзя не отметить, что отдельные МОЦАО, использовавшиеся при подготовке ОД3 и ОД4, заметно улучшили воспроизведение географического распределения и сезонного хода ключевых характеристик морского льда.

5.9. Региональные климатические модели

С конца 1980-х годов в развитых странах широкое распространение получили исследования климата с помощью региональных климатических моделей. Этому в немалой степени способствовала координация работ по региональному модели-

рованию в рамках крупных международных программ (см., например, <http://prudence.dmi.dk> и <http://ensembles-eu.metoffice.com>). Региональные модели отличаются от глобальных в 5–10 раз более высоким разрешением, что позволяет более достоверно воспроизводить пространственно-временные вариации региональной температуры и осадков, а также экстремальные климатические явления. Современные РКМ имеют горизонтальное разрешение порядка 10 км и размеры модельных областей вплоть до субконтинентальных. Эти модели повышают качество расчетов климата вследствие более реалистичного представления неоднородностей подстилающей поверхности. Однако из-за большой вычислительной ресурсоемкости РКМ ансамблевые расчеты с ними пока не имеют такого широкого распространения, как с МОЦАО.

Поскольку при разработке РКМ используется, как правило, принцип вложенных сеток, то проведение региональных экспериментов требует задания изменяющихся во времени боковых граничных условий для переменных, эволюция которых в РКМ описывается, как и в МОЦАО, системой полных уравнений гидротермодинамики.

Значительным источником неопределенностей в расчетах с помощью РКМ являются боковые граничные условия, которые могут задаваться в каждой отдельно взятой РКМ по данным разных МОЦАО, составляющих мультимодельный ансамбль.

Методы оценки качества РКМ существенно отличаются от тех, которые используются для МОЦАО. Так, в отличие от МОЦАО, валидация которых требует проведения длительных экспериментов, региональные модели в результате задания боковых граничных условий позволяют оценить систематические погрешности расчетов в экспериментах сравнительно небольшой продолжительности. В то же время погрешности глобальной модели, результаты которой используются РКМ в качестве граничных условий, могут оказывать заметное влияние на качество расчета регионального климата. Чтобы исключить влияние погрешностей, содержащихся в расчетах с глобальными моделями, и провести оценку качества самой РКМ, на боковых границах обычно используются данные реанализа (Giorgi and Mearns, 1999). Степень согласованности расчетной и наблюдаемой изменчивости характеризует качество модели и, в конечном счете, ее пригодность для оценок будущих изменений регионального климата.

На сегодняшний день количество РКМ, расчетные области которых включают те или иные части территории России, невелико (Школьник и др., 2000, 2005, 2007; Кузин и др., 2006). Отдельные регионы России попадают на окраины расчетных областей европейских (Raisanen et al., 2004) и азиатских РКМ (Fu et al., 2005).

5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Из-за крайней неравномерности расположения пунктов наблюдений на территории России поля анализа данных наблюдений даже высокого пространственного разрешения описывают мезомасштабные вариации температуры и осадков от региона к региону с разной степенью достоверности. Это затрудняет сравнение данных анализа с результатами расчетов РКМ.

Региональные модели дают удовлетворительное описание термического режима. Однако успешность расчета региональных осадков не всегда подтверждается сравнениями с данными наблюдений, например в областях со сложной орографией. Здесь может сказываться как недостаточная надежность полей анализа данных наблюдений за осадками, так и погрешности модельных расчетов осадков и их изменчивости. Различия между расчетным и фактическим количеством осадков наиболее заметно проявляются в летний сезон, когда осадки обусловлены в основном конвекцией. На рис. 5.17 приведено пространственное распределение средних

за зиму и лето осадков в Центральной России и Сибири, рассчитанное с помощью РКМ ГГО (Школьник и др., 2007) и полученное в результате анализа данных наблюдений с горизонтальным разрешением $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ (New et al., 2000). Летом согласованность между пространственными распределениями осадков в РКМ и данными анализа несколько меньшая, чем зимой.

Потенциал РКМ, с точки зрения повышения качества расчета мезомасштабных вариаций климатических характеристик, первоначально полученных на сетке низкого разрешения, открывает перспективы для использования РКМ не только в оценках будущих изменений климата (совместно с МОЦАО), но и в других приложениях. К таким приложениям, например, относятся восстановление временного хода температуры и осадков в регионах с малым числом пунктов наблюдений (Школьник и др., 2007), оптимизация наблюдательных сетей и др.

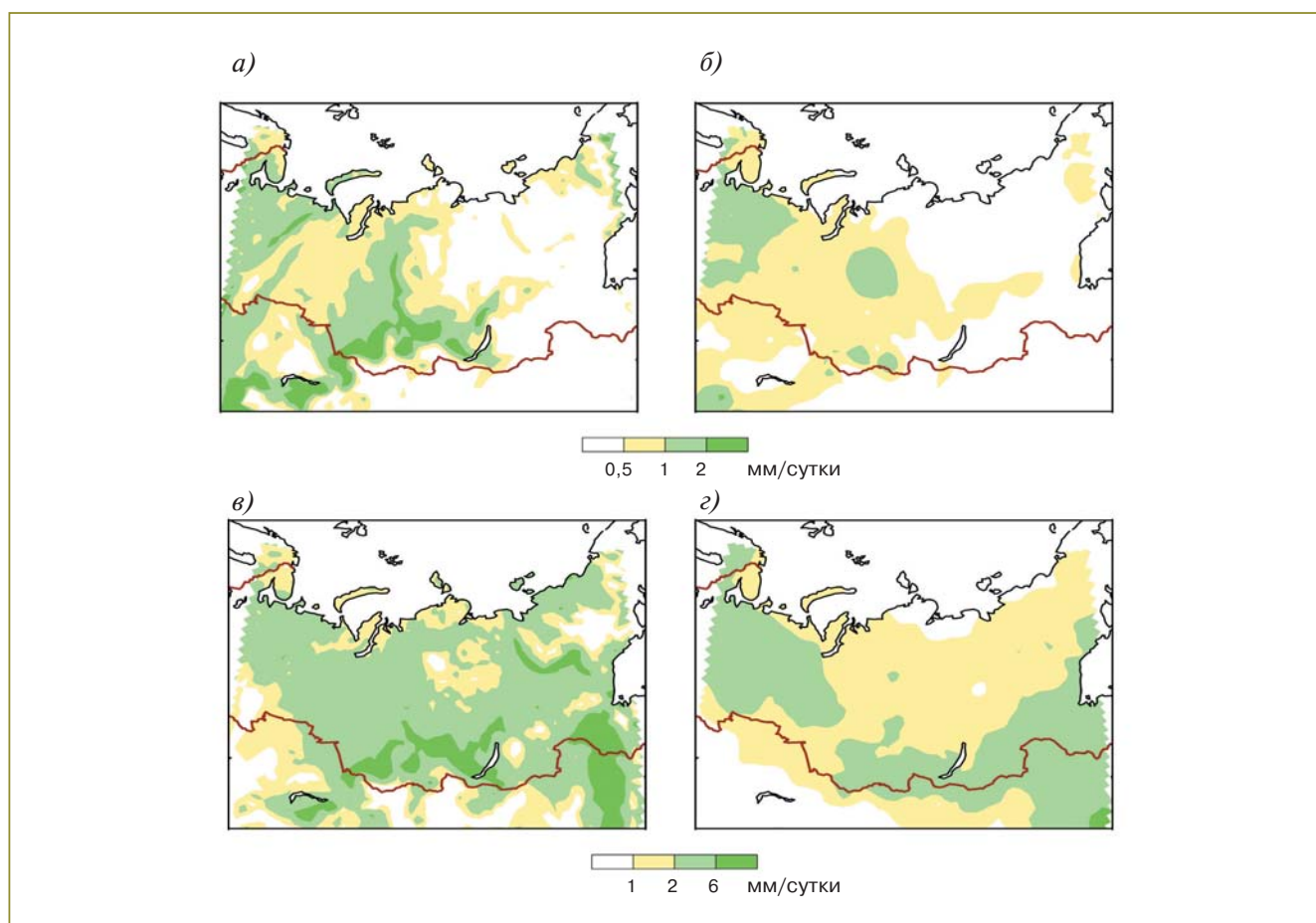


Рис. 5.17. Пространственные распределения осадков, рассчитанные по РКМ ГГО (Школьник и др., 2007) (а, в) и полученные по данным анализа (New et al., 2000) (б, г) для зимы (а, б) и лета (в, г). В обоих случаях данные анализа описывают пространственное распределение осадков с существенно меньшей, чем РКМ, детализацией.

5.10. Выводы

Несмотря на значительный разброс между моделями, средние по ансамблю МОЦАО СМIP3 расчеты основных характеристик наблюдаемого приземного климата на территории России удовлетворительно согласуются с данными наблюдений, во всяком случае при осреднении по площади больших регионов — от водосборов крупных рек до территории всей страны. Зачастую эти средние (по ансамблю и по площади) значения попадают в диапазон разброса оценок, полученных по данным наблюдений. В целом осреднение по ансамблю МОЦАО СМIP3 позволяет констатировать его пригодность для оценок будущих изменений климата.

Сравнение моделей разных поколений указывает на постепенное улучшение воспроизведения МОЦАО ряда характеристик приземного климата.

Проведенный анализ проявляет принципиальные сложности совокупной оценки качества моделей и ставит ряд важных вопросов. Например, можно ли считать, что отдельные модели более пригодны для расчетов будущих изменений климата в одних регионах и менее пригодны в других или что отдельные модели пригодны для расчетов будущих изменений одних характеристик и непригодны для других и т. д. В настоящее время эти вопросы остаются открытыми. В ближайшей перспективе, по-видимому, общепринятым останется существенно субъективный подход, при котором из полного ансамбля моделей устраняются те из них, которые неудовлетворительно воспроизводят наблюдаемый климат (в ограниченном наборе характеристик), после чего остальным членам ансамбля приписываются равные веса. Эта сторона ансамблевого подхода нуждается в дальнейших исследованиях и развитии.

Очевидно, дальнейший прогресс в развитии физико-математического моделирования климатической системы связан с включением в модели новых интерактивных компонентов. Воспроизведение изменчивости климата, в частности статистики экстремальных явлений, требует больших ансамблевых расчетов. И то, и другое сопряжено с ростом вычислительной ресурсоемкости соответствующих разработок и исследований.

Наконец, рост потребности в улучшении пространственного разрешения климатических моделей заведомо опережает ожидаемое развитие компьютерной техники, что сохраняет актуальность использования в исследованиях и, прежде всего, в оценках будущих изменений климата региональных климатических моделей высокого разрешения. Развитие таких моделей, а также других моделей, обеспечивающих пространственную детализацию расчетов параметров климата в представляющих интерес регионах (например, моделей со сгущаю-

щимися сетками), несомненно, входят в число приоритетов физико-математического моделирования климатической системы.

5.11. Литература

- Алексеев В. А., Володин Е. М., Галин В. Я., Дымников В. П., Лыкосов В. Н., 1998.** Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН, Препринт № 2086–В98, М., ИВМ РАН, 180 с.
- 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.
- Булгаков К. Ю., Мелешко В. П., Шнееров Б. Е., 2007.** О чувствительности равновесного климата к удвоению концентрации CO₂ в атмосфере, Труды ГГО, вып. 556, с. 3–28.
- Говоркова В. А., Катцов В. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2008.** Климат России в XXI веке. Часть 2. Оценка пригодности моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 для расчетов будущих изменений климата России, Метеорология и гидрология, № 8, с. 5–19.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003.** Колебания и изменения климата на территории России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 166–185.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Аристова Л. Н., Клещенко Л. К., 2006.** О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–23.
- Дианский Н. А., Багно А. В., Залесный В. Б., 2002.** Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 38, с. 537–556.
- Дымников В. П., Лыкосов В. Н., Володин Е. М., 2006.** Проблемы моделирования климата и его изменений, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 42, с. 618–636.
- Захаров В. Ф., 2003.** Изменения в распространении морских арктических льдов в XX веке, Метеорология и гидрология, № 5, с. 75–86.
- Захаров В. Ф., 2004.** Изменение состояния морских арктических льдов. Формирование и динамика современного климата Арктики, под ред. Г. В. Алексеева, СПб, Гидрометеоиздат, с. 112–159.
- Кароль И. Л., 1988.** Введение в динамику климата Земли, Л., Гидрометеоиздат, 216 с.

- Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В., Спорышев П. В., Бекряев Р. В., Говоркова В. А., 2007.** Моделирование эволюции ледяного покрова Мирового океана в XX и XXI веках, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 2, с. 165–181.
- Катцов В. М., Вавулин С. В., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2003.** Сценарии изменения климата Арктики в XXI веке, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–19.
- Катцов В. М., Мелешко В. П., 2004.** Сравнительный анализ моделей общей циркуляции атмосферы и океана, предназначенных для оценки будущих изменений климата, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 40, № 6, с. 647–658.
- Кузин В. И., Крупчатников В. Н., Крылова А. И., Фоменко А. А., 2006.** Математическое моделирование климата Сибири, Вычислительные технологии, т. 11 (спец. выпуск), с. 52–59.
- Мелешко В. П., Катцов В. М., Мирвис В. М., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2008.** Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности оценки его расчета, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–19.
- Мохов И. И., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Хон В. Ч., Хворостьянов Д. В., 2002.** Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 38, № 5, с. 629–642.
- Мохов И. И., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Хон В. Ч., Акперов М. Г., Аржанов М. М., Карпенко А. А., Тихонов В. А., Чернокульский А. В., 2005.** Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН, Доклады РАН, т. 402, № 2, с. 243–247.
- 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. 11, № 2, с. 3–13.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., 2005.** Валидация региональной климатической модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 1, т. 14–27.
- 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., Мелешко В. П., Павлова Т. В., 2000.** Региональная гидродинамическая модель для исследования климата на территории России, Метеорология и гидрология, № 4, с. 32–49.
- AchutaRao K. and Sperber K. R., 2006.** ENSO simulation in coupled ocean–atmosphere models: Are the current models better?, *Climate Dynamics*, vol. 27, pp. 1–15.
- AchutaRao K. M., Covey C., Doutriaux C., Fiorino M., Gleckler P., Phillips T., Sperber K., and Taylor K., 2004.** An Appraisal of Coupled Climate Model Simulations, Bader D. (ed.), PCMDI Technical Report, UCRL-TR-202550.
- ACIA: Arctic Climate Impact Assessment, 2005.** Cambridge, Cambridge University Press, 1042 p.
- Alexander L. V., Zhange X., Peterson T. C., Caesar J., Gleason B., et al., 2006.** Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res. Atmosphere*, vol. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Allen M. R. and Stott P. A., 2003.** Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting. Part I: Theory, *Climate Dynamics*, vol. 21, pp. 477–491.
- Arzel O., Fichefet T., and Goosse H., 2006.** Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by the current AOGCMs, *Ocean Modelling*, vol. 12, pp. 401–415.
- Benestad R. E., 2005.** Climate change scenarios for northern Europe from multi-model IPCC AR4 climate simulations, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L17704, doi:10.1029/2005GL023401.
- Bitz C., Flato G., and Fyfe J., 2002.** Sea ice response to wind forcing from AMIP models, *J. Climate*, vol. 15, pp. 523–535.
- Bleck R., Rooth C., Hu D., and Smith L. T., 1992.** Salinity-driven thermocline transients in a wind- and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 22, pp. 1486–1505.
- Boer G. J., 2000.** Analysis and verification of model climate, in: *Numerical Modeling of the Global Atmosphere in the Climate System*, Mote P. and O’Neill A. (eds.), NATO Science Series C-550, Kluwer Academic Publishers, 517 p.
- Boer G. J. and Yu B., 2003.** Climate sensitivity and climate state, *Climate Dynamics*, vol. 21, pp. 167–176.
- Bogdanova E. G., Iyin B. M., and Dragomilova I. V., 2002.** Application of an improved bias correction model to precipitation measured at Russian North Pole drifting stations, *J. Hydrometeorology*, vol. 3, pp. 700–713.
- Bony S. and Dufresne J.-L., 2005.** Marine boundary-layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32(20), L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bony S., Colman R., Kattsov V., Allan R., Bretherton C., Dufresne J.-L., Hall A., Hallegatte S., Holland M., Ingram W., Randall D., Soden B., Tselioudis G., and Webb M., 2006.** How well do we understand and evaluate climate change feedback processes?, *J. Climate*, vol. 19, pp. 3445–3482.
- Briegleb B. P., Bitz C. M., Hunke E. C., Lipscomb W. H., Holland M. M., Schramm J. L., and Moritz R. E., 2004.** Scientific Description of the Sea Ice Component in the Community Climate System

- Model, Version three, Technical Note TN-463STR, NTIS No. PB2004-106574, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 75 p.
- Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., and Jones P. D., 2006.** Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Cattle H. and Crossley J., 1995.** Modelling Arctic climate change, The Royal Society of London, *Philosophical Transactions*, vol. A352, pp. 201–213.
- Chapman W. L. and Walsh J. E., 2007.** Simulations of Arctic temperature and pressure by global coupled models, *J. Climate*, vol. 20, pp. 609–632.
- Claussen M., Mysak L. A., Weaver A. J., Crucifix M., Fichet T., Loutre M.-F., Weber S. L., Alcamo J., Alexeev V. A., Berger A., Calov R., Ganopolski A., Goosse H., Lohmann G., Lunkeit F., Mokhov I. I., Petoukhov V., Stone P., and Wang Z., 2002.** Earth system models of intermediate complexity: Closing the gap in the spectrum of climate system models, *Climate Dynamics*, vol. 18, pp. 579–586.
- Collins W. D., Rasch P. J., Boville B. A., McCaa J. R., Williamson D. L., Kiehl J. T., Briegleb B., Bitz C., Lin S.-J., Zhang M., and Dai Y., 2004.** Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3.0), Technical Note TN-464+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 214 p.
- Colony R., Radionov V. F., and Tanis F. J., 1998.** Measurements of precipitation and snow pack at Russian North Pole drifting stations, *Polar Record*, vol. 34, pp. 3–14.
- Corti S., Molteni F., and Palmer T. N., 1999.** Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature*, vol. 398, pp. 799–802.
- Cubasch U., Meehl G. A., Boer G. J., Stouffer R. J., Dix M., Noda A., Senior C. A., Raper S., and Yap K. S., 2001.** Projections of future climate changes, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Cullather R. I., Bromwich D. H., and Serreze M. C., 2000.** The atmospheric hydrologic cycle over the Arctic Basin from reanalyses. Part I: Comparison with observations and previous studies, *J. Climate*, vol. 13, pp. 923–937.
- Dai A. and Trenberth K. E., 2002.** Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations, *J. Hydrometeorology*, vol. 3, No. 6, pp. 660–687.
- Delworth T., Rosati A., Stouffer R. J., Dixon K. W., Dunne J., Findell K. L., Ginoux P., Gnanadesikan A., Gordon C. T., Griffies S. M., Gudgel R., Harrison M. J., Held I. M., Hemler R. S., Horowitz L. W., Klein S. A., Knutson T. R., Lin S.-J., Ramaswamy V., Schwarzkopf M. D., Sirutis J. J., Spelman M. J., Stern W. F., Winton M., Wittenberg A. T., and Wyman B., 2006.** GFDL's CM2 global coupled climate models. Part 1: Formulation and simulation characteristics, *J. Climate*, vol. 19, pp. 643–674.
- Denman K. L., Brasseur G., Chidthaisong A., Ciais P., Cox P. M., Dickinson R. E., Hauglustaine D., Heinze C., Holland E., Jacob D., Lohmann U., Ramachandran S., da Silva Dias P. L., Wofsy S. C., and Zhang X., 2007.** Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Deque M., Dreveton C., Braun A., and Cariolle D., 1994.** The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French community climate modeling, *Climate Dynamics*, vol. 10, pp. 249–266.
- Dümenil-Gates L., Hagemann S., and Golz C., 2000.** Observed historical discharge data from major rivers for climate model validation, MPI-Report No. 307, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, 93 p.
- Dümenil L., Isele K., Liebscher H.-J., Schroeder U., Schumacher M., and Wilke K., 1993.** Discharge data from 50 selected rivers for GCM validation, Report No. 100, Max Planck Institut für Meteorologie/Global Runoff Data Centre, 61 p.
- Flato G. M., 2005.** The Third Generation Coupled Global Climate Model (CGCM3). CCCMA, Victoria, Canada, <http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm2.shtml>.
- Flato G. M. and Boer G. J., 2001.** Warming asymmetry in climate change simulations, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, pp. 195–198.
- Flato G. M. and Hibler W. D., 1992.** Modeling pack ice as a cavitating fluid, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 22, pp. 626–651.
- Folland C. K., Karl T. R., Christy J. R., Clarke R. A., Gruza G. V., Jouzel J., Mann M. E., Oerlemans J., Salinger M. J., and Wang S.-W., 2001.** Observed climate variability and change, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*,

- Houghton J. T., Ding Y., Griggs D.J., Noguer M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Bernsten T., Betts R., Fahey D. W., Haywood J., Lean J., Lowe D. C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., and Van Dorland R., 2007.** Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Frich P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A. M. G., and Peterson T., 2002.** Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Climate Res.*, vol. 19, pp. 193–212.
- Fu C. B. et al., 2005.** Regional climate model intercomparison project for Asia, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 86(2), pp. 257–266, doi:10.1175/BAMS-86-2-257.
- GFDL Global Atmospheric Model Development Team (GAMDT), 2004.** The new GFDL global atmosphere and land model AM2-LM2: Evaluation with prescribed SST simulations, *J. Climate*, vol. 1, pp. 4641–4673.
- Giorgi F. and Mearns L., 1999.** Introduction to special section: Regional climate modeling revisited, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, No. D16, pp. 6335–6352.
- Gnanadesikan A., Dixon K. W., Griffies S. M., Delworth T. L., Harrison M. J., Held I. M., Hurlin W. J., Pacanowski R. C., Rosati A., Samuels B. L., Spelman M. J., Stouffer R. J., Winton M., Wittenberg A. T., and Dunne J. P., 2006.** GFDL's CM2 global coupled climate models. Part 2 The baseline ocean simulation, *J. Climate*, vol. 19, pp. 675–697.
- Goodison B. E., Louie P. Y. T., and Yang D., 1998.** WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report, WMO/TD-No. 872, Geneva, WMO, 212 p.
- Goosse H. and Fichetef T., 1999.** Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: A model study, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 23337–23355.
- Gordon C., Cooper C., Senior C. A., Banks H. T., Gregory J. M., Johns T. C., Mitchell J. F. B., and 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*, vol. 16, pp. 147–168.
- Gordon H. B., Rotstayn L. D., McGregor J. L., Dix M. R., Kowalezyk E. A., O'Farrell, Waterman L. J., Hirst A. C., Wilson S. G., Collier M. A., Watterson I. G., and Elliott T. I., 2002.** The CSIRO Mk3 Climate System Model, CSIRO Atmospheric Research Technical Paper, No. 60, Aspendale, Victoria 3195, Australia, 130 p., http://www.dar.csiro.au/publications/gordon_2002a.pdf.
- Hagemann S. and Dümenil L., 1996.** A parameterization of the lateral waterflow for the global scale, *Climate Dynamics*, vol. 14, pp. 17–31.
- Hansen J., Johnson D., Lacis A., Lebedeff S., Lee P., Rind D., and Russell G., 1981.** Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide, *Science*, vol. 213 (4511), 95 p., doi:10.1126/science.213.4511.957.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R., and Lo K., 2005.** Global Temperature, GISS, NASA, NY, <http://data.giss.nasa.gov>.
- Harder M., 1996.** Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis, Ph. D. Thesis, Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany, 124 p.
- Hegerl G. C., Karl T. R., Allen M., Bindoff N. L., Gillett N., Karoly D., Zhang X., and Zwiers F., 2006.** Climate change detection and attribution: Beyond mean temperature signals, *J. Climate*, vol. 19, pp. 5058–5077.
- Hibler W. D., 1979.** A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 9, pp. 817–846.
- Holland M. M. and Bitz C. M., 2003.** Polar amplification of climate change in coupled models, *Climate Dynamics*, vol. 21, pp. 221–232.
- Hourdin F., Musat I., Bony S., Braconnot P., Codron F., Dufresne J.-L., Fairhead L., Filiberti M.-A., Friedlingstein P., Grandpeix J.-Y., Krinner G., LeVan P., Li Z.-X., and Lott F., 2006.** The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection, *Climate Dynamics*, vol. 27(7–8), 787 p.
- Hunke E.C. and Dukowicz J. K., 1997.** An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, pp. 1849–1867.
- IPCC. Climate Change 2001.** The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., and Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001, Cambridge University Press, 881 p.
- K-1 Developers. K-1 Coupled Model (MIROC) Description, 2004.** K-1 Technical Report 1, Hasumi H. and Emori S. (eds.), Center for Climate System Research, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 34 p., <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>.
- Kalnay E., 2003.** Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability, Cambridge, UK, Cambridge University Press, 341 p.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G.,**

- Wollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetma A., Reynolds R., Jenne R., and Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 77, pp. 437–471.
- 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. M., Walsh J. E., Chapman W. L., Govorkova V. A., Pavlova T. V., and Zhang X., 2007. Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models, *J. Hydrometeorology*, vol. 8, pp. 571–589.
- Kattsov V. and Källén E., 2005. Future climate change: Modeling and scenarios for the Arctic, Arctic Climate Impact Assessment (ACIA), Cambridge, Cambridge University Press, pp. 99–150.
- Kharin V. V., Zwiers F. W., and Zhang X., 2005. Inter-comparison of near-surface temperature and precipitation extremes in AMIP-2 simulations, re-analyses, and observations, *J. Climate*, vol. 18, pp. 5201–5223.
- Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X., and Hegerl G. C., 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations, *J. Climate*, vol. 20, pp. 1419–1444, doi:10.1175/JCLI4066.1.
- Kiehl J. T. and Trenberth R. T., 1997. Earth's annual global mean energy budget, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 78, pp. 197–199.
- Kiehl J. T., Hack J. J., Bonan G., Boville B. A., Williamson D., and Rasch P., 1998. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *J. Climate*, vol. 11, pp. 1131–1149.
- Kiktev D., Sexton D., Alexander L., and Folland C., 2003. Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes, *J. Climate*, vol. 16, pp. 3560–3571.
- Kim S.-J., Flato G. M., Boer G. J., and McFarlane N. A., 2002. A coupled climate model simulation of the last glacial maximum. Part 1: Transient multi-decadal response, *Climate Dynamics*, vol. 19, pp. 515–537.
- Lambert S. and Boer G., 2001. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models, *Climate Dynamics*, vol. 17, pp. 83–106.
- Legates D. R. and Willmott C. L., 1990. Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation, *Int. J. Climatol.*, vol. 10, pp. 111–133.
- Legutke S. and Maier-Reimer E., 1999. Climatology of the HOPE-G Global Ocean General Circulation Model, Technical Report No. 21, German Climate Computing Centre (DKRZ), Hamburg, 90 p., <http://mad.zmaw.de/Pingo/reports/Report No.21.pdf>.
- Lipscomb W. H., 2001. Remapping the thickness distribution in sea ice models, *J. Geophys. Res. Oceans*, vol. 106, pp. 13989–14000.
- Lorenz E. N., 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion, *Tellus*, vol. 21, pp. 289–307.
- Lugina K. M., Groisman P. Ya., Vinnikov K. Ya., Konnaeva V. V., and Speranskaya N. A., 2005. Monthly-surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881–2004, in: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US DOE, Oak Ridge, Tennessee, USA, <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/temp/lugina/lugina.html>.
- Madec G., Delecluse P., Imbard M., and Levy C., 1998. OPA version 8.1, Ocean General Circulation Model Reference Manual, Notes du Pole de Modelisation No. 11, Institut Pierre-Simon Laplace, 91 p., http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/Docu_Free/Doc_models/Doc_OPA8.1.pdf.
- Maltrud M. E., Smith R. D., Semtner A. J., and Malone R. C., 1998. Global eddy-resolving ocean simulations driven by 1985–1995 atmospheric winds, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 30825–30853.
- Marsland S. J., Haak H., Jungclaus J. H., Latif M., and Roske F., 2003. The Max Planck Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *Ocean Modelling*, vol. 5, pp. 91–127.
- Martin G. M., Dearden C., Greeves C., Hinton T., Inness P., James P., Pope V. D., Ringer M. A., Stratton R. A., and Yang G. Y., 2004. Evaluation of the atmospheric performance of HadGAM/GEM1, Technical Note No. 54, Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met. Office, Exeter, UK, <http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/index.html>.
- McFarlane N. A., Boer G. J., Blanchet J.-P., and Lazare M., 1992. The Canadian Climate Centre second generation general circulation model and its equilibrium climate, *J. Climate*, vol. 5, pp. 1013–1044.
- Meehl G. A. and Tebaldi C., 2004. More intense, more frequent and longer lasting heat waves in the 21st century, *Science*, vol. 305, No. 5686, pp. 994–997.
- Mellor G. L. and Kantha L., 1989. An ice–ocean coupled model, *J. Geophys. Res.*, vol. 94, pp. 10937–10954.
- Miller R. L., Schmidt G. A., and Shindell D. T., 2006. Forced variations of annular modes in the 20th century IPCC AR4 simulations, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- New M., Hulme M., and Jones P., 1999. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology, *J. Climate*, vol. 12, pp. 829–856.
- New M., Hulme M., and Jones P., 2000. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of

- terrestrial surface temperature, *J. Climate*, vol. 13, pp. 2217–2238.
- NRC: National Research Council of the National Academies, 2003.** Understanding Climate Change Feedbacks, Washington D. C., National Academies Press, 152 p.
- O'Farrell S. P., 1998.** Investigation of the dynamic sea ice component of a coupled atmosphere sea-ice general circulation model, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 15751–15782.
- Osborn T. J., 2004.** Simulating the winter North Atlantic Oscillation: The roles of internal variability and greenhouse gas forcing, *Climate Dynamics*, vol. 22, pp. 605–623.
- Pacanowski R. C., Dixon K., and Rosati A., 1993.** The GFDL Modular Ocean Model Users Guide, version 1.0 GFDL Ocean Group, Technical Report No. 2, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, New Jersey, USA.
- Palmer T. N., 2001.** A nonlinear dynamical perspective on model error: A proposal for non-local stochastic-dynamic parameterization in weather and climate prediction models, *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, vol. 127, pp. 279–303.
- Pelly J. L. and Hoskins B. J., 2003.** How well does the ECMWF ensemble prediction system predict blocking?, *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, vol. 129, pp. 1683–1702.
- Petoukhov V., Claussen M., Berger A., Crucifix M., Eby M., Eliseev A. V., Fichefet T., Ganopolski A., Goosse H., Kamenkovich I., Mokhov I. I., Montoya M., Mysak L. A., Sokolov A., Stone P., Wang Z., and Weaver A., 2005.** EMIC Intercomparison Project (EMIP-CO₂): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO₂ doubling, *Climate Dynamics*, vol. 25, No. 4, pp. 363–385.
- Pope V. D., Gallani M. L., Rowntree P. R., and Stratton R. A., 2000.** The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3, *Climate Dynamics*, vol. 16, pp. 123–146.
- Raisanen J., Hansson U., Ullerstig A., Doscher R., Graham L. P., Jones C., Meier M., Samuelsson P., and Willen U., 2004.** European climate in the late 21st century: Regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios, *Climate Dynamics*, vol. 22, No. 1, pp. 13–31.
- 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., and Taylor K., 2007.** Climate Models and Their Evaluation, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Raschke E., Ohmura A., Rossow W. B., Carlson B. E., Zhang Y.-C., Stubenrauch C., Kottek V., and Wild M., 2005.** Cloud effects on the radiation budget based on ISCCP data (1991 to 1995), *Int. J. Climatology*, vol. 25, pp. 1103–1125.
- Rayner N. A., Brohan P., Parker D. E., Folland C. K., Kennedy J. J., Vanicek M., Ansell T. J., and 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, *J. Climate*, vol. 19, pp. 446–469.
- Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., and 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 (D14), doi:10.1029/2002JD002670.
- Rial J. A., Pielke R. A. Sr., Beniston M., Claussen M., Cnadell J., Cox P., Held H., De Noblet-Ducoudre N., Prinn R., Reynolds J. F., and Salas J. D., 2004.** Nonlinearities, feedbacks, and critical thresholds within the Earth's climate system, *Climatic Change*, vol. 65, pp. 11–38.
- Roberts M. J., 2004.** The ocean component of HadGEM1, GMR Report, Annex IV.D.3, MetOffice, Exeter, United Kingdom.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., and Schulzweida U., 1996.** The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate, MPI Report No. 218, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 90 p.
- Roeckner E., Bauml G., Bonaventur L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornbluh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., and Tompkins A., 2003.** The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description, MPI Report No. 349, Max Planck Institute für Meteorologie, Hamburg, Germany, 127 p.
- Roesch A., 2006.** Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D15111, doi:10.1029/2005JD006473.
- Rossow W. B., Walker A. W., Beusichel D. E., and Roiter M. D., 1996.** International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of New Cloud Datasets, WMO/TD-737, WMO, Geneva, Switzerland, 115 p.
- Russell G. L., 2005.** 4 × 3 Atmosphere–Ocean Model Documentation, GISS, NASA, NY, <http://aom.giss.nasa.gov/doc4x3.html>.
- Russell G. L., Miller J. R., and Rind D., 1995.** A coupled atmosphere–ocean model for transient climate change studies, *Atmosphere–Ocean*, vol. 33, pp. 683–730.

- Russell J. L., Stouffer R. J., and Dixon K. W., 2006.** Intercomparison of the Southern Ocean circulations in IPCC coupled model control simulations, *J. Climate*, vol. 19, pp. 4560–4575.
- Salas-Melia D., 2002.** A global coupled sea ice–ocean model, *Ocean Modelling*, vol. 4, pp. 137–172.
- Semtner A. J., 1976.** A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of Climate, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, pp. 379–389.
- Serreze M. C., Barrett A., and Lo F., 2005.** Northern high latitude precipitation as depicted by atmospheric reanalyses and satellite retrievals, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 133, pp. 3407–3430.
- Serreze M. C., Bromwich D. H., Clark M. C., Etringer A. J., Zhang T., and Lammers R., 2003.** The large-scale hydroclimatology of the terrestrial Arctic drainage system, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, doi:10.1029/2001JD000919.
- Shibata K., Yoshimura H., Ohizumi M., Hosaka M., and Sugi M., 1999.** A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM, *Papers in Meteorology and Geophysics*, vol. 50, pp. 15–53.
- Smith R. D. and Gent P. R., 2002.** Reference manual for the Parallel Ocean Program (POP), Ocean Component of the Community Climate System Model (CCSM2.0 and 3.0), Technical Report LA-UR-02-2484, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, New Mexico, USA, <http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm3.0/pop/>.
- Smith T. M., Peterson T. C., Lawrimore J. H., and Reynolds R. W., 2005.** New surface temperature analyses for climate monitoring, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L14712, doi:10.1029/2005GL023402.
- Soden B., 2004.** The impact of tropical convection and cirrus on upper tropospheric humidity: A Lagrangian analysis of satellite measurements, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31(20), L20104, doi:10.1029/2004GL020980.
- Soden B. J. and Held I. M., 2006.** An assessment of climate feedbacks in coupled ocean–atmosphere models, *J. Climate*, vol. 19(14), pp. 3354–3360.
- Stocker T. F., Clarke G. K. C., Le Treut H., Lindzen R. S., Meleshko V. P., Mugara R. K., Palmer T. N., Pierrehumbert R. T., Sellers P. J., Trenberth K. E., and Willebrand J., 2001.** Physical Climate Processes and Feedbacks, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., and Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Stott P. A., 2003.** Attribution of regional-scale temperature changes to anthropogenic and natural causes, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, doi:10.1029/1003GL017324.
- Stott P. A., Allen M. R., and Johns G. S., 2003.** Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, Part II: Application to general circulation models, *Climate Dynamics*, vol. 21, doi:10.1007/s00382-003-0314-8.
- Sun Y., Solomon S., Dai A., and Portmann R. W., 2006.** How often does it rain?, *J. Climate*, vol. 19, pp. 916–934.
- Tett S. F. B., Jones G. S., Stott P. A., Hill D. C., Mitchell J. F. B., Allen M. R., Ingram W. J., Johns T. C., Johnson C. E., Jones A., Roberts D. L., Sexton D. M. H., and Woodage M. J., 2002.** Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change, *J. Geophys. Res.*, vol. 107, 4306 p., doi:10.1029/2000JD000028.
- Trenberth K. E., Karl T. R., and Spence T. W., 2002.** The need for a systems approach to climate observations, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 83, pp. 1593–1602.
- Vavrus S., Walsh J. E., Chapman W. L., and Portis D., 2006.** The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming, *Int. J. Climatology*, vol. 26, pp. 1133–1147.
- Vose R. S., Easterling D. R., and Gleason B., 2005.** Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L23822, doi:10.1029/2004GL024379.
- Walsh J. E., 2005.** Cryospheric and hydrologic variability, in: *Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)*, Cambridge University Press, vol. 183–242.
- Walsh J. E. and Chapman W. L., 1998.** Arctic cloud–radiation–temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses, *J. Climate*, vol. 11, pp. 3030–3045.
- Walsh J. E., Kattsov V., Chapman W., Govorkova V., and Pavlova T., 2002.** Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models, *J. Climate*, vol. 15, pp. 1429–1446.
- Walsh J. E., Kattsov V., Portis D., and Meleshko V., 1998.** Arctic precipitation and evaporation: Model results and observational estimates, *J. Climate*, vol. 11, pp. 72–87.
- Wang M., Overland J. E., Kattsov V., Walsh J. E., Zhang X., and Pavlova T., 2007.** Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the 20th century, *J. Climate*, vol. 20(6), pp. 1093–1107.
- Webb M. J. et al., 2006.** On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles, *Climate Dynamics*, vol. 27, pp. 17–38.

- Winton M., 2000.** A reformulated three-layer sea ice model, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, pp. 525–531.
- Wolff J.-O., Maier-Reimer E., and Legutke S., 1997.** The Hamburg Ocean Primitive Equation Model, DKRZ Technical Report No. 13, Deutsches Klima Rechen Zentrum, Hamburg, Germany, 100 p., <http://www.mad.zmaw.de/Pingo/reports/ReportNo.13.pdf>.
- Xie P. and Arkin P. A., 1998.** Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing-longwave radiation, *J. Climate*, vol. 11, pp. 137–164.
- Yang D., 1999.** An improved precipitation climatology for the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 26, pp. 1625–1628.
- Yukimoto S., Noda A., Kitoh A., Sugi M., Kitamura Y., Hosaka M., Shibata K., Maeda S., and Uchiyama T., 2001.** The new Meteorological Research Institute global ocean–atmosphere coupled GCM (MRI-CGCM2) — Model climate and variability, *Papers in Meteorology and Geophysics*, vol. 51, pp. 47–88.
- Zhang Y., Maslowski W., and Semtner A. J., 1999.** Impacts of mesoscale ocean currents on sea ice in high resolution Arctic ice and ocean simulations, *J. Geophys. Res.*, vol. 104(C8), pp. 18409–18429.
- Zwiers F. W. and Zhang X., 2003.** Toward regional scale climate change detection, *J. Climate*, vol. 16, pp. 793–797.

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

Ведущие авторы: П. В. Спорышев, В. М. Мирвис

Авторы: В. М. Катцов, В. П. Мелешко, Э. Я. Ранькова

Рецензент: член-корреспондент РАН И. И. Мохов

6.1. Введение

В настоящей главе рассматриваются вопросы, связанные с обнаружением климатических изменений и установлением физических причин, приводящих к таким изменениям. Под климатическими изменениями понимаются изменения в статистических характеристиках климатической системы Земли, обнаруживаемые в течение продолжительного времени, обычно в течение нескольких десятилетий или больше. Точные определения основных терминов, связанных с задачей анализа климата и климатической изменчивости по данным наблюдений, можно найти, например, в работе (Груза, Ранькова, 2004). Климатические изменения могут быть вызваны внутренними процессами, происходящими в климатической системе, или же внешними воздействиями. Некоторые внешние воздействия, например, изменения в величине приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы или изменения в концентрации атмосферного аэрозоля после вулканических извержений, имеют естественные причины и вносят вклад в общую естественную изменчивость климатической системы. Тогда как другие, в частности изменения газового состава атмосферы, продолжающиеся с начала промышленной революции, являются результатом хозяйственной деятельности человека. В настоящей главе рассматриваются научные подходы к выяснению природы климатических изменений. Другими словами, как установить какие изменения климата вызваны хозяйственной деятельностью (антропогенный вклад), а какие имеют естественную природу?

Для абсолютно точного установления причин наблюдаемых климатических изменений требуется серия контролируемых экспериментов с климатической системой Земли, что, очевидно, невозмож-

но. Поэтому в современной науке 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. Отметим также, что при сравнении аккуратно учитывается доступность данных наблюдений в разные периоды времени, чтобы быть уверенными, что полученные результаты не являются искусственным следствием изменений в системе наблюдений.

Используемые при сравнении статистические процедуры основываются как на линейных, так и на нелинейных методах анализа данных. Сейчас широко распространены методы анализа пространственно-временных структур, возникающих во временных рядах климатических переменных (блок 6.1). Поскольку применяемые методы являются статистическими по своей природе, всегда существует малый риск получения ошибочных выводов. Для уменьшения этого риска используется комплексный подход к анализу имеющихся данных, когда ожидаемая реакция климатической системы на внешние воздействия проверяется одновременно на целом ряде слабо связанных между собой климатических переменных. Такой подход позволяет получить широкую картину развития климатических процессов во времени и суще-

ственно ослабляет влияние естественной климатической изменчивости на полученные результаты.

Поскольку модельные расчеты предоставляют основу для проведения анализа причин климатических изменений, важно понять, почему и до какой степени можно быть уверенными в их правильности. Климатические модели являются математическими инструментами, которые позволяют представить климатическую систему в виде системы программ, что дает возможность воспроизводить климатические явления в экспериментах на мощных современных вычислительных машинах. Уверенность в правильности таких расчетов базируется, во-первых, на том, что в основе моделей лежат твердо установленные физические законы — законы гидромеханики, законы термодинамики, законы переноса радиационного излучения и др. Кроме того, включаемые в модели схемы параметризации отдельных физических процессов проверяются независимо на широкой базе имеющихся наблюдений. Вторым важным источником уверенности в модельных результатах является способность моделей воспроизводить важные характерные особенности современного климата. Качество модельного воспроизведения современного климата постоянно проверяется в сравнениях, использующих огромную массу доступных к настоящему времени данных наблюдений. В последние годы в таких сравнениях все чаще стали использовать результаты согласованных мультимодельных ансамблевых расчетов, что позволило значительно полнее оценить качество модельного воспроизведения современного климата, а также установить вероятностные пределы для межмодельного разброса. Модели достаточно хорошо воспроизводят наблюдаемые крупномасштабные особенности распределения полей температуры, влажности и скорости ветра в атмосфере, географические особенности распределения радиационных полей на верхней границе атмосферы и на поверхности земли, полей скорости приземного ветра, температуры поверхности океанов, океанических течений и ледяного покрова. Модели способны воспроизводить основные черты наблюдаемой климатической изменчивости на разных временных масштабах. Отметим в качестве примеров способность моделей воспроизво-

дить усиление и ослабление муссонных систем, сезонные сдвиги в полях приземной температуры воздуха и осадков, а также сезонные изменения основных барических колебательных систем и путей циклонов. Ряд климатических моделей (или их близких аналогов) используется для составления прогнозов погоды на разные сроки, включая сезонные прогнозы. Модельные прогнозы показали способность моделей воспроизводить важные черты общей циркуляции атмосферы на коротких временных интервалах, а также ряд аспектов межгодовой изменчивости. Неспособность моделей предсказывать погоду за пределами интервала в несколько дней не умаляет их способности предсказывать долгосрочные климатические изменения, поскольку это совершенно разные виды прогнозов (подробнее см. главу 5). Еще одним аргументом, поддерживающим уверенность в модельных расчетах, является способность моделей воспроизводить климат прошлого, а также его эволюцию во времени. Так, модели использовались для воспроизведения наиболее холодного и сурового интервала последнего оледенения четвертичного периода (примерно 21000 лет назад), а также теплого климатического оптимума голоцена (максимум потепления — около 6000 лет назад), когда температура в Европе была в летний период в среднем на 2–3°C выше современной. Модели смогли воспроизвести много характерных черт климатических изменений этих периодов (известных с точностью до неопределенностей, возникающих при реконструкции климата прошлого), в частности величину и крупномасштабную структуру похолодания в Мировом океане во время последнего оледенения. И, наконец, модели довольно точно воспроизводят климатические изменения периода инструментальных наблюдений. Этот вопрос подробно рассматривается в последующих разделах настоящей главы. В то же время в модельных расчетах сохраняется значительная доля неопределенности, отчасти связанная с неточностями модельной реализации физических процессов в атмосфере и океане, например, процессов образования облачности, что ведет к неточности в величине и времени наступления моделируемых климатических изменений, а также отражается на их географической структуре.

Блок 6.1. Методы, используемые для установления причин климатических изменений

Для установления причин климатических изменений необходимо знать форму климатического сигнала, т. е. пространственную или пространственно-временную структуру изменений климата, соответствующую каждому из возможных внешних воздействий на климатическую систему. Эти сигналы рассматриваются как статистические гипотезы, апостериорная вероятность которых используется для оценки роли рассматриваемых внешних воздействий. Климатические сигналы могут быть получены только с помощью моделирования. При этом для выделения влияния антропо-

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

генных и естественных факторов на климатическую систему важно, чтобы климатические сигналы, соответствующие этим факторам, существенно различались между собой.

Увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере приводит к потеплению в тропосфере и похолоданию в стратосфере. Причем увеличение температуры приземного воздуха на материках по сравнению с океанами больше вследствие того, что реакция на изменение радиационного баланса поверхности на них проходит быстрее (рис. 6.1*б*). Изменение концентрации сульфатного аэрозоля ведет к похолоданию почти во всей атмосфере с наибольшим понижением температуры воздуха над континентами Северного полушария, что в значительной степени блокирует здесь быстрое потепление, вызываемое парниковыми газами (рис. 6.1*д*). Изменение концентрации атмосферного озона приводит к потеплению в тропосфере и похолоданию в стратосфере, особенно в высоких широтах, где потери общего содержания атмосферного озона наибольшие (рис. 6.1*г*). Три рассмотренных выше фактора вносят основной вклад в антропогенное воздействие на климатическую систему.

Изменение потока солнечного излучения, приходящего на верхнюю границу атмосферы, отражается в общем потеплении всей атмосферы (рис. 6.1*а*). Изменение вулканической активности приводит к похолоданию на поверхности земли и в тропосфере, сопровождающемуся потеплением в стратосфере. Причем реакция на вулканические извержения длится несколько лет, а ее пик наступает через несколько месяцев после извержения. Конец XX века характеризовался увеличением вулканической активности, что привело к небольшому потеплению в нижней стратосфере и у поверхности земли в высоких широтах и к похолоданию в других областях (рис. 6.1*б*). Два этих воздействия вносят существенный вклад в формирование естественной климатической изменчивости. Суммарное воздействие как антропогенных, так и естественных факторов отражается в потеплении у земной поверхности и похолодании в стратосфере (рис. 6.1*е*).

Для выявления причин климатических изменений в настоящее время широкое распространение получил так называемый метод “оптимального обнаружения сигнала” (“optimal fingerprinting” или “optimal detection”), который позволяет значительно увеличить отношение сигнала к шуму (Hasselmann, 1979, 1997; Allen and Tett, 1999). В этом методе использована обобщенная модель множественной регрессии $y = Xb + e$, где вектор y содержит фильтрованную версию наблюдаемого ряда, матрица X — оценки откликов на известные воздействия на климатическую систему (сигналы изменения климата) и вектор e — естественный климатический шум, который является результатом внутренних источников. Предполагается, что вектор e — реализация гауссова случайного вектора с ковариационной матрицей C . Матрица X , как правило, оценивается с помощью МОЦАО в специальных экспериментах по моделированию откликов климатической системы на рассматриваемые воздействия. Сигнал обычно представлен как некая пространственно-временная структура, определенная на интервале 50–100 лет (например, 1950–1999 гг. или 1900–1999 гг.), и оценивается осреднением по ансамблю модельных реализаций климата при заданных воздействиях. Вектор параметров b (множителей масштаба) дает возможность оценить ошибки оцененных сигналов и измерить соответствие сигналов, содержащихся в матрице X , изменениям, которые взяты из наблюдений. Ковариационная матрица C , характеризующая внутреннюю изменчивость, обычно оценивается по результатам длительного контрольного эксперимента, проводимого без влияния внешних воздействий.

Вопросы обнаружения климатических изменений решаются посредством дедуктивных умозаключений (относительно других механизмов, не включенных в модель климата, которые могут правдоподобно объяснить наблюдаемые изменения) в сочетании с проверкой определенных гипотез относительно b . Поступируемый сигнал изменения климата считается обнаруженным, если его амплитуда в наблюдениях значимо больше нуля. То есть в стандартном методе оптимального обнаружения сигнала проверяется нулевая гипотеза $H_A: b = 0$, где 0 — вектор нулей. Оценка вектора b , применяемая при проверке гипотезы, получается из формулы $b = (X^T C^{-1} X)^{-1} X^T C^{-1} y$. Такая оценка, используемая в большинстве методов оптимального обнаружения, позволяет увеличить отношение сигнала к шуму и таким образом ослабить влияние естественной климатической изменчивости на статистический вывод (Hasselmann, 1979; Allen and Tett, 1999; Mitchell et al., 2001).

Выявление причин климатических изменений состоит в установлении причинно-следственной связи между наблюдаемым изменением и предполагаемыми внешними воздействиями. Для надежного установления причин изменений необходимо: обнаружение изменений, исключение других правдоподобных причин и доказательство, что наблюдаемое изменение согласуется с оцененным откликом на внешнее воздействие (т. е. $b = 1$, где 1 — вектор единиц). Классический метод оптимального обнаружения использует в качестве критерия для проверки гипотез “тест уверенности атрибуции”

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

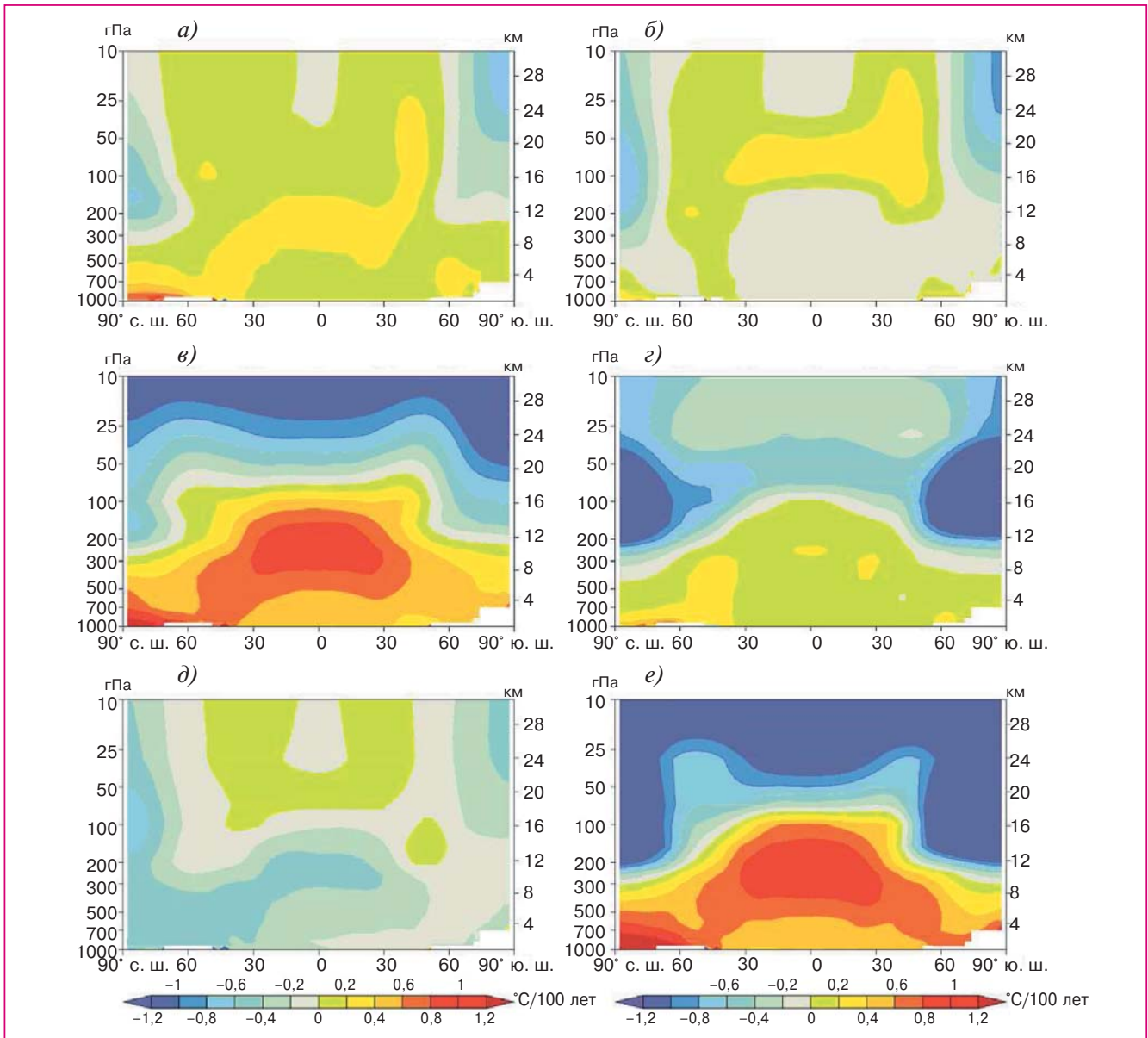


Рис. 6.1. Модельные линейные тренды зонально осредненной температуры воздуха за период 1890–1999 гг. ($^{\circ}\text{C}/100$ лет), вызываемые воздействием изменений приходящего излучения на верхней границе атмосферы (а), вулканической активностью (б), а также изменениями концентрации хорошо перемешанных парниковых газов в атмосфере (в), тропосферного и стратосферного озона (г) и сульфатного аэрозоля (д). Суммарный результат всех воздействий показан на рисунке е. Рисунок выполнен по результатам расчетов с моделью PCM климатического центра NCAR, США (Hegerl et al., 2007).

(attribution consistency test) для проверки нулевой гипотезы $H_A: \mathbf{b} = 1$ (Hasselmann, 1997; Allen and Tett, 1999). Формально уверенное заключение возможно, если гипотеза H_A не может быть отклонена. Однако неправомочность отклонения H_A указывает лишь на недостаток доказательств против H_A , но не является доказательством в пользу H_A , которое действительно необходимо для поддержки сделанного заключения.

Подход Байеса обеспечивает альтернативу стандартному (частотному) подходу к проверке гипотез и последовательно решает три основных задачи:

1) получить функцию правдоподобия для вектора амплитуд \mathbf{b} посредством оптимального (обобщенного) регрессионного анализа в предположении, что \mathbf{e} является гауссовым случайным вектором;

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

2) вычислить апостериорное распределение вероятности амплитуд, воспользовавшись теоремой Байеса, которая объединяет априорные знания об амплитудах (в форме априорного распределения вероятностей) с функцией правдоподобия, полученной в 1);

3) оценить достоверность обнаружения и атрибуции, проверяя апостериорные вероятности с помощью надлежащим образом определенных критериев.

Важное преимущество байесовского подхода состоит в том, что неопределенность учитывается более полно, чем при стандартном частотном подходе. Как и при частотном подходе, неопределенность вследствие внутренней климатической изменчивости (величина ϵ в регрессии) учтена через функцию правдоподобия. Однако с помощью байесовского подхода можно также оценить неопределенность модельной оценки климатического сигнала, определив надлежащим образом априорное распределение \mathbf{b} .

Байесовские исследования по обнаружению и установлению причин климатических изменений, выполненные до настоящего времени, не изменяют выводов, полученных ранее при стандартном частотном подходе. Тем не менее вероятно, что байесовский подход найдет широкое использование в будущих исследованиях, поскольку байесовская техника более полно включает информацию о неопределенности (благодаря использованию априорного распределения) и обеспечивает вероятностные результаты, которые в большей мере пригодны для принятия решений и разработки долгосрочной политики.

6.2. Причины наблюдаемых изменений климата

Факт глобального потепления климата не вызывает сомнений: глобальное повышение температуры воздуха и океана, сокращение площади морского льда, повышение уровня моря — очевидны. Настоящий раздел в значительной степени основывается на материалах ОД4 МГЭИК (Hegerl et al., 2007).

Прямое сравнение данных наблюдений за глобальной температурой приземного воздуха с результатами модельных расчетов дает убедительные аргументы в пользу антропогенной природы наблюдаемого потепления (рис. 6.2). К настоящему времени выполнено большое количество ансамблевых расчетов с МОЦАО по воспроизведению климатических изменений в период инструментальных наблюдений. Используемые 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. Было выполнено две серии расчетов (Hegerl et al., 2007). В первой серии учитывались и антропогенные, и естественные внешние воздействия (АЕВ), а во второй только естественные (ЕВ). В расчетах с ЕВ учитывались наблюдаемые изменения в потоке приходящего солнечного излучения на верхней границе атмосферы, а также изменения концентрации атмосферного аэрозоля естественной природы, в частности вулканического аэрозоля. В расчетах с АЕВ кроме этих факторов во внимание принимались наблюдаемые изменения концентрации парниковых газов в атмосфере, включая изменения концентрации тропосферного

и стратосферного озона, изменения аэрозольного состава атмосферы, вызванные хозяйственной деятельностью человека, в частности, изменения содержания сульфатного аэрозоля, а в некоторых экспериментах учитывались также изменения в природопользовании. Заметим, что внешние воздействия отличались между экспериментами с разными моделями из-за того, что не все модели принимали во внимание полный набор внешних воздействий, а также потому, что использовались разные алгоритмы расчета их влияния на атмосферную циркуляцию. Несмотря на эти дополнительные неопределенности, существует явное различие между АЕВ и ЕВ ансамблями (рис. 6.2). Только в экспериментах, учитывающих антропогенные внешние воздействия, хорошо воспроизводится наблюдаемое повышение температуры воздуха, в экспериментах с ЕВ глобальная температура в последние десятилетия XX века понижается.

Изменения средней глобальной температуры или температуры полушарий в значительной степени контролируются внешними воздействиями (Stott et al., 2000), что подтверждает сравнение двух рассматриваемых модельных ансамблей (АЕВ и ЕВ эксперименты). Члены каждого ансамбля показывают схожую десятилетнюю изменчивость глобальной температуры приземного воздуха. Меньшая изменчивость средней по ансамблю температуры в расчетах с АЕВ по сравнению с наблюдаемой температурой может быть объяснена подавлением шумов в межгодовой изменчивости в результате ансамблевого осреднения. Современные МОЦАО хорошо воспроизводят статистические характеристики межгодовой изменчивости, а также дают правильную картину влияния извержений крупных вулканов на изменения температуры (рис. 6.2).

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

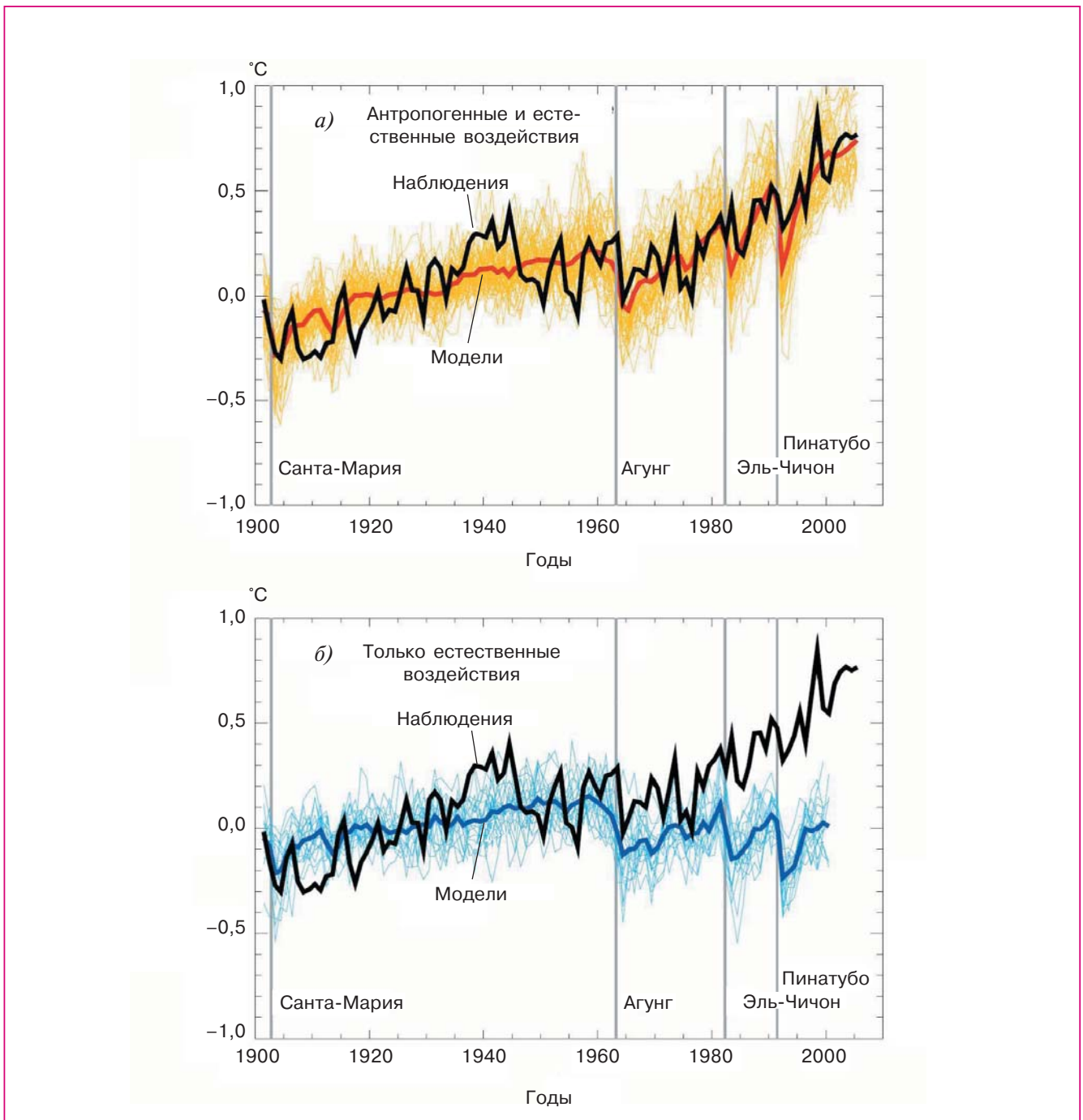


Рис. 6.2. Аномалии средней глобальной температуры приземного воздуха по данным наблюдений (черная линия) и моделирования с учетом антропогенных и естественных внешних воздействий (а) и только естественных воздействий (б). К естественным воздействиям, в частности, относятся изменения приходящего солнечного излучения и влияние вулканической деятельности на аэрозольный состав атмосферы, а к антропогенным — изменения концентрации атмосферных парниковых газов и сульфатного аэрозоля. Аномалии рассчитаны по отношению к среднему за 1901–1950 гг. На рисунке а представлены результаты 58 расчетов по 14 МОЦАО. Результаты расчетов по разным моделям показаны тонкими желтыми линиями, а среднее по мультимодельному ансамблю — жирной красной линией. Аналогично на рисунке б представлены результаты 19 расчетов по 5 моделям. Результаты расчетов по разным моделям показаны тонкими голубыми линиями, а среднее по мультимодельному ансамблю — жирной синей линией. Серыми линиями отмечено время наиболее значительных извержений вулканов. Рисунок из работы (Hegerl et al., 2007).

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

Следует отметить, что межгодовая изменчивость средней глобальной температуры в первой половине XX века воспроизводится модельным ансамблем несколько хуже, чем во второй половине века, хотя и в этот период модельный тренд потепления близок к наблюдаемому. В современной литературе отмечаются несколько факторов, которые могут объяснить указанные различия. Исследователи сходятся в том, что для правильного воспроизведения эволюции температуры в первой половине века необходимо в модельных расчетах достаточно полно учитывать как антропогенные, так и естественные внешние воздействия. В частности в работе (Broccoli et al., 2003) показано, что в ансамбле из трех экспериментов с МОЦАО GFDL R30 удается довольно точно воспроизвести эволюцию средней глобальной температуры на протяжении всего XX века, если кроме антропогенных внешних воздействий учесть также изменения приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы и изменения концентрации стратосферного аэрозоля вулканической природы. Однако этот результат получается не во всех моделях. Например, в МОЦАО MIROC3.2 для правильного воспроизведения изменений температуры в первой половине и середине XX века кроме указанных выше внешних воздействий надо принимать во внимание изменения концентрации углеродного аэрозоля, которые не учитываются в большинстве моделей, представленных на рис. 6.2 (Nagashima et al., 2006). Кроме того, в ряде работ отмечается, что довольно значительные колебания средней глобальной температуры могут быть обусловлены естественной изменчивостью в глобальной системе взаимодействия атмосфера — океан. В частности в работе (Knight et al., 2005) показано, что многолетние естественные колебания температуры поверхности Атлантического океана могут объяснить аномалии средней температуры Северного полушария величиной до $0,2^{\circ}\text{C}$. Такие колебания отмечаются в данных наблюдений и воспроизводятся в модельных расчетах. Время одного колебания охватывает период в несколько десятилетий (около 65 лет по данным наблюдений). Физические механизмы, вызывающие такие колебания, связаны с обменными процессами в глубоком океане.

Влияние антропогенного воздействия на температуру приземного воздуха обнаруживается в модельных расчетах не только глобально, но и отдельно на каждом континенте (рис. 6.3) за исключением Антарктиды, где недостаточно данных наблюдений для достоверных выводов (подробнее об антропогенном влиянии на климат Антарктиды см., например, (Мохов и др., 2006а)). Для каждого континента расчеты с АЕВ показывают повышение температуры в последние три десятилетия XX века, близкое к наблюдаемому, чего нет в расчетах с ЕВ.

Региональные особенности наблюдаемого потепления воспроизводятся в модельных экспериментах значительно хуже, но можно сказать, что общая пространственная структура рассчитанного потепления довольно близка к наблюдаемой. Наблюдаемые тренды температуры за весь XX век (рис. 6.4а) положительны почти везде за исключением юго-восточной части США, северной части Северной Атлантики и отдельных районов в Африке и Южной Америке. Такая структура трендов плохо согласуется с известными модами естественной долгопериодной климатической изменчивости. Так, например, повышение температуры поверхности в экваториальной части Тихого океана (явление Эль-Ниньо) сопровождается похолоданием в северной и южной его частях, что выражается в пространственно неоднородной картине изменений температуры. С другой стороны, расчеты с АЕВ (рис. 6.4б) показывают пространственно довольно однородное потепление, близкое к наблюдаемому. В расчетах с ЕВ картина совершенно иная (рис. 6.4д, е). Кроме того, только эксперименты, учитывающие антропогенное воздействие, достаточно хорошо воспроизводят тренды средней зональной температуры приземного воздуха как в период 1901–2005 гг., так и в период 1979–2005 гг. (рис. 6.4ж, з). Хотя повышение температуры в низких широтах меньше, чем в высоких, здесь и межгодовая изменчивость значительно меньше. По этой причине и сигнал устойчивого потепления в низких широтах обнаруживается значительно раньше. Такая временная эволюция потепления хорошо воспроизводится моделями в экспериментах с АЕВ, что дает еще один аргумент в пользу антропогенной природы наблюдаемого потепления (блок 6.2). Ни одна модель, учитывающая только естественные воздействия, не смогла воспроизвести повышение глобальной температуры приземного воздуха во второй половине XX века, близкое к наблюдаемому. Таким образом, прямое сравнение модельных расчетов с данными наблюдений показывает, что потепление с высокой степенью вероятности имеет антропогенную, а не естественную природу, что подтверждают и формальные методы установления причин климатических изменений, рассматриваемые ниже.

В последние годы выполнено много исследований, использующих формальные статистические методы для выделения вклада отдельных внешних воздействий в наблюдаемое глобальное потепление (обзор этих исследований дан в работе (IDAG, 2005)). В расчетах, на которых основывались эти исследования, использовались разные МОЦАО и разные схемы параметризации внешних воздействий. Кроме того, и сама техника статистического анализа была разной. Несмотря на эти различия, все работы показывают значительный антропогенный вклад в глобальное потепление. В качестве

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

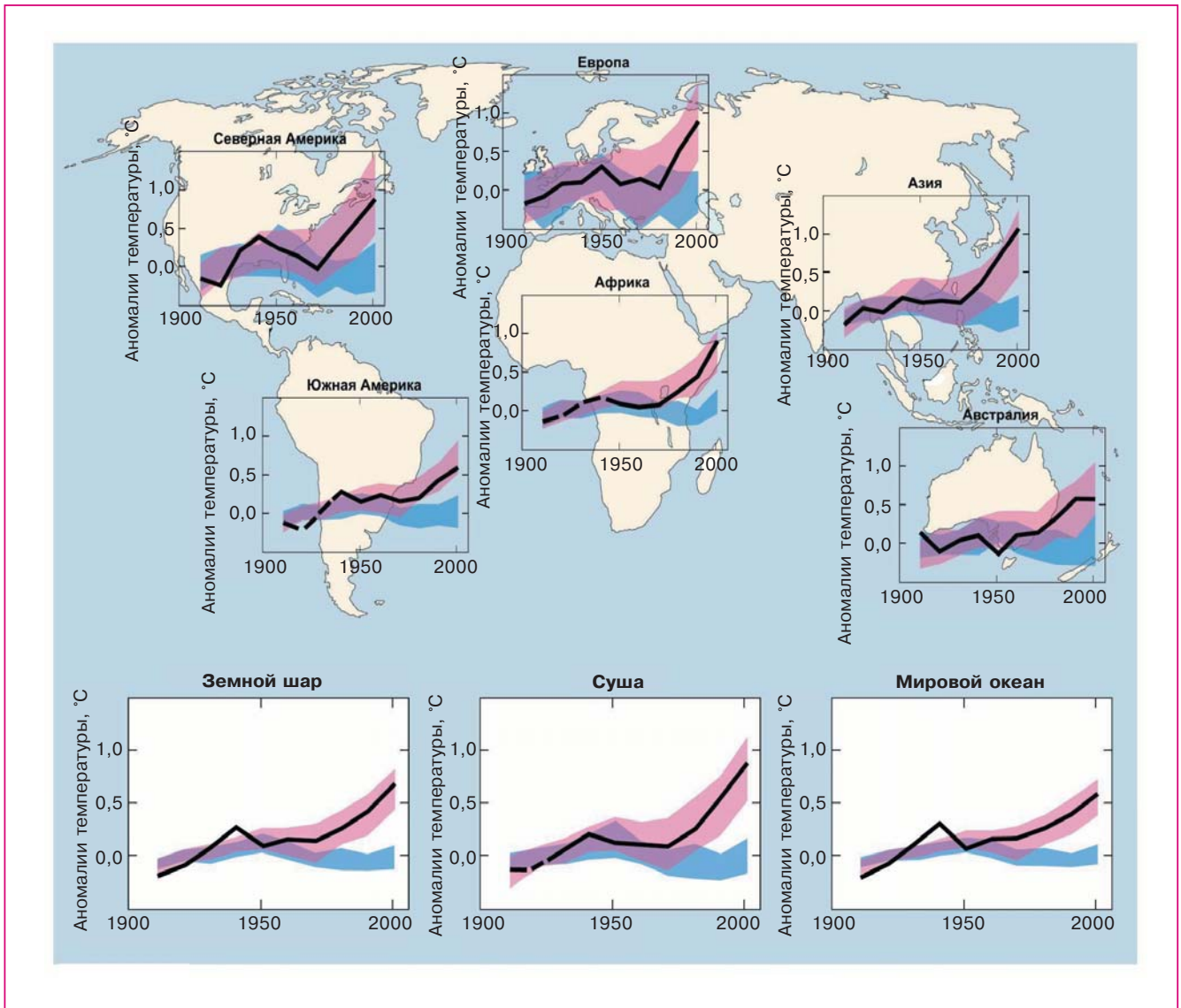


Рис. 6.3. Аномалии средней десятилетней температуры приземного воздуха, рассчитанные для шести континентов и частей света, а также для всего земного шара, поверхности суши и Мирового океана. Аномалии вычислены по отношению к среднему за 1901–1950 гг. Шаг по времени составляет 10 лет. Данным наблюдений на графиках соответствует черная линия. Цветные полосы показывают область, указывающую разброс 90% расчетов с МОЦАО. Красные полосы — расчеты с АЕВ, голубые — расчеты с ЕВ. Прерывистые черные линии показывают десятилетия, когда данных наблюдений имеется значительно меньше, чем в среднем. Рисунок из работы (Hegerl et al., 2007).

антропогенных внешних воздействий рассматривалось увеличение в атмосфере концентраций парниковых газов, а также аэрозолей антропогенной природы, в частности сульфатного аэрозоля. К естественным внешним воздействиям относились изменения концентрации вулканического аэрозоля, а также изменения приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы. Каждому из возможных внешних воздействий на климатическую систему 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. В частности, анализ, выполненный по результатам расчетов с четырьмя МОЦАО (рис. 6.5), показывает значительный вклад увеличения концентрации парниковых газов в наблюдаемое в течение XX

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

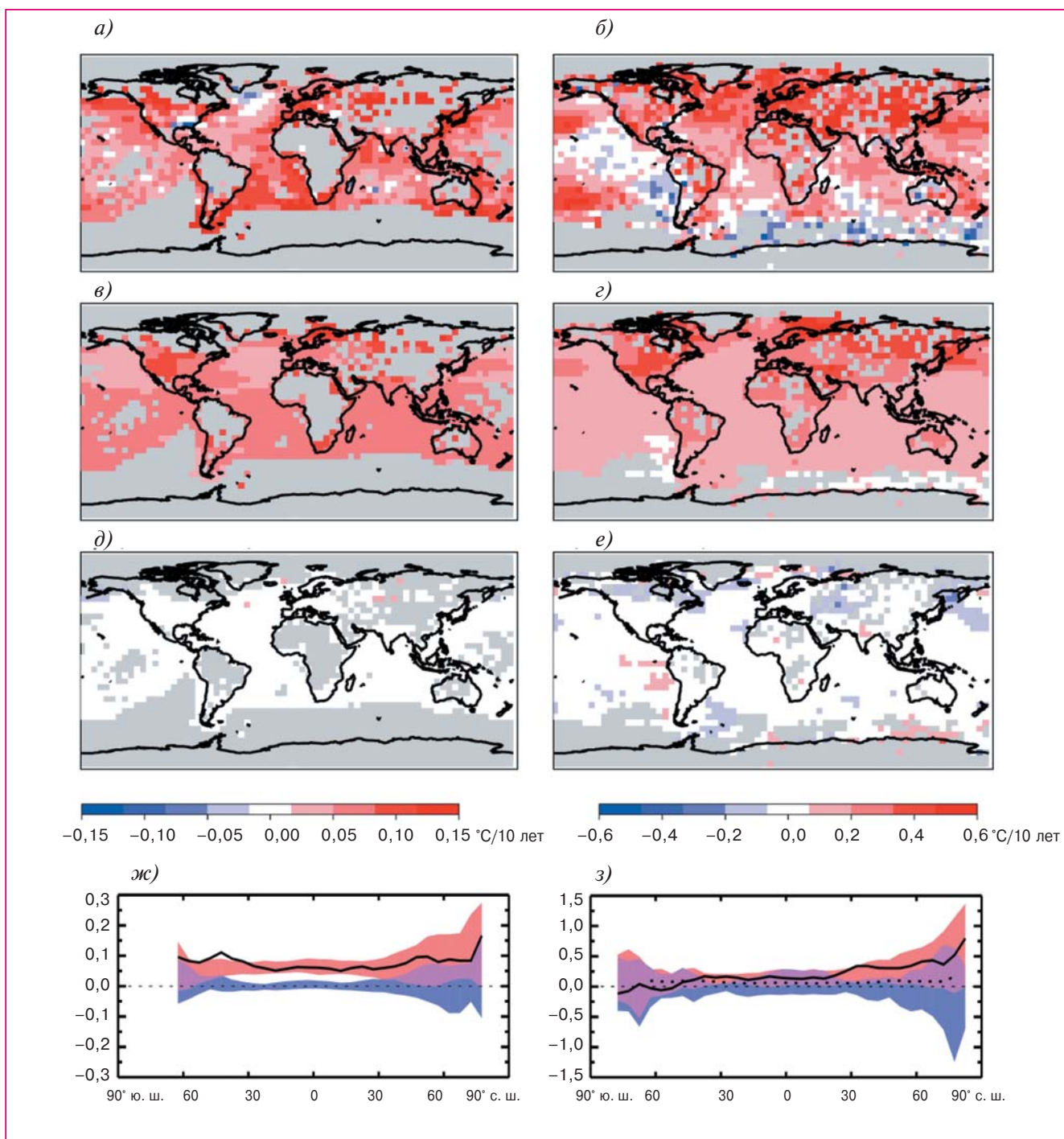


Рис. 6.4. Линейный тренд наблюдаемой и рассчитанной температуры приземного воздуха ($^{\circ}\text{C}/10$ лет) за период 1901–2005 гг. (а, в, д, ж) и за период 1979–2005 гг. (б, г, е, з). Заметим, что шкалы для левого и правого столбцов разные. Тренды рассчитывались по данным наблюдений (а, б) и по результатам моделирования с учетом антропогенных и естественных факторов (в, г) и только естественных факторов (д, е). Серым цветом на рисунках выделены области, в которых данных наблюдений в рассматриваемый период оказалось недостаточно для определения трендов. На рисунках (в, г) представлены результаты 58 расчетов по 14 МОЦАО, а на рисунках (д, е) — результаты 19 расчетов по 5 моделям. На рисунках (ж, з) показаны средние зональные линейные тренды температуры приземного воздуха. Наблюдаемым трендам соответствует жирная черная линия. Цветные полосы показывают область, указывающую разброс 90% расчетов с МОЦАО. Красные полосы — расчеты с АЕВ, голубые — расчеты с ЕВ. Рисунок из работы (Hegerl et al., 2007).

века потепление. Причем изменения концентрации атмосферного аэрозоля, вызванные хозяйственной деятельностью человека, наоборот, замедляют повышение температуры. Так, по оценкам, полученным с использованием ансамбля из трех моделей, вклад увеличения концентрации парниковых газов в разность наблюдаемой средней глобальной температуры последнего и первого десятилетий XX века составил от 0,8 до 1,1°C, другие воздействия антропогенной природы привели к уменьшению повышения температуры на 0,2–0,4°C, а суммарное влияние всех естественных внешних воздействий было малым (рис. 6.5б, правая колонка). По всем оценкам вклад увеличения концентрации парниковых газов в тренд температуры второй половины XX века был наибольшим (больше наблюдаемого тренда), а остальные внешние воздействия как антропогенной, так и естественной природы только уменьшали повышение температуры (рис. 6.5в). Заметим, однако, что увеличение приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы в последние десятилетия XX века также внесло заметный вклад в повышение приземной температуры (см., например, (Мохов и др., 2006б)), но большая концентрация стратосферного аэрозоля вулканической природы в эти десятилетия в значительной степени его компенсировала. Модельные расчеты показывают, что в XXI веке вклад вариаций солнечной активности в изменения средней глобальной температуры приземного воздуха будет значительно меньше вклада антропогенных воздействий (Мохов и др., 2006в).

Статистический анализ позволяет обнаружить антропогенное влияние не только на температуру приземного воздуха, но и на другие характери-

сти климатической системы, например, на вертикальное распределение температуры атмосферы (Hegerl et al., 2007). Во второй половине XX века по данным высотного зондирования атмосферы наблюдалось повышение температуры тропосферы и ее понижение в стратосфере, что отразилось в увеличении высоты тропопаузы. Результаты статистического анализа показывают, что основными факторами, вызвавшими эти изменения, были увеличение концентрации парниковых газов и уменьшение концентрации стратосферного озона.

Учитывая, что большое беспокойство вызывает возможность антропогенного воздействия на интенсивность и частоту экстремальных климатических явлений, проводятся исследования по обнаружению влияния внешних воздействий на частоту и интенсивность климатических экстремумов. В этих работах используются предложенные недавно стандартизированные индексы экстремумов, которые включают, в частности, среднегодовое число наиболее холодных и теплых дней и ночей, а также соответствующую им температуру и ряд других характеристик. Изменения, происходившие с этими индексами, хорошо согласуются с наблюдаемым потеплением. Статистические методы позволили выделить существенное антропогенное влияние в изменениях некоторых из этих индексов. Кроме того, есть исследования (например, (Stott et al., 2004)), показывающие, что антропогенное влияние может приводить в некоторых регионах к значительному увеличению риска длительных периодов очень высоких температур, например, таких как очень жаркий период летом 2003 г. в Европе.

Значительный интерес представляет анализ влияния антропогенных факторов на атмосферные

Блок 6.2. Пространственно-временные особенности глобального потепления

Значительный интерес представляет не только скорость изменения климата, измеряемая, например, как величина линейного тренда температуры приземного воздуха, но и момент времени, когда то или иное изменение с заданной априори вероятностью можно расценивать как устойчивое, т. е. это изменение сохраняет свою значимость в последующие годы. Дополнительный аргумент в пользу антропогенного вклада в наблюдаемое потепление дает анализ времени наступления устойчивых изменений температуры в разных регионах земного шара, выполненный на основе данных наблюдений и АЕВ расчетов глобального климата XX и XXI веков с помощью ансамбля МОЦАО (Спорышев, Катцов, 2006; Kattsov and Sporyshev, 2006).

Крупномасштабные особенности распределения модельных и наблюдаемых дат устойчивого изменения температуры приземного воздуха обнаруживают много общего (рис. 6.6). Согласно данным наблюдений и модельным расчетам, устойчивое потепление уже произошло в значительной части регионов земного шара. Причем наблюдаются явные различия во времени наступления устойчивого потепления между тропиками и средними (высокими) широтами Северного полушария. Так, в Индийском и западных частях Тихого и Атлантического океанов отмечаются наиболее ранние (до 1980 г.) даты наступления устойчивого изменения температуры, а в северных акваториях Тихого и Атлантического океанов устойчивое потепление еще не наступило. Качественное подобие наблюдаемой и модельной пространственно-временной структуры температурных изменений также говорит в пользу антропогенной природы наблюдаемого глобального потепления.

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

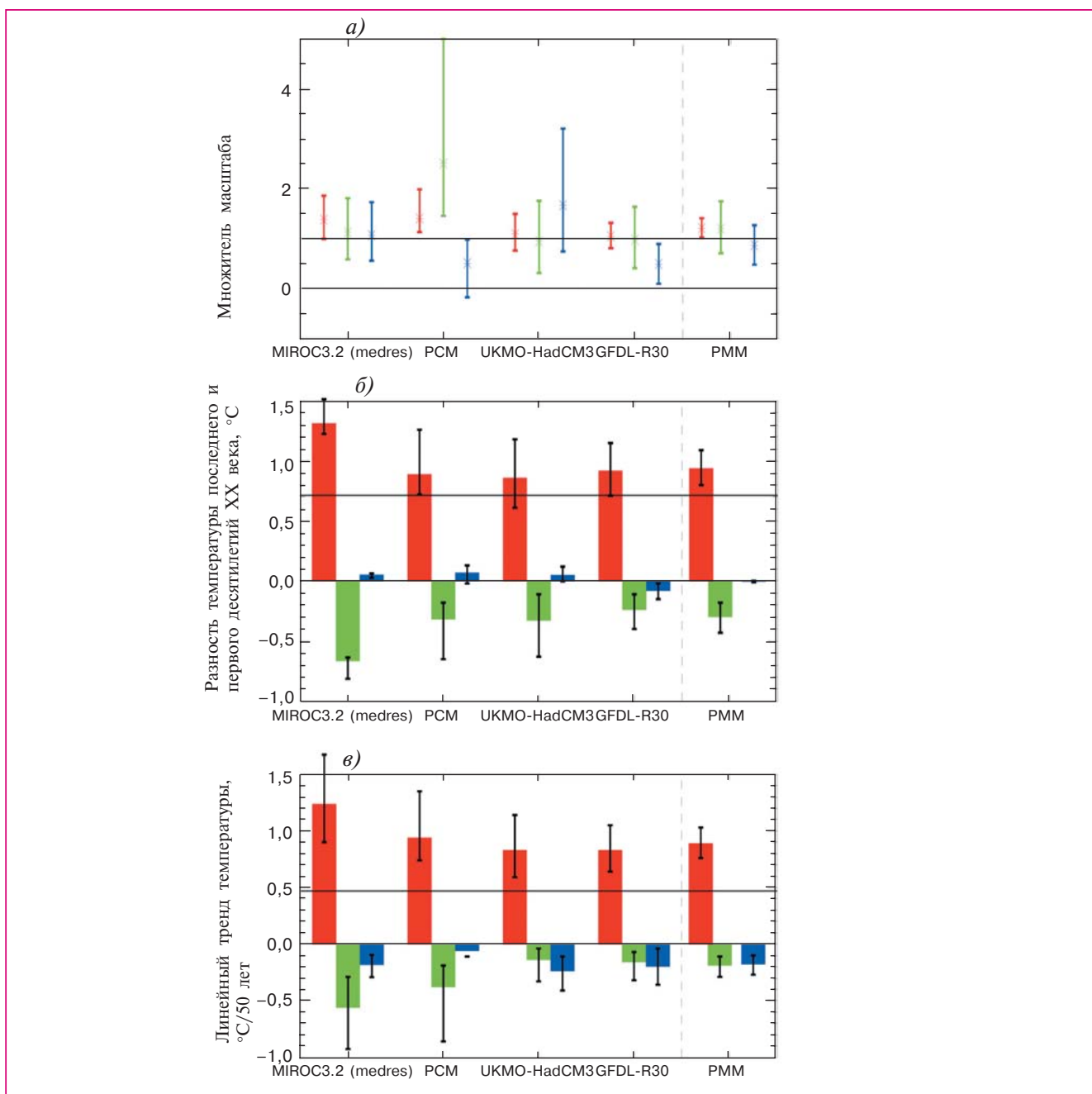


Рис. 6.5. Оценки вклада увеличения концентрации парниковых газов (красный цвет), других воздействий антропогенной природы (зеленый) и естественных внешних воздействий (синий) в наблюдаемое изменение средней глобальной температуры приземного воздуха. Оценки получены методом оптимального обнаружения сигнала (блок 6.1). а) 95%-ные доверительные интервалы для множителей масштаба (безразмерные), полученные для трендов температуры за весь XX век. Множители масштаба показывают, на какую величину должны быть умножены модельные климатические сигналы для получения наилучшего соответствия с данными наблюдений; б) оценки вклада отдельных составляющих в разность средней глобальной температуры за последнее (1990–1999 гг.) и первое (1900–1909 гг.) десятилетия XX века; в) оценки вклада отдельных составляющих в тренд средней глобальной температуры за период 1950–1999 гг. Горизонтальные черные линии на рисунках б) и в) показывают наблюдаемые изменения температуры, а вертикальные отрезки — 95%-ные доверительные интервалы для оценок. Оценки рассчитаны на основе климатических сигналов, полученных в экспериментах с четырьмя МОЦАО: MIROC3.2 (medres), PCM, UKMO-HadCM3 и GFDL-R30. В крайнем правом столбце показаны оценки, полученные по ансамблю из трех моделей (PCM, UKMO-HadCM3 и GFDL-R30) с учетом разброса между моделями (PMM). Рисунок из работы (Hegerl et al., 2007).

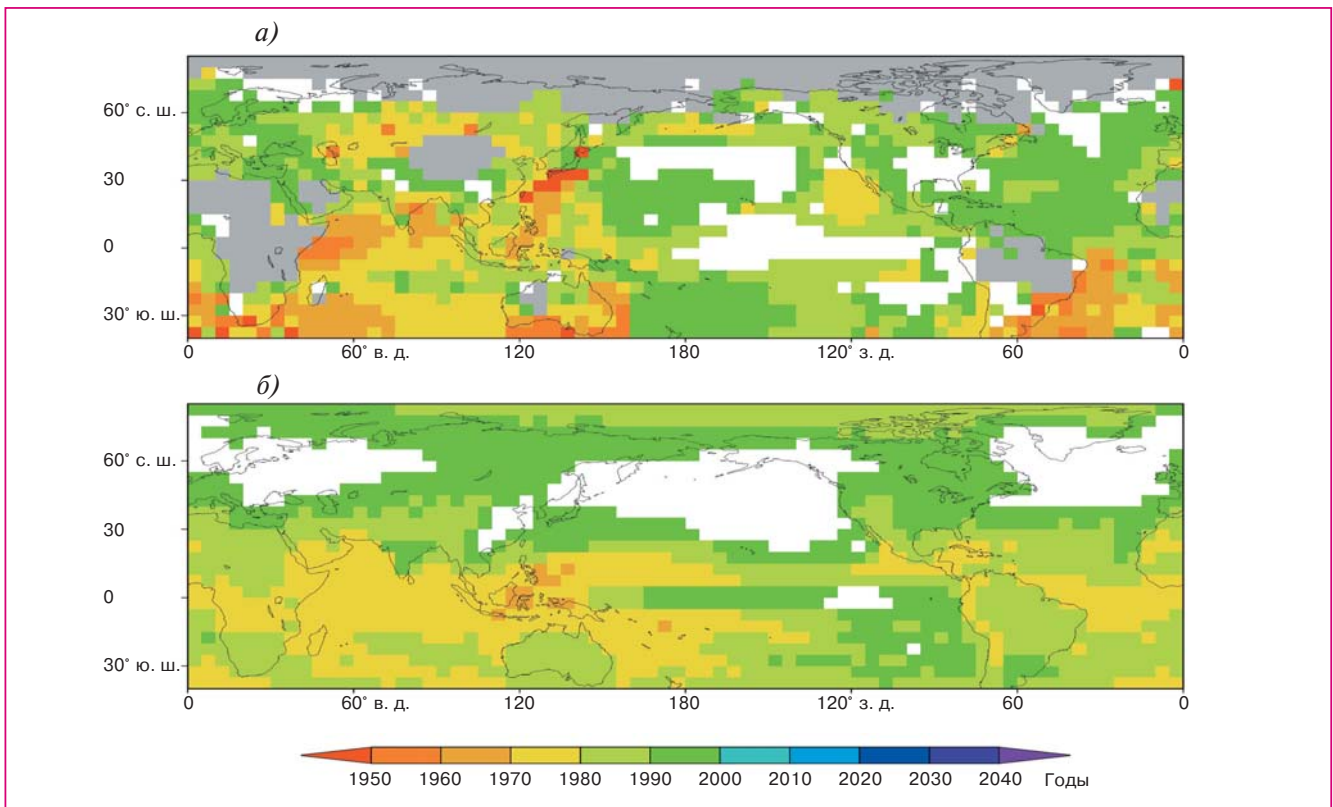


Рис. 6.6. Географическое распределение даты наступления устойчивых изменений температуры приземного воздуха по данным наблюдений (а) и по модельным расчетам (б). Изменения рассматривались по отношению к базовому 50-летнему интервалу (1910–1959 гг.). Белым цветом обозначены области, в которых устойчивое потепление к 2000 г. не достигается, серым цветом выделены области, в которых данных наблюдений оказалось недостаточно для определения времени наступления устойчивого потепления (Спорышев, Катцов, 2006).

осадки. Данные спутниковых микроволновых измерений атмосферного водяного пара над океанами, доступные с 1988 г., показывают статистически значимое увеличение среднего суммарного влагосодержания атмосферы на $1,2 \pm 0,3\%$ за 10 лет, что хорошо согласуется с модельными расчетами и связано с повышением средней температуры тропосферы в результате антропогенного потепления. Однако увеличение общего влагозапаса атмосферы прямо не приводит к увеличению глобальных осадков. Наблюдаемая картина изменения осадков над сушей во второй половине XX века качественно согласуется с модельными расчетами, в которых учитываются и антропогенные, и естественные внешние воздействия, и указывает в среднем на увеличение засушливости. Однако сравнение данных наблюдений с модельными расчетами показывает, что изменения интенсивности муссонных систем и штормов, а также интенсивности осадков в Западной Африке, по крайней мере, отчасти связаны с региональными изменениями температуры поверхности океанов (ТПО). Но если антропогенное влияние на изменения средней глобальной ТПО статистически достаточ-

но надежно устанавливается, то про региональные изменения этого сказать нельзя. Кроме того, изменения количества осадков зависят еще и от пространственной структуры аномалий ТПО и региональных изменений атмосферной циркуляции, что делает идентификацию антропогенного влияния еще более сложной.

Глобальное потепление, в принципе, без учета противодействующих факторов должно приводить к уменьшению толщины и площади морского льда, снежного покрова суши и ледников. Данные наблюдений показывают, что среднегодовая площадь морского льда в Арктике уменьшилась в последние десятилетия, кроме того, ледяной покров стал тоньше. Оценка величины линейного тренда площади морского льда для периода 1980–1999 гг. (-173 тыс. км² за 10 лет), полученная по ансамблю расчетов с современными МОЦАО, оказалась близкой к аналогичной оценке (-189 тыс. км² за 10 лет), полученной по данным наблюдений (Катцов и др., 2007). Причем это уменьшение площади ледяного покрова не согласуется с предположением о его изменениях только под влиянием естественных факторов (Vinnikov et al., 1999; Gregory

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

et al., 2002; Johannessen et al., 2004). Вопрос о влиянии глобального потепления на Арктику подробно обсуждается ниже (блок 6.3). В Южном полушарии уменьшения ледяного покрова по данным наблюдений не зафиксировано.

Площадь снежного покрова в Северном полушарии, по данным спутниковых измерений, за последние 30 лет значительно сократилась. Изменения снежного покрова определяются совместным влиянием изменений температуры и количества выпадающих осадков. Как показал ряд исследований (см. (Hegerl et al., 2007)), основной причиной наблюдаемых в последние десятилетия изменений стало повышение температуры приземного воздуха на равнинах и низменностях. Однако в некоторых областях с очень низкой среднегодовой температурой наблюдалось увеличение толщины снежного покрова, что объясняется увеличением количества осадков. В работе (Павлова и др., 2007) выполнен анализ эволюции снежного покрова в XX веке по ансамблю расчетов с 18 МОЦАО. Модели демонстрируют большой разброс в расчетах площади снежного покрова суши в XX веке, согласуясь в целом в сокращении ее в конце века. Для периода 1980–1999 гг. величина линейного тренда площади снежного покрова Северного полушария для всего ансамбля модельных экспериментов оказалась довольно близкой к соответствующей оценке, полученной по данным наблюдений: соответственно –325 и –396 тыс. км² за 10 лет. Во второй половине XX века наблюдалось также увеличение температуры в верхнем 3-метровом слое почвы, что отразилось в увеличении глубины сезонно-талого слоя в регионах, занимаемых вечной мерзлотой, и в уменьшении глубины сезонно-мерзлого слоя в регионах, где ее нет. Для территории России анализ, выполненный в работе (Павлова и др., 2007), показал хорошее согласование наблюдаемых и модельных трендов глубины промерзания и протаивания.

Полученные по данным наблюдений оценки показывают увеличение общего запаса тепла в Мировом океане на $14,2 \times 10^{22}$ Дж за период с

1961 по 2003 г. (Hansen et al., 2005; Levitus et al., 2005). В конце XX века Мировой океан получил дополнительной энергии, по крайней мере, на порядок больше, чем любой другой компонент климатической системы Земли. Как показывает статистический анализ, основанный на расчетах с двумя МОЦАО (PCM и HadCM3), это увеличение теплосодержания океана нельзя объяснить только естественными внешними воздействиями (например, увеличением приходящей солнечной радиации на верхней границе атмосферы) без учета антропогенного влияния. Отметим, что межгодовые отклонения от общего линейного тренда увеличения запаса тепла в модельных расчетах были меньше наблюдаемых, что может быть связано с недостаточностью имеющихся данных наблюдений. Кроме того, в расчетах с современными МОЦАО несколько переоценивается скорость поглощения тепла Мировым океаном. Так, в расчетах, выполненных с восемью МОЦАО, для периода 1961–2003 гг. была получена величина $0,26 \pm 0,06$ Вт/м², тогда как оценка по данным наблюдений составила $0,21 \pm 0,04$ Вт/м². Расхождения могут объясняться как неопределенностями в данных наблюдений, так и тем, что модели переоценивают скорость передачи тепла океаном из верхнего перемешанного слоя в нижележащие слои. Тем не менее наблюдаемая картина изменений температуры Мирового океана на разных глубинах очень хорошо согласуется с предположением о нагревании океана в результате положительного радиационного притока на поверхности. Так, нагрев океана распространяется из верхних слоев в нижние, и тепло проникает глубже в средних и высоких широтах, где сильнее океаническая конвекция.

Таким образом, наблюдается одновременное увеличение запаса энергии всех основных компонентов климатической системы Земли. Причем амплитуда и пространственная структура наблюдаемого потепления разных компонентов хорошо согласуются с ожидаемым по модельным расчетам откликом климатической системы Земли на антропогенное внешнее воздействие.

Блок 6.3. Два эпизода потепления климата в Арктике в XX веке

Установление причин наблюдаемых региональных изменений климата представляет собой серьезную научную проблему: в качестве возможных причин могут выступать как естественная изменчивость, включающая низкочастотные колебания климатической системы, так и потепление климата вследствие антропогенного воздействия. В этом контексте особенно примечательны дискуссии вокруг двух эпизодов потепления в Арктике в XX веке, первое из которых наблюдалось в первой половине XX века; второе, уже превысившее по величине первое, началось в 1970-х годах и продолжается до настоящего времени.

Климат полярных регионов характеризуется большой внутренней изменчивостью, которая может затруднять распознавание в расчетах с МОЦАО даже сравнительно сильного антропогенного сигнала,

характерного для этих регионов. Предлагаются различные механизмы, объясняющие первое арктическое потепление (Delworth and Knutson, 2000; Bengtsson et al., 2004; Johannessen et al., 2004; Overland et al., 2004; Serreze and Francis, 2006), однако не вызывает сомнений, что оно было обусловлено межгодовой (низкочастотной) естественной изменчивостью климатической системы. Во втором потеплении некоторые исследователи также не усматривают ничего, кроме естественной изменчивости, в то время как другие считают, что, по крайней мере, отчасти, это потепление связано с антропогенным воздействием в результате увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере.

Анализ ансамбля экспериментов по модельному воспроизведению эволюции климата XX века, выполненных с МОЦАО СМIP3 с учетом антропогенных и естественных внешних воздействий, показал, что в отдельных экспериментах модели дают зачастую весьма разные внутривековые колебания температуры приземного воздуха в Арктике (Wang et al., 2007). В ряде экспериментов воспроизводятся сравнимые с наблюдаемыми периоды и амплитуды внутривековых колебаний, а в отдельных — и время наступления экстремумов оказывается близким к наблюдаемому. В некоторых случаях близкие к наблюдениям по периоду и времени наступления экстремумов колебания оказываются существенно меньшей амплитуды, причем ни одна из характеристик изменчивости не является устойчивым свойством модели (т. е., например, амплитуда изменчивости может быть разной в разных реализациях одной и той же модели). Некоторые модели систематически занижают собственную изменчивость температуры приземного воздуха.

Обращают на себя внимание качественные различия в поведении членов ансамбля в первые две трети XX века и одновременно качественное сходство между ними в последние его десятилетия. Сопоставление изменчивости в контрольных расчетах (при постоянном внешнем воздействии) с наблюдаемой изменчивостью (в том числе межгодовой и внутривековой) позволяет заключить, что ряд моделей удовлетворительно воспроизводит наблюдаемую естественную изменчивость температуры приземного воздуха в Арктике. Анализ позволил установить, что ни у одной модели в контрольных реализациях (т. е. в отсутствие изменений во внешнем воздействии) нет доминирующих временных масштабов.

В XX веке на фоне векового сокращения площади арктических льдов в работе (Захаров, 2004) выделяются четыре внутривековые стадии эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане: две стадии увеличения (1900–1918 гг. и 1938–1968 гг.) и две стадии сокращения ледяного покрова (1918–1938 гг. и 1968–1999 гг.). Тенденция сокращения сохранилась и в начале XXI века. В работе (Захаров, 2004) дается оценка линейного тренда площади льда в XX веке, составляющая $-55,5$ тыс. км²/10 лет. При этом положительные тренды 1900–1918 гг. и 1939–1968 гг. составляют соответственно 169 и 25 тыс. км²/10 лет, а отрицательные тренды 1918–1939 гг. и 1968–1999 гг. соответственно -200 и -121 тыс. км²/10 лет. Сравнение этих оценок с модельными данными представляет значительный интерес (Катцов и др., 2007). МОЦАО демонстрируют большой разброс в расчетах динамики площади ледяного покрова океана в Северном полушарии, согласуясь в целом в сокращении ее к концу XX века. Это относится как к разным моделям, так и к разным членам ансамбля расчетов с одной и той же моделью. Примечательно, что значения трендов для всей совокупности модельных данных оказываются сопоставимыми с соответствующими оценками Захарова: $-47,5$ тыс. км²/10 лет (против $-55,5$ тыс. км²/10 лет (Захаров, 2004)) для всего XX века и -178 тыс. км²/10 лет (против -121 тыс. км²/10 лет (Захаров, 2004)) для 1968–1999 гг. Учитывая неопределенность относительного вклада долгопериодной естественной изменчивости во второе арктическое потепление, полученное согласие трендов можно расценивать как весьма обнадеживающее. Как и следовало ожидать, в остальные три периода, выделенные Захаровым в XX веке, линейные тренды, полученные в различных членах ансамбля, не согласуются не только в абсолютном значении, но и в знаке. Все вышеизложенное подтверждает вывод о доминирующей роли естественной изменчивости климатической системы в эволюции площади морского льда в Северном полушарии, по крайней мере, в первые две трети XX века. В ряде работ, где рассматривалась эволюция других климатических характеристик, в частности атмосферных осадков (Kattsov et al., 2007) и радиационных потоков (Sorteberg et al., 2007), получены близкие результаты.

Способность ряда МОЦАО СМIP3 удовлетворительно воспроизводить связанные с изменениями внешнего воздействия тренды ряда климатических характеристик в Арктике, а также соответствующую внутривековую изменчивость повышает доверие к оценкам будущих изменений климата, полученным с помощью указанных моделей. Сходство между расчетами первого арктического потепления и контрольными экспериментами, а также качественное различие между поведением членов ансамбля в первой и второй половинах XX века можно расценивать как подтверждение различия причин, стоящих за двумя эпизодами потепления в Арктике в XX веке.

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

6.3. Обнаружение антропогенного потепления на территории России

Данные наблюдений за климатом России, подробно рассмотренные в главе 3, показывают на устойчивое повышение температуры приземного воздуха, начавшееся с середины 1970-х годов. Возникает вопрос, можно ли считать антропогенный фактор главной причиной этого потепления? Сомнения часто основываются на фактах несоответствия географического распределения наблюдаемых изменений температуры приземного воздуха на территории России и соответствующего распределения, которое получается по расчетам моделей климата в результате учета увеличения содержания парниковых газов в атмосфере.

Действительно, в большинстве случаев расчеты указывают на увеличение интенсивности потепления к северу, в то время как наблюдения этого не показывают (рис. 3.6). Более того, зимой в некоторых районах на севере России в конце XX — начале XXI веков отмечалось похолодание. Подробный анализ материалов сравнения данных температуры за 1980–2006 гг. по наблюдениям и расчетам 16 МОЦАО СМIP3 для территории России (Мелешко и др., 2007) показывает, что локальные изменения температуры, оцениваемые за периоды времени 25–30 лет как по данным наблюдений, так и по результатам единичных модельных расчетов, являются неустойчивыми по причине значительного вклада естественной климатической изменчивости. Вели-

чина сигнала антропогенного увеличения температуры на таком коротком временном отрезке еще мала по сравнению с локальной естественной климатической изменчивостью. Поэтому сопоставление оценок изменения температуры в пунктах или небольших по площади регионах не может дать статистически значимый результат. При осреднении расчетов по ансамблю МОЦАО значительная доля естественной изменчивости фильтруется. Однако наблюдаемый ряд всегда единственен, и эффективная фильтрация естественной изменчивости возможна только на основе пространственно-временного сглаживания. При этом пространственные масштабы рассматриваемых территорий должны существенно превышать радиус корреляции аномалий температуры (сопоставимый с масштабами континентов). Размеры территории России позволяют выполнить сравнение наблюдаемых и рассчитанных изменений температуры приземного воздуха, осредненных по всей территории России.

С целью обнаружения сигнала антропогенного повышения температуры выполнено сравнение ее годовых и сезонных аномалий, средних для России, по данным наблюдений и результатам расчетов по ансамблю МОЦАО СМIP3 (Мелешко и др., 2007). Рассмотрены две серии экспериментов — в первой из них учитывались и антропогенные, и естественные внешние воздействия, а во второй — только естественные воздействия. Анализ временного хода годовых (рис. 6.7) и сезонных аномалий температуры показывает, что наблюдаемый тренд ее повыше-

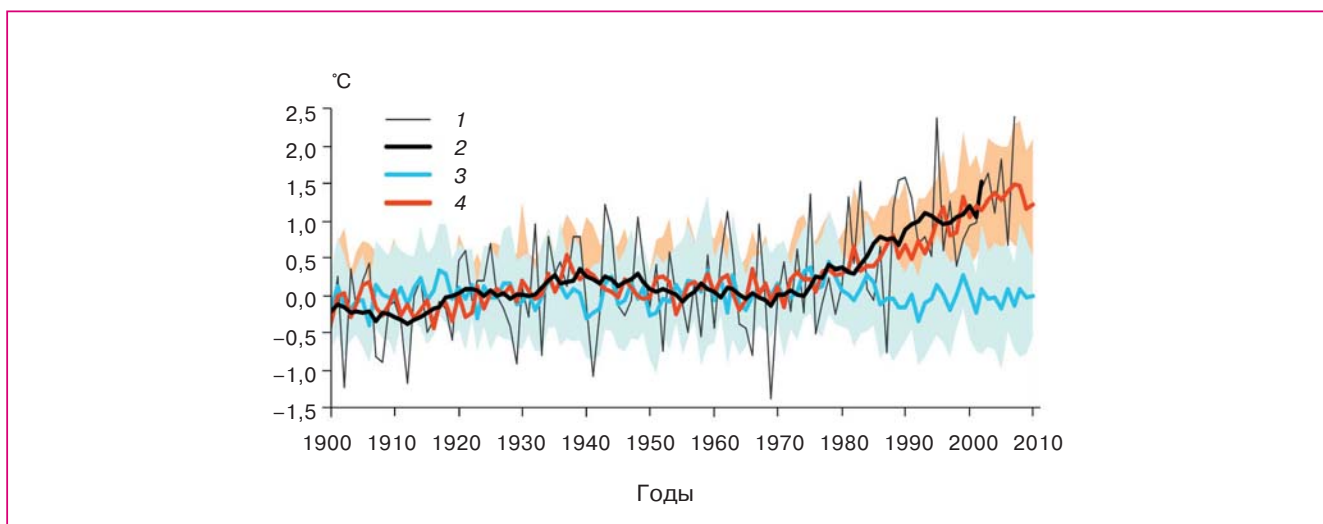


Рис. 6.7. Временной ход среднегодовых аномалий температуры приземного воздуха на территории России по данным наблюдений (1, 2) и по ансамблю 16 МОЦАО СМIP3 с учетом только естественных внешних воздействий (3), антропогенных и естественных воздействий (4). Аномалии рассчитаны по отношению к среднему за 1901–1950 гг. Кривая 2 получена из 1 с помощью 11-летнего скользящего осреднения. Цветные заштрихованные области показывают разброс на соответствующие стандартные отклонения ($\pm\sigma$) от средних по ансамблю.

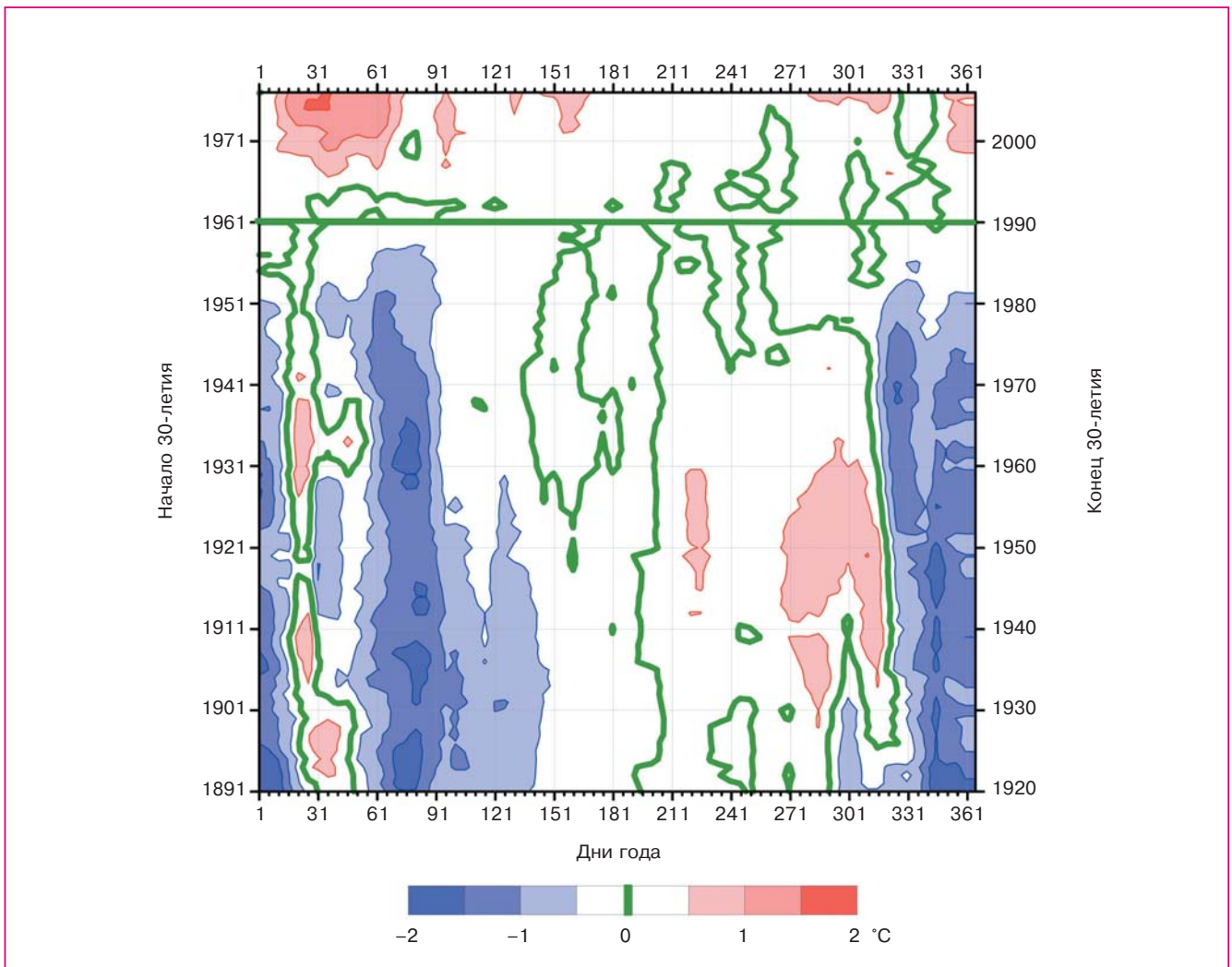


Рис. 6.8. Сезонное распределение скользящих 15-дневных аномалий приземной температуры воздуха (°C) на территории России, осредненных по скользящим 30-летиям для периода 1891–2006 гг. За базовый принят период 1961–1990 гг.

ния невозможно объяснить без учета антропогенного фактора. С другой стороны, рис. 6.7 показывает очень хорошее соответствие наблюдаемой с конца 1970-х годов скорости повышения температуры воздуха и результатов расчета по ансамблю МО-ЦАО, учитывающих антропогенное увеличение содержания парниковых газов в атмосфере. По тем и другим данным, тренд средней годовой температуры воздуха составляет около $0,4^{\circ}\text{C}/10$ лет. Такой результат позволяет сделать вывод, что наблюдаемый на территории России тренд повышения температуры, весьма вероятно, во многом объясняется увеличением концентрации парниковых газов и аэрозоля в атмосфере.

Полученная по ансамблю моделей аппроксимация тренда антропогенной составляющей температуры позволяет оценить ее вклад в суммарную изменчивость наблюдаемой температуры в целом для территории России. Для этого рас-

смотрена регрессия исходного (несглаженного) ряда температуры воздуха с использованием в качестве независимой переменной не времени, а аппроксимации хода средних ансамблевых аномалий (Мелешко и др., 2007). Расчеты показали, что для периода 1970–2006 гг. вклад антропогенного фактора составляет около 30%, соответственно отношение сигнала к шуму равно примерно 0,4. Заметим, что по данным, приведенным в главе 3, доля суммарной дисперсии средней годовой температуры для России, объясняемой линейным трендом, в период 1976–2006 гг. составила 28%. Близость оценок вкладов линейного временного тренда и его антропогенной составляющей может рассматриваться в качестве веского аргумента в пользу того, что главным фактором наблюдаемого во второй половине XX века в России повышения температуры приземного воздуха является антропогенный фактор.

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

В первой половине XX века антропогенное воздействие на климатическую систему Земли было невелико, и потепление на территории России в этот период, по-видимому, объясняется естественными причинами. Анализ наблюдений за температурой воздуха на сети российских климатических станций показывает существенно различное сезонное распределение аномалий температуры в первой половине и конце XX века. В 1930-е годы повышение температуры воздуха на территории России наблюдалось преимущественно в осенний сезон (август — ноябрь), в то время как современное потепление происходит в зимние и весенние месяцы (рис. 6.8). Все это указывает на различие причин повышения температуры в каждом из периодов.

6.4. Антропогенное потепление климата и альтернативные гипотезы

Основным фактором, приводившим к изменениям климата в прошлом, являлись изменения радиационного баланса системы атмосфера — поверхность земли. Однако причины, вызывавшие изменения радиационного баланса в разное время, были разными. В последние годы достигнуты определенные успехи в понимании этих причин и основных механизмов, способствующих усилению первоначально возникших изменений. Многие особенности изменений климата прошлого могут быть воспроизведены с большой степенью достоверности с помощью современных физико-математических моделей. Существует три фундаментальные причины, почему может меняться радиационный баланс земного шара, вызывая тем самым изменения климата (Jansen et al., 2007):

- изменения орбитальных параметров Земли или изменения поступающего на верхнюю границу атмосферы потока солнечной радиации;

- изменения доли солнечной радиации, которая отражается в мировое пространство. Эта доля (альбедо) может меняться в результате изменений облачности, концентрации атмосферного аэрозоля или отражательных свойств подстилающей поверхности;

- изменения потока длинноволновой радиации, уходящего в мировое пространство, в результате изменения концентраций парниковых газов в атмосфере.

В прошлом происходили значительные изменения климата Земли. Холодные ледниковые эпохи сменялись относительно теплыми межледниковьями. Существуют убедительные свидетельства того, что ледниковые эпохи в течение последних примерно 3 млн. лет начинались и заканчивались, подчиняясь трем достаточно регулярным циклам,

каждый из которых связан с определенным астрономическим эффектом, влияющим на движение Земли вокруг Солнца, а именно, с прецессией, нутацией и изменением формы орбиты Земли. Эти циклы, часто называемые циклами Миланковича, изменяют количество солнечной радиации, получаемой на каждой широте в каждом сезоне. Однако при этом практически сохраняется среднее за год глобальное количество солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы.

Для начала оледенения критическое значение имеет величина солнечной радиации, получаемая континентами Северного полушария летом. Если эта величина существенно уменьшается из-за астрономических факторов, то на континентах будет таять меньше снега в весенне-летний период и площадь снежного покрова начнет постепенно увеличиваться. Поскольку отражательная способность снега большая, то при увеличении площади снежного покрова величина поглощаемой поверхностью солнечной радиации еще больше уменьшается, и это ведет к дальнейшему распространению ледников. В нормальной ситуации астрономические факторы, связанные с циклами Миланковича, действуют разнонаправлено, и поэтому их суммарное влияние невелико. Ледниковые эпохи наступают, когда все три фактора действуют в одном направлении, тогда их эффекты складываются и приводят к значительному уменьшению приходящей радиации в высоких широтах. Так, началу последней ледниковой эпохи (около 116 тысяч лет назад) соответствовало уменьшение приходящей солнечной радиации на 65° с. ш. в середине июня примерно на 40 Вт/м^2 по сравнению с современным значением (Petit et al., 1999; Jansen et al., 2007). Астрономические параметры движения Земли рассчитываются с достаточно высокой точностью на тысячелетия вперед. Выполненные расчеты с климатическими моделями промежуточной сложности, учитывающими астрономические параметры, показывают, что в ближайшие тысячелетия возникновения предпосылок для начала новой ледниковой эпохи не предвидится, и она по естественным причинам не начнется, по крайней мере в ближайшие 30 тысяч лет (Berger and Loutre, 2002). В ОД4 достоверность этого результата оценивается как очень высокая (вероятность больше 90%).

Содержание CO_2 в атмосфере также играло важную роль в изменениях температуры в прошлом. Согласно данным ледниковых кернов в Антарктике, концентрация CO_2 в атмосфере в ледниковые периоды была относительно малой ($\sim 190 \text{ млн}^{-1}$) и большой ($\sim 280 \text{ млн}^{-1}$) в теплые межледниковья. Более того, изменения концентрации CO_2 следовали за изменениями температуры с запаздыванием в несколько сотен лет. Поскольку из-

менения климата между началом и концом ледниковой эпохи охватывают период в несколько тысяч лет, то на изменения температуры также оказывала влияние положительная обратная связь с содержанием CO_2 в атмосфере. Это означает, что начальное похолодание при оледенении усиливалось с уменьшением концентрации CO_2 в атмосфере в результате естественного изменения газообмена между атмосферой, океаном и биосферой. Расчеты также показывают, что температурный режим ледниковых эпох правильно воспроизводится климатическими моделями только в том случае, когда, помимо изменения астрономических параметров орбиты Земли, также учитываются указанные изменения содержания CO_2 в атмосфере.

Что же касается периода инструментальных наблюдений, то результаты совместного анализа наблюдений и расчетов, выполненных с помощью сложных физико-математических моделей климата, дают согласованную картину потепления и позволяют сделать следующие выводы (Trenberth et al., 2007):

- крайне маловероятно (< 5%), что изменения климата, наблюдавшиеся за последние 50 лет, происходили без внешнего воздействия;

- с высокой степенью вероятности (> 90%) можно утверждать, что наблюдаемое увеличение концентраций антропогенных парниковых газов обуславливает большую часть глобального потепления, начиная с середины XX века.

Вместе с тем продолжают высказываться сомнения по поводу антропогенной природы глобального потепления. Выдвигаются различные альтернативные гипотезы, как правило, не имеющие необходимого научного обоснования, но активно обсуждаемые в средствах массовой информации. В числе прочих часто упоминается гипотеза о доминирующей роли солнечной активности в наблюдаемом глобальном потеплении. Так, например, утверждается, что вследствие изменения светимости Солнца в ближайшие годы следует ожидать понижения глобальной температуры. С другой стороны, непрерывные наблюдения за Солнцем в течение 28 лет показывают, что колебания потока солнечной радиации между максимумом и минимумом в 11-летнем цикле составляют 0,08% при отсутствии заметного долговременного тренда (Forster et al., 2007). Прямое радиационное воздействие на глобальную атмосферу в результате изменений солнечного потока с 1750 г. по настоящее время составляет $0,12 \text{ Вт/м}^2$ (90%-ный доверительный интервал: от $0,06$ до $0,30 \text{ Вт/м}^2$), тогда как суммарное радиационное воздействие хозяйственной деятельности равно $1,6 \text{ Вт/м}^2$ (90%-ный доверительный интервал: от $0,6$ до $2,4 \text{ Вт/м}^2$). Дополнительное не прямое радиационное воздействие вариаций солнечной активности, в

частности вследствие влияния солнечной активности на концентрацию стратосферного озона и на поток космических лучей в земной атмосфере, слабо изучено, но в ОД4 также оценивается как малое. Таким образом, величина полного влияния солнечной активности значительно меньше суммарного воздействия ПГ и аэрозоля, вызванного хозяйственной деятельностью человека. Поэтому согласно ОД4 нет оснований рассматривать изменения солнечной активности и связанные с ней изменения потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы как причину наблюдаемого потепления климата.

Существуют и другие предположения, согласно которым нынешнее потепление климата является проявлением долгопериодной естественной изменчивости. Как известно, в течение XX века в высоких и средних широтах Северного полушария наблюдались два теплых периода: первый начался с середины 1920-х и продолжался до 1940-х годов, а второй с 1980-х годов и продолжается по настоящее время (блок 6.3). На этом основании высказывается предположение, что период наиболее значительного потепления в конце XX столетия приходится на восходящую ветвь 50–60-летнего естественного колебания (Polyakov et al., 2002; Гудкович и др., 2005) или связан с квазипериодическим внешним воздействием (Даценко и др., 2004). Однако отсутствие надежных инструментальных измерений в Арктике длительностью не менее столетия не позволяет достаточно ясно понять физическую природу этих естественных колебаний и установить более определенно их периодичность. Что касается утверждений о влиянии внешних естественных воздействий на климат (влияние других планет Солнечной системы и т. п.), то в настоящее время не существует убедительных данных наблюдений, которые бы показывали, что эти воздействия по своей величине сопоставимы с радиационным воздействием, вызванным изменениями концентраций ПГ в атмосфере.

Поскольку водяной пар является также важным парниковым газом, в некоторых обсуждениях (см., например, (ПКП, 2006)) отмечается, что выбросы в атмосферу дополнительного количества воды, связанного с хозяйственной деятельностью, могут влиять на изменения климата. Согласно докладу ОД4, использование воды в хозяйственной деятельности составляет 1% количества водяного пара, поступающего в атмосферу от всех естественных источников. Из этого количества 70% используется в различных ирригационных проектах. Расчеты с глобальными моделями атмосферы показывают, что в Азии, где реализуется большинство проектов по орошению, изменения содержания водяного пара в тропосфере на 1% вызывают

изменения глобального радиационного воздействия на $0,03 \text{ Вт/м}^2$. Согласно региональным исследованиям, орошение вызывает преимущественно понижение температуры приземного воздуха в результате испарения, но не приводит к парниковому эффекту. Оно также может оказывать влияние на облачность и осадки регионального масштаба (Boucher et al., 2004). В некоторых исследованиях также показано уменьшение потока водяного пара в атмосферу при вырубке лесов, особенно в тропической зоне (Gordon et al., 2005).

Другой вопрос, который иногда поднимается, касается роли в изменении климата тепла, которое выбрасывается в атмосферу крупными городами и промышленными центрами. Как известно, образование островов тепла в городах и мегаполисах вызвано как физическими особенностями городского ландшафта, так и выбросами тепла в окружающую среду в результате хозяйственной деятельности (отопление зданий, использование разного энергетического оборудования, транспорта). Согласно некоторым оценкам, суммарный глобальный поток тепла в атмосферу от этих источников равен $0,03 \text{ Вт/м}^2$ (Nakićenović, 1998).

Само по себе нынешнее глобальное потепление не вызвало бы особой тревоги, если бы не было связано с увеличением концентрации парниковых газов. Но именно антропогенное увеличение концентрации парниковых газов вызывает наибольшую озабоченность в долгосрочной перспективе, поскольку заблаговременно предупреждает о беспрецедентном повышении глобальной температуры уже в нынешнем столетии со всеми вытекающими последствиями.

Наряду с убедительными научными свидетельствами, показывающими, что хозяйственная деятельность вызывает изменения климата, и в ближайшие десятилетия эти изменения неотвратимы, существуют неопределенности количественных оценок возможных региональных изменений климата и особенно изменений повторяемости и интенсивности аномальных режимов в атмосфере и в океане. Как известно, современные физико-математические модели имеют систематические погрешности, вызываемые недостаточным пространственным разрешением, неточностями описания некоторых важных физических процессов и значимых обратных связей, которые определяют чувствительность климата к внешним воздействиям. Несмотря на указанные неопределенности, все без исключения модели предсказывают потепление глобального климата с ростом концентрации парниковых газов.

6.5. Выводы

В пользу антропогенной природы наблюдаемого потепления убедительно свидетельствует сравнение данных наблюдений и результатов двух серий модельных расчетов эволюции климата XX века, где в первой серии учитывались и антропогенные, и естественные внешние воздействия на климатическую систему Земли, а во второй 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 учитываются, температура в последние десятилетия XX века понижается. Для больших территорий, в частности для всех континентов (за исключением Антарктиды) и для территории России, эволюция среднегодовой температуры приземного воздуха на протяжении XX века, полученная по ансамблю модельных расчетов при учете антропогенных и естественных внешних воздействий, довольно хорошо согласуется с наблюдаемой. Причем в последние десятилетия согласие модельных расчетов с данными наблюдений особенно хорошее.

Выполненные недавно исследования, использующие формальные статистические методы для выделения вклада отдельных внешних воздействий в наблюдаемое глобальное потепление, показали, что вклад увеличения концентрации парниковых газов в тренд температуры во второй половине XX века был наибольшим (больше наблюдаемого тренда), а суммарное воздействие всех остальных факторов только ослабляло повышение температуры. Статистический анализ позволил также обнаружить антропогенное влияние не только на температуру приземного воздуха, но и на другие характеристики климатической системы, в частности на вертикальный профиль температуры атмосферы, на частоту и интенсивность климатических экстремумов, а также на изменение теплозапаса Мирового океана.

В последние десятилетия в Северном полушарии сокращается площадь снежного покрова и площадь морского льда в Арктике. Кроме того, по данным наблюдений на территории России увеличивается температура верхнего 3-метрового слоя почвы, что отразилось в увеличении глубины сезонно-талого слоя в регионах, занимаемых многолетней мерзлотой, и в уменьшении глубины сезонно-мерзлого слоя в регионах, где ее нет. Все указанные изменения достаточно хорошо воспроизводятся в модельных расчетах, учитывающих антропогенные и естественные внешние воздействия.

Таким образом, в последние десятилетия наблюдается одновременное увеличение запаса энергии всех основных компонентов климатической системы Земли. Причем амплитуда и пространственная структура наблюдаемого потепления в разных компонентах соответствуют ожидаемому по модельным расчетам отклику климатической системы Земли на антропогенное внешнее воздействие.

Расчеты, учитывающие изменения астрономических параметров движения Земли, показывают, что в ближайшие тысячелетия возникновение предпосылок для начала новой ледниковой эпохи не предвидится, и она по естественным причинам не начнется, по крайней мере в ближайшие несколько тысяч лет.

Согласно ОД4 нет оснований рассматривать изменения солнечной активности и связанные в ней изменения потока солнечной радиации на верхней границе атмосферы как причину наблюдаемого потепления климата.

Гипотезы о доминирующей роли других естественных климатических факторов в наблюдаемых изменениях температуры, в частности предположение, что нынешнее потепление климата является проявлением долгопериодной естественной изменчивости, не находят надежных научных подтверждений.

Наряду с убедительными научными свидетельствами, показывающими, что хозяйственная деятельность вызывает изменения климата, существуют неопределенности при оценках возможных региональных изменений климата и особенно изменений повторяемости и интенсивности аномальных режимов в атмосфере и в океане. Для дальнейшего уточнения оценок требуются усилия мирового научного сообщества по совершенствованию современных МОЦАО и РКМ, а также методов анализа результатов моделирования.

6.6. Литература

- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2004.** Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата, *Метеорология и гидрология*, № 4, с. 50–66.
- Гудкович З. М., Карклин В. П., Фролов И. Е., 2005.** Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова евразийских арктических морей и их возможные причины, *Метеорология и гидрология*, № 6, с. 5–14.
- Давченко Н. М., Монин А. С., Сонечкин Д. М., 2004.** О колебаниях глобального климата за последние 150 лет, *Доклады РАН*, т. 399, № 2, с. 253–256.
- Захаров В. Ф., 2004.** Изменение состояния морских арктических льдов, в кн.: *Формирование и динамика современного климата Арктики*, Алексеев Г. В. (ред.), СПб, Гидрометеиздат.
- Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В., Спорышев П. В., Бекряев Р. В., Говоркова В. А., 2007.** Моделирование эволюции ледяного покрова Мирового океана в XX и XXI веках, *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 43, № 2, с. 165–181.
- Мелешко В. П., Мирвис В. М., Говоркова В. А., 2007.** Насколько наблюдаемое потепление климата России согласуется с расчетами по объединенным моделям общей циркуляции атмосферы и океана?, *Метеорология и гидрология*, № 10, с. 5–19.
- Мохов И. И., Карпенко А. А., Стотт П. А., 2006а.** Наибольшие скорости регионального потепления климата в последние десятилетия с оценкой роли естественных и антропогенных причин, *Доклады РАН, сер. Геофиз.*, т. 406, № 4, с. 538–543.
- Мохов И. И., Безверхний В. А., Елисеев А. В., Карпенко А. А., 2006б.** Взаимосвязь изменений глобальной приповерхностной температуры с изменениями солнечной активности по данным наблюдений и реконструкций для XVII–XX веков и по модельным расчетам, *Доклады РАН, сер. Геофиз.*, т. 409, № 1, с. 115–119.
- Мохов И. И., Безверхний В. А., Елисеев А. В., Карпенко А. А., 2006в.** Модельные оценки глобальных климатических изменений в XXI веке с учетом различных сценариев вариаций солнечной активности, *Доклады РАН, сер. Геофиз.*, т. 411, № 2, с. 250–253.
- 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. 11, № 2, с. 3–13.
- ПКП, 2006.** Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий: Проблема Киотского протокола, *Материалы Совета-семинара при Президенте Российской академии наук*, М., Наука, 408 с.
- Спорышев П. В., Катцов В. М., 2006.** Пространственно-временные особенности глобального потепления, *Доклады РАН, сер. Геофиз.*, т. 410, № 4, с. 532–537.
- Allen M. R. and Tett S. F. B., 1999.** Checking for model consistency in optimal fingerprinting, *Climate Dynamics*, vol. 15, pp. 419–434.
- Bengtsson L., Semenov V., and Johannessen O. M., 2004.** The early 20th century warming in the Arctic — a possible mechanism, *J. Climate*, vol. 17, pp. 4045–4057.

6. АНТРОПОГЕННЫЙ ВКЛАД В ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА

- Betts R. A. and Best M. J., 2004.** Relative Impact of Radiative Forcing, Landscape Effects and Local Heat Sources on Simulated Climate Change in Urban Areas, BETWIXT Technical Briefing Note No. 6, Met. Office, Exeter, UK, 15 p.
- Boucher O., Myhre G., and Myhre A., 2004.** Direct human influence of irrigation on atmospheric water vapor and climate, *Climate Dynamics*, vol. 22, pp. 597–604.
- Broccoli A. J., Dixon K. W., Delworth T. L., Knutson T. R., Stouffer R. J., and Zeng F., 2003.** Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing, *J. Geophys. Res.*, vol. 108(D24), 4798 p., doi:10.1029/2003JD003812.
- Crutzen P. J., 2004.** New directions: The growing urban heat and pollution “islands” effect — impact on chemistry and climate, *Atmos. Environ.*, vol. 38, pp. 3539–3540.
- Delworth T. L. and Knutson T. R., 2000.** Simulation of early 20th century global warming, *Science*, vol. 287(5461), pp. 2246–2250.
- Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Bernsten T., Betts R., Fahey D. W., Haywood J., Lean J., Lowe D. C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., and Van Dorland R., 2007.** Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Gordon L. J., Steffen W., Jonsson B. F., Folke C., Falkenmark M., and Johannessen A., 2005.** Human modification of global water vapor flows from the land surface, *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, vol. 102, pp. 7612–7617.
- Gregory J. M., Stott P. A., Cresswell D. J., Rayner N. A., Gordon C., and Sexton D. M. H., 2002.** Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29(24), pp. 2175, doi:10.1029/2001GL014575.
- Hansen J., Nazarenko L., Ruedy R., Sato M., Willis J., Del Genio A., Koch D., Lacis A., Lo K., Menon S., Novakov T., Perlwitz J., Russell G., Schmidt G. A., and Tausnev N., 2005.** Earth’s energy imbalance: Confirmation and implications, *Science*, vol. 308, pp. 1431–1435.
- Hasselmann K., 1979.** On the signal-to-noise problem in atmospheric response studies, in: *Meteorology of Tropical Oceans*, Shaw D. B. (ed.), Roy. Meteorol. Soc., Bracknell, UK, pp. 251–259.
- Hasselmann K., 1997.** Multi-pattern fingerprint method for detection and attribution of climate change, *Climate Dynamics*, vol. 13, pp. 601–612.
- Hegerl G. C., Zwiers F. W., Braconnot P., Gillett N. P., Luo Y., Marengo Orsini J. A., Nicholls N., Penner J. E., and 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Ichinose T., Shimodozono K., and Hanaki K., 1999.** Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo, *Atmos. Environ.*, vol. 33, pp. 3897–3909.
- IDAG, 2005.** Detecting and attributing external influences on the climate system: A review of recent advances, *J. Climate*, vol. 18, pp. 1291–1314.
- Jansen E., Overpeck J., Briffa K. R., Duplessy J.-C., Joos F., Masson-Delmotte V., Olago D., Otto-Bliessner B., Peltier W. R., Rahmstorf S., Ramesh R., Raynaud D., Rind D., Solomina O., Villalba R., and Zhang D., 2007.** Paleoclimate, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- 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., and Cattle H. P., 2004.** Arctic climate change: Observed and modelled temperature and sea-ice variability, *Tellus*, vol. 56A, pp. 328–341.
- Kattsov V. M. and Sporyshev P. V., 2006.** Timing of global warming in IPCC AR4 AOGCM simulations, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L23707, doi: 10.1029.2006GL027476.
- Kattsov V. M., Walsh J. E., Chapman W. L., Govorkova V. A., Pavlova T. V., and Zhang X., 2007.** Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models, *J. Hydrometeorology*, vol. 8, pp. 571–589.
- Knight J. R., Allan R. J., Folland C. K., Vellinga M., and Mann M. E., 2005.** A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L20708, doi: 10.1029/2005GL024233.

- Levitus S., Antonov J., and Boyer T., 2005.** Warming of the World Ocean, 1955–2003, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- Mitchell J. F. B., Karoly D. J., Hegerl G. C., Zwiers F. W., Allen M. R., and Marengo J., 2001.** Detection of climate change and attribution of causes, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, pp. 695–738.
- Nagashima T., Shiogama H., Yokohata T., Takemura T., Crooks S. A., and Nozawa T., 2006.** Effect of carbonaceous aerosols on surface temperature in the midtwentieth century, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L04702, doi:10.1029/2005GL024887.
- Nakićenović N., Grubler A., and McDonald A. (eds.), 1998.** *Global Energy Perspectives*, New York, NY, Cambridge University Press, 299 p.
- Overland J. E., Spillane M. C., Percival D. B., Wang M., and Mofjeld H. O., 2004.** Seasonal and regional variation of Pan-Arctic air temperature over the instrumental record, *J. Climate*, vol. 17, pp. 3263–3282.
- Petit J. R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N. I., Barnola J.-M., Basile, Bender M., Chppellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V. M., Legrand M., Lipenkov V. Y., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., and Stievenard M., 1999.** Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, vol. 399/3, pp. 429–436.
- Polyakov I. V., Johnson M. A., Colony R. L., Bhatt U., and Alekseev G. V., 2002.** Observationally based assessment of polar amplification of global warming, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 29, 1878, doi:10.1029/2001GL011111.
- Serreze M. C. and Francis J. A., 2006.** The Arctic amplification debate, *Climatic Change*, vol. 76(3–4), pp. 241–264, doi:1007/s10584-005-9017-y.
- Sorteberg A., Kattsov V., Walsh J. E., and Pavlova T., 2007.** The Arctic surface energy budget as simulated with the IPCC AR4 AOGCMs, *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-006-0222-9.
- Stott P. A., Stone D. A., and Allen M. R., 2004.** Human contribution to the European heatwave of 2003, *Nature*, vol. 432, pp. 610–614.
- Stott P. A., Tett S. F. B., Jones G. S., Allen M. R., Mitchell J. F. B., and Jenkins G. J., 2000.** External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcings, *Science*, vol. 290, pp. 2133–2137.
- Trenberth K., Jones P. D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J. A., Rusticucci M., Soden B., and Zhai P., 2007.** Observations: Surface and atmospheric climate change, in: *Climate Change 2007. The Physical Science Basis. Working 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Vinnikov K. Y. et al., 1999.** Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent, *Science*, vol. 286(5446), pp. 1934–1937.
- Wang M., Overland J. E., Kattsov V., Walsh J. E., Zhang X., and Pavlova T., 2007.** Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the twentieth century, *J. Climate*, vol. 20(6), pp. 1093–1107.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

Ведущие авторы: В. П. Мелешко, В. М. Катцов

Авторы: В. А. Говоркова, Е. Д. Надежина, Т. В. Павлова, П. В. Спорышев, И. М. Школьник, Б. Е. Шнееров

Рецензент: академик РАН Г. С. Голицын

7.1. Сценарии изменения концентрации парниковых газов и аэрозолей в атмосфере

МГЭИК разработала долгосрочные сценарии эмиссии парниковых газов и аэрозоля в атмосферу в XXI веке, которые опубликованы в Специальном докладе о сценариях выбросов (СДСВ) (Nakićenović et al., 2000). Эти сценарии основаны на обширном перечне демографических, экономических и технологических факторов, определяющих эмиссии. Общее число сценариев составляет 40, и все они объединены в четыре основные сюжетные группы. Эволюция концентраций разных парниковых газов в атмосфере (CO_2 , CH_4 , N_2O и др.) в течение XXI века определялась с помощью современных фотохимических и углеродных моделей (IPCC, 2001).

Из 40 сценариев выделяются 6 так называемых демонстрационных сценариев: 3 сценария A1 (A1FI, A1T, A1B), а также A2, B1 и B2.

Сюжетная линия и сценарное семейство A1 содержат описание будущего мира, характеризующегося быстрым экономическим ростом и увеличением населения Земли, показатели которого достигают пиковых значений в середине XXI века с последующим уменьшением, а также быстрым внедрением новых и более эффективных технологий. Происходит постепенная интеграция регионов, создание потенциала и активизация культурных и социальных взаимосвязей при значительном уменьшении региональных различий в доходах на душу населения. Сценарное семейство A1 разделяется на три группы, дающие описания альтернативных вариантов технологического изменения в энергетической системе. Три группы A1 отличаются своим центральным технологическим элементом: значительная доля ископаемых видов

топлива (A1FI), альтернативные источники энергии (A1T) и равновесие между всеми источниками (A1B). По сценарию A1B к 2100 г. концентрация основных парниковых газов в атмосфере увеличится по сравнению с 1990 г., принятым за базовый*: CO_2 в 2,03, CH_4 в 1,16 и N_2O в 1,21 раза.

По сценарию A2 развитие мира проходит при сохранении местной самобытности и опоры на собственные природные ресурсы, а также при постоянном росте общей численности населения в мире. Экономическое развитие имеет региональную направленность, а экономический рост в расчете на душу населения и технологические изменения более фрагментарны и происходят медленнее по сравнению с другими основными сюжетными группами. В результате такого развития ожидается значительное увеличение концентрации основных парниковых газов в атмосфере. К 2100 г. концентрации основных парниковых газов в атмосфере увеличатся по сравнению с 1990 г.: CO_2 в 2,42, CH_4 в 2,19 и N_2O в 1,45 раза.

Сюжетная линия и сценарное семейство B1 содержат описание движущегося в одном направлении мира с таким же, как и в сюжетной линии A1, глобальным населением, которое достигает максимальной численности к середине XXI века, а затем уменьшается, однако при быстрых изменениях в экономических структурах в направлении сервисной и информационной экономики с уменьшением материальной интенсивности и внедрением экологически чистых и ресурсосберегающих технологий. Главное внимание уделяется глобальным решениям в интересах экономической, социальной и экологической устойчивости, но без дополнительных инициатив, связанных с климатом. К 2100 г. концентрация CO_2 и N_2O в атмосфере увеличится по сравнению с 1990 г. соответ-

* Согласно (IPCC, 2001), концентрации основных парниковых газов в атмосфере составляли в 1990 г.: CO_2 — 353 млн⁻¹; CH_4 — 1700 млрд⁻¹; N_2O — 308 млрд⁻¹.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

ственно в 1,53 и 1,22 раза, а концентрация CH_4 уменьшится на 6%.

По сценарию В2 мировое развитие будет сосредоточено на решении локальных проблем экономической, социальной и экологической устойчивости с постоянно увеличивающимся населением Земли при темпах ниже, чем в сценарии А2. Хотя данный сценарий ориентирован на охрану окружающей среды и решение социальных проблем, главное внимание в нем уделяется вопросам регионального развития. Этот сценарий близок к

современному уровню развития, и прогностический рост эмиссии CO_2 в атмосферу примерно соответствует его росту в конце XX века (IPCC, 2001). В 2100 г. концентрация основных парниковых газов увеличится по сравнению с базовым 1990 г.: CO_2 в 1,76 раза, CH_4 в 1,75 раза и N_2O в 1,18 раза.

До середины XXI столетия различия между сценариями невелики, во всяком случае, в средних глобальных оценках изменения климата, а к концу столетия ожидаются значительные различия

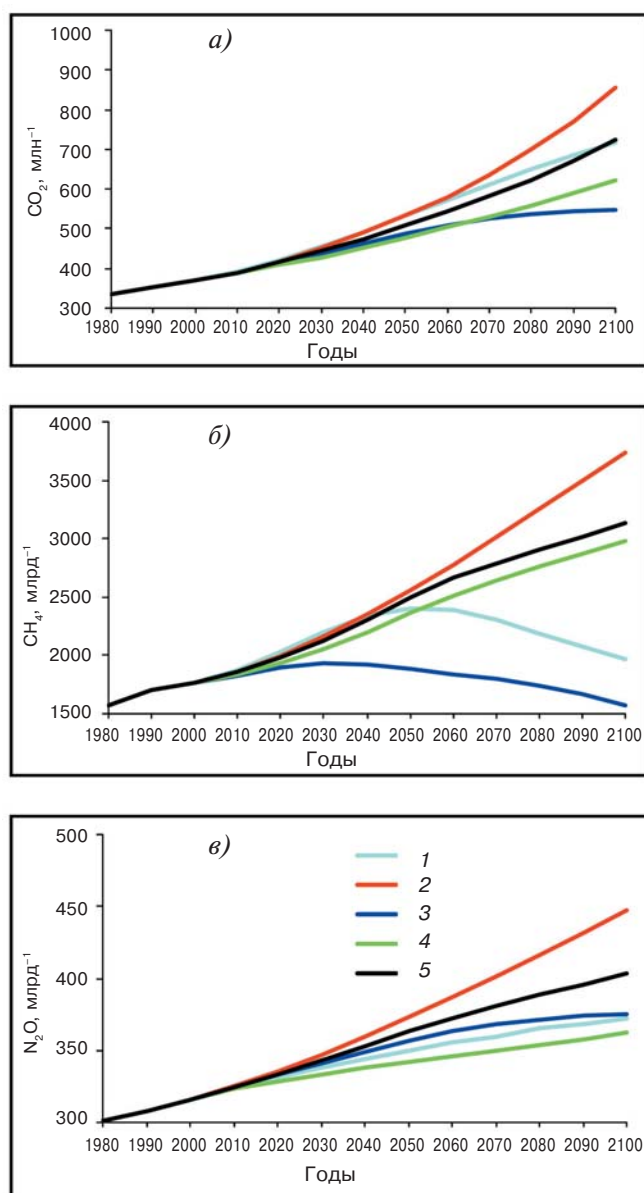


Рис. 7.1. Концентрации парниковых газов в атмосфере в конце XX и XXI вв. а) CO_2 , б) CH_4 , в) N_2O , полученные по четырем демонстрационным сценариям СДСВ, использованным при подготовке ОД3 и ОД4 МГЭИК. Сценарий IS92a впервые использовался в ОД2 МГЭИК. 1) A1B; 2) A2; 3) B1; 4) B2; 5) IS92a.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

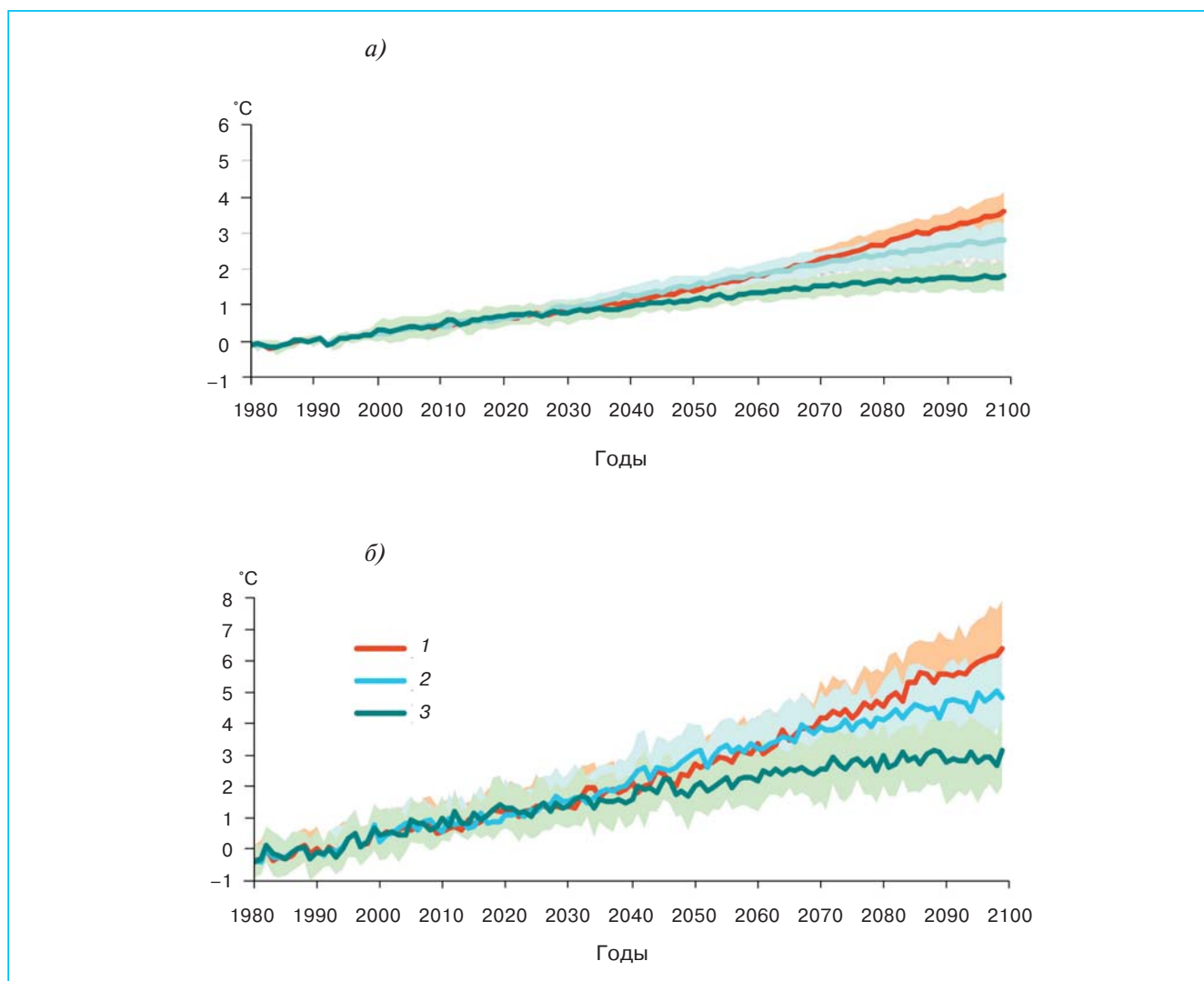


Рис. 7.2. Временной ход средней годовой аномалии температуры приземного воздуха ($^{\circ}\text{C}$) по отношению к базовому периоду (1980–1999 гг.) с учетом сценариев А2 (1), А1В (2) и В1 (3) в XXI веке: средние глобальные (а) и осредненные по территории России (б). Жирные линии характеризуют средние распределения по ансамблю из 16 МОЦАО СМIP3. Цветом выделены области стандартных отклонений ($\pm\sigma$), характеризующих межмодельный разброс.

между ними с более сильным потеплением в случае реализации сценария А2 (рис. 7.1).

В ОДЗ МГЭИК использовались сценарии эмиссий парниковых газов и аэрозоля А2 и В2. Оценки изменения климата на территории России, рассчитанные по МОЦАО для этих двух сценариев, приводятся в работах (Мелешко и др., 2004а, 2004б). В докладе (АСIA, 2005) основное внимание уделялось сценарию В2, а сценарий А2 использовался в качестве вспомогательного (Катцов и др., 2003; Kattsov and Källén, 2005). При подготовке ОД4 МГЭИК в качестве основных использовались три сценария: В1, А1В и А2. Чтобы обеспечить преимущество оценок изменения

климата на территории России, выполненных ранее с помощью ансамбля моделей ОДЗ МГЭИК, в настоящем докладе в качестве основного принят сценарий А2. Вместе с тем в отдельных случаях проводится сравнительный анализ оценок, полученных и для сценариев А1В и В1.

Различия среднего глобального потепления между “жестким” (А2) и “мягким” (В1) сценариями к концу XXI века составляют $1,5^{\circ}\text{C}$, при этом стандартное отклонение, характеризующее межмодельный разброс, достигает 68% в каждом сценарии (рис. 7.2а). Соответствующая разность для России составляет $2,9^{\circ}\text{C}$, а с учетом стандартного отклонения — $4,2^{\circ}\text{C}$ (рис. 7.2б).

Блок 7.1. Зависимость оценок изменений климата России от выбора сценария эмиссий парниковых газов и от выбора ансамбля моделей

Вследствие термической инерции климатической системы скорость потепления определяется не столько текущим увеличением содержания парниковых газов и аэрозолей в атмосфере, сколько их накоплением за весь предшествующий период. Как видно из данных табл. 7.1, потепление климата на территории России мало зависит от выбранного сценария в первые несколько десятилетий XXI века: различия между сценариями сопоставимы с межмодельным разбросом оценок потепления для одного и того же сценария. То же самое можно сказать и о средних изменениях осадков в первые несколько десятилетий XXI века.

Несомненный интерес представляет вопрос, насколько расчеты будущих изменений регионального климата могут зависеть от качества расчетов современного климата (см. главу 5). Рассмотрим два подансамбля, составленных из 16 МОЦАО. Один подансамбль (СП-8.1) включает 8 моделей, которые характеризуются наиболее высоким качеством воспроизведения современного климата (блок 5.1), второй (СП-8.2) — все остальные модели. В табл. 7.2 приводятся оценки, характеризующие оба подансамбля и полный ансамбль СП-16, включающий все МОЦАО.

Средние квадратические ошибки расчетов температуры и осадков в СП-8.1 заметно меньше, чем в СП-8.2, а межмодельный разброс примерно одинаков в обоих подансамблях. Подансамбль СП-8.1 имеет более высокую равновесную чувствительность к удвоению концентрации CO₂ в атмосфере ($4,7 \pm 0,6^\circ\text{C}$) по сравнению с СП-8.2 ($4,3 \pm 0,7^\circ\text{C}$). Средняя чувствительность по ансамблю СП-16 составляет $4,5 \pm 0,7^\circ\text{C}$. Аналогичные различия чувствительности между подансамблями проявляются и в расчетах потепления климата России к концу XXI века (A2).

Изменения температуры приземного воздуха на территории России в каждом подансамбле близки в течение почти всего XXI века и несколько различаются только в его конце, однако это различие не достигает 5%-ного уровня значимости (рис. 7.3). Наибольший вклад в потепление в СП-8.1 вносят три модели: MIROC3.2 (med) ($5,2^\circ\text{C}$), UKMO-HadGEM1 ($5,4^\circ\text{C}$), ECHAM5/MPI-OM ($5,0^\circ\text{C}$). С другой стороны, в этот же подансамбль входит модель MRI-CGCM2.3.2, показывающая сравнительно слабое потепление ($3,2^\circ\text{C}$). В подансамбле СП-8.2 наибольшее потепление дает модель IPSL-CM4 ($5,2^\circ\text{C}$) и наименьшее — модель PCM ($3,0^\circ\text{C}$).

Таким образом, значимой связи между качеством МОЦАО в расчетах современного климата Северного полушария и их чувствительностью к внешнему воздействию не обнаружено (Мелешко и др., 2007а). Хотя применение ансамбля моделей дает возможность получить более достоверные распределения основных характеристик регионального климата, чем любая отдельно взятая модель, отбор оптимального ансамбля МОЦАО для оценок будущих изменений климата требует дальнейших исследований (см. главу 8).

Таблица 7.1. Средние за год изменения температуры приземного воздуха ($^\circ\text{C}$) и межмодельные стандартные отклонения, рассчитанные по ансамблю МОЦАО для территории России в XXI веке для сценариев A1B, A2 и B1

Сценарий	2011–2030 гг.	2041–2060 гг.	2080–2099 гг.
A1B	$1,2 \pm 0,6$	$3,0 \pm 0,7$	$4,7 \pm 1,2$
A2	$1,1 \pm 0,5$	$2,6 \pm 0,7$	$5,6 \pm 1,2$
B1	$1,2 \pm 0,4$	$2,0 \pm 0,6$	$2,9 \pm 0,9$

Таблица 7.2. Средние квадратические ошибки (СКО) расчета температуры приземного воздуха ($^\circ\text{C}$) и осадков (мм/сутки) для условий современного климата в Северном полушарии, полученные по ансамблям моделей СП-8.1, СП-8.2 и СП-16

Величина	СП-8.1		СП-8.2		СП-16	
	СКО	Δ	СКО	Δ	СКО	Δ
Температура	$2,7 \pm 0,5$	$4,7 \pm 0,6$	$3,5 \pm 0,6$	$4,3 \pm 0,7$	$3,1 \pm 0,7$	$4,5 \pm 0,7$
Осадки	$1,17 \pm 0,18$	5 ± 2	$1,31 \pm 0,23$	5 ± 2	$1,24 \pm 0,22$	5 ± 2

Примечание. Здесь же приводятся изменения температуры (Δ , $^\circ\text{C}$) и осадков (Δ , %) к концу XXI века (2080–2099 гг.) по отношению к современному климату (1980–1999 гг.) в Северном полушарии, рассчитанные по ансамблям моделей для сценария A2.

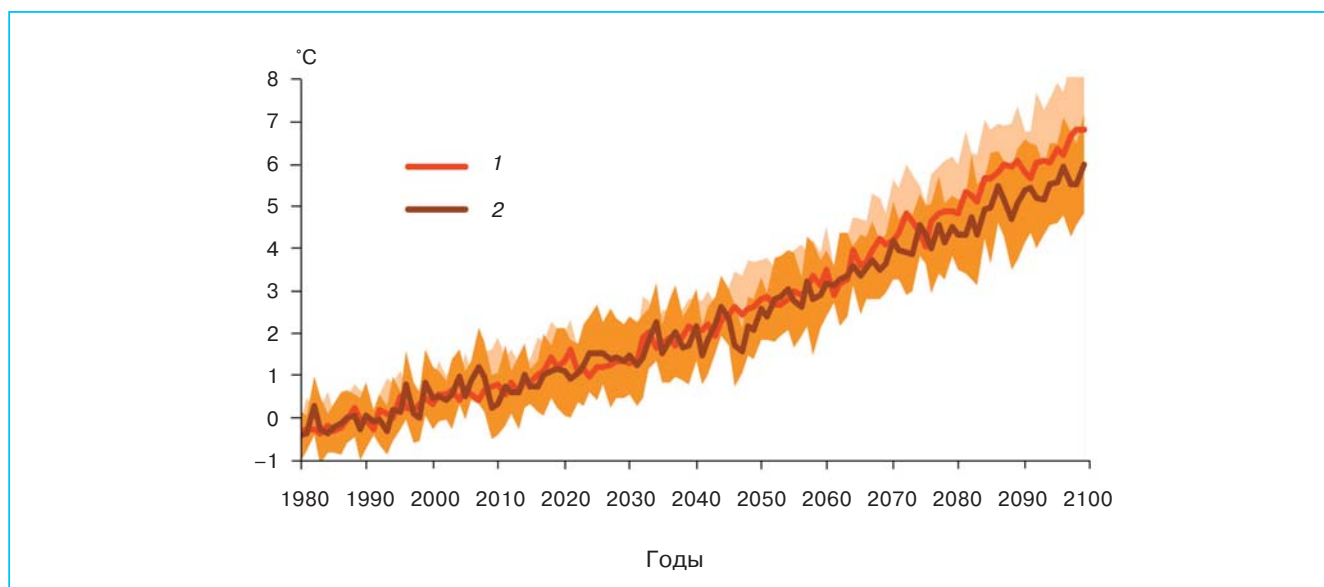


Рис. 7.3. Временной ход средней за год аномалии температуры приземного воздуха на территории России в XXI веке по отношению к базовому периоду (1980–1999 гг.), рассчитанный в подансамблях СП-8.1 (1) и СП-8.2 (2) для сценария A2. СП-8.1 включает 8 МОЦАО, которые наиболее успешно воспроизводят современный климат в Северном полушарии, СП-8.2 — остальные 8 МОЦАО. Жирные линии характеризуют средние по ансамблю значения. Цветом выделены области стандартных отклонений, характеризующих межмодельный разброс.

7.2. Неопределенности оценок будущих изменений климата

Помимо сценариев эмиссий парниковых газов и аэрозоля в атмосфере, в докладах МГЭИК используется понятие климатического сценария. Согласно определению МГЭИК (IPCC, 2001), под климатическим сценарием следует понимать правдоподобную (или вероятную) эволюцию климата в будущем, согласующуюся с предположениями о будущих эмиссиях парниковых газов и других атмосферных примесей, а также с существующими представлениями о воздействии соответствующих изменений их концентраций на климат. Соответственно под сценарием изменения климата подразумевается разность между климатическим сценарием и современным состоянием климата.

Климатические сценарии используются в так называемых импактных оценках, т. е. в оценках влияния климатических изменений на окружающую среду и жизненные ресурсы, здоровье и хозяйственную деятельность человека в разных регионах мира. Выбор того или иного климатического сценария для последующего использования в импактных оценках всегда уязвим для критики. Сценарии часто критикуют за то, что они либо слиш-

ком умеренны, либо, наоборот, экстремальны, не реалистичны, не учитывают важных факторов и т. п. (Smith et al., 1998). В (IPCC-TGCIА, 1999) предложены следующие критерии, которым должны удовлетворять климатические сценарии, чтобы их можно было применять в импактных оценках: 1) согласие с имеющимися оценками глобального потепления за период 1990–2100 гг., варьирующими в пределах 1,4–5,8°C (IPCC, 2001); 2) физическая обоснованность; 3) достаточные для импактных оценок количество климатических переменных и их пространственно-временное разрешение; 4) репрезентативность, отражающая потенциальный разброс оценок региональных климатических изменений в будущем, и 5) доступность (например, через Интернет или на магнитных носителях). В наибольшей степени вышеперечисленным критериям отвечают сценарии, полученные с использованием МОЦАО.

Кроме физико-математического моделирования глобальной климатической системы, существуют другие способы построения климатических сценариев для использования в импактных оценках. Наиболее распространенными являются так называемые синтетические и аналоговые сценарии (см., например, (Mearns et al., 2001)). Ни те, ни другие не являются физически согласован-

ными, ни с точки зрения изменений состава атмосферы, ни с точки зрения взаимообусловленности изменений разных климатических характеристик (например, приземной температуры и осадков). Тем не менее вследствие своей простоты и доступности они применяются в некоторых импактных исследованиях. Существуют также способы построения климатических сценариев, основанные на экстраполяции наблюдаемых климатических трендов или на статистических связях между региональными и глобальными изменениями климата. В некоторых работах для оценок будущих изменений регионального климата используются упрощенные эмпирические модели, основанные на обобщении данных наблюдений за прошлые годы в конкретных регионах России (Анисимов, Поляков, 1999; Анисимов, Белолуцкая, 2003). По мнению авторов этих работ, указанный метод позволяет достоверно оценивать изменения климата на сроки до 10 лет. Следует отметить, что эмпирические модели могут иметь очень ограниченное применение из-за следующих своих недостатков:

- поскольку метод основан на применении данных наблюдений, в основе прогноза лежит неявный учет как антропогенного воздействия, так и естественных колебаний климата. Однако естественные колебания имеют ограниченную предсказуемость, даже если природа этих колебаний известна (см. раздел 5.1);

- прогноз выполняется только для температуры приземного воздуха в регионах России, для которых удастся построить по данным наблюдений относительно устойчивые регрессионные соотношения. Как правило, для других переменных (например, осадков) устойчивых эмпирических связей обнаружить не удается.

С учетом отмеченных ограничений эмпирический метод может быть использован для прогноза только температуры приземного воздуха в отдельных регионах России, по-видимому, на несколько лет, и его можно рассматривать как вспомогательный по отношению к прогнозам климата, основанным на применении МОЦАО.

Основными источниками неопределенности полученных с помощью МОЦАО оценок возможных в будущем изменений климата являются:

- принципиальные ограничения прогнозов технологического, демографического и других аспектов развития мирового сообщества на длительный период, порождающие неопределенность в оценках будущих эмиссий парниковых газов и других радиационно-активных примесей в атмосферу, а также невозможность прогнозировать вклад естественных внешних воздействий на климат, таких как изменения солнечной и вулканической активности;

- недостаточное понимание и соответственно неточности или отсутствие описаний в современных МОЦАО климатически значимых процессов и обратных связей, которые определяют чувствительность глобального и регионального климата к внешним воздействиям;

- недостаточное пространственное разрешение современных МОЦАО, ограничивающее явное описание климатически значимых процессов (например, связанных с атмосферной и океанской конвекцией, облаками и т. п.), а также затрудняющее прямое использование результатов модельных расчетов в оценках воздействий изменений климата на региональном и локальном уровнях.

Неопределенности прогнозов развития мирового сообщества и соответственно антропогенного воздействия на климатическую систему обусловили замену климатического прогноза набором климатических сценариев, основанных на использовании сценариев будущих эмиссий парниковых газов и аэрозолей. При этом вероятность того или иного сценария эмиссий не определена, а обусловленность мирового развития будущими климатическими изменениями не учитывается.

Большую неопределенность в оценки будущих изменений климата вносят обратные связи, действующие в атмосфере (см. раздел 5.3). При современном уровне качества климатических моделей проблема, связанная с несовершенством моделей, отчасти решается посредством использования ансамбля МОЦАО (см. раздел 5.5). Поскольку качество воспроизведения наблюдаемого климата с помощью ансамбля независимых моделей, как правило, выше по сравнению с отдельно взятыми моделями, есть основания предполагать, что расчеты будущих изменений климата с помощью мультимодельных ансамблей также более достоверны.

Потепление глубоких слоев океана происходит значительно медленнее по сравнению с атмосферой. Относительно быстрое потепление тропосферы и медленная передача тепла в глубь океана определяют временной масштаб релаксации климата к уже совершившемуся глобальному радиационному воздействию. Современные МОЦАО показывают заметные различия в скорости передачи тепловой энергии в глубь океана. С другой стороны, межмодельный разброс неравновесного отклика климата на одинаковое радиационное воздействие оказывается меньшим по сравнению с межмодельным разбросом равновесной чувствительности климата к удвоению CO_2 . Так, для моделей, показанных на рис. 7.4, изменения равновесного климата при удвоении концентрации CO_2 , полученные по ансамблю из 14 МОЦА/ВПСО/МЛ, составили $3,26 \pm 0,66^\circ\text{C}$. А в расчетах изменения глобального климата к концу XXI века по

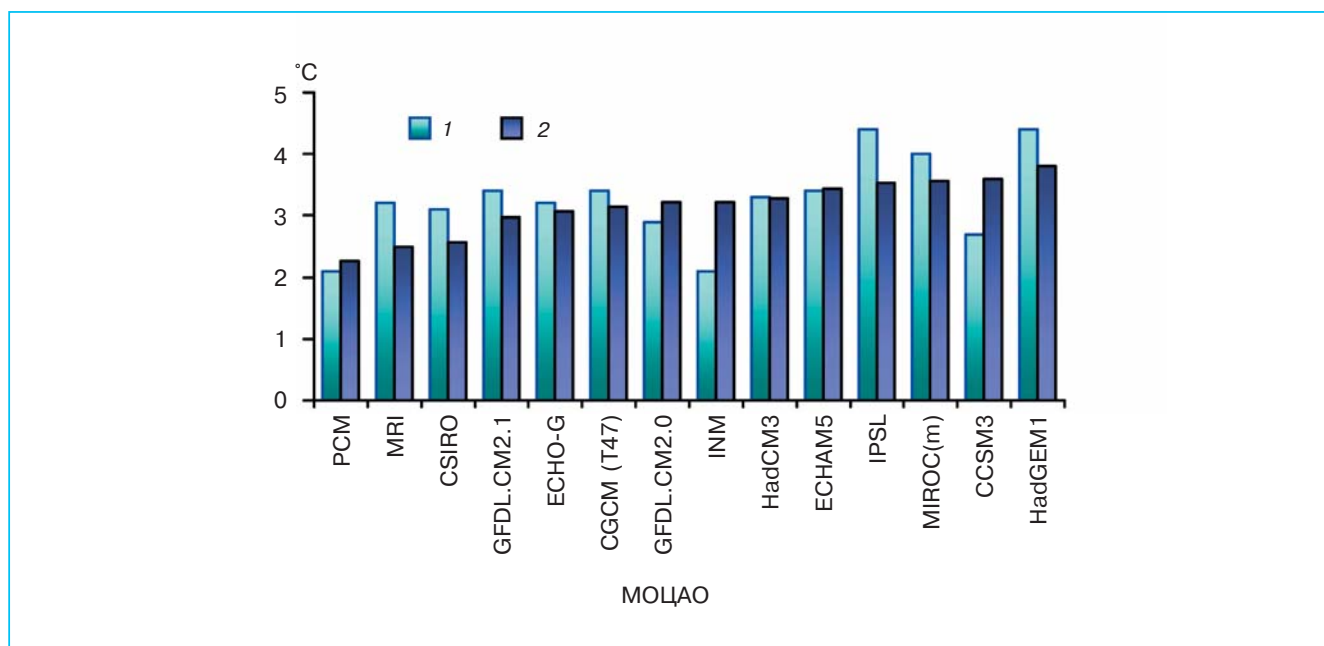


Рис. 7.4. Изменения глобальной температуры приземного воздуха в моделях климата CMIP3 при радиационном воздействии: 1) равновесная реакция МОЦА/ВПСО/МЛ на удвоение концентрации CO₂; 2) изменения климата, рассчитанные с помощью МОЦАО для сценария A2 в конце XXI века (2080–2099 гг.), по отношению к базовому климату (1980–1999 гг.). В обоих расчетах использовались одинаковые модели атмосферы. МОЦАО ранжированы в порядке увеличения потепления в расчетах с учетом сценария A2.

соответствующему ансамблю МОЦАО* составили $3,15 \pm 0,33^\circ\text{C}$. Как видно, в расчетах изменения климата по ансамблю МОЦАО циркуляция океана способствует уменьшению межмодельного разброса оценок, обусловленных преимущественно влиянием атмосферных обратных связей, и тем самым несколько сужает диапазон неопределенностей, демонстрируемый оценками равновесной чувствительности.

Повышение достоверности расчетов будущих климатических изменений обусловлено развитием МОЦАО с помощью совершенствования существующих и включения новых компонентов, совершенствования методов тестирования и оценки качества МОЦАО, а также путем повышения пространственного разрешения. Вероятностная интерпретация результатов расчетов, позволяющая оценивать будущие изменения экстремальности климата, а также выделять антропогенный сигнал на фоне естественной изменчивости, связана с использованием больших ансамблей (см. раздел 5.5). Прогресс в использовании ансамблевого подхода в значительной степени определяется развитием вычислительной техники и наличием соответствующих ресурсов.

Что касается недостаточного пространственного разрешения моделей, то наблюдается тенденция к уменьшению соответствующей части неопределенности, прежде всего вследствие ускоряющегося развития вычислительной техники. Этот прогресс, например, позволяет уже сегодня рассматривать “облако-разрешающие” МОЦА как очень амбициозную, но реальную цель моделирования на ближайшее десятилетие. Кроме того, в оценках воздействий климатических изменений широко используются встроенные в МОЦАО региональные модели, разрешение которых уже преодолело 10-километровый рубеж.

7.3. Регионы и базовые периоды, использованные в оценках изменения климата

Территории России присущее большое разнообразие климатических зон — от арктической на севере до субтропической на юге. В настоящей главе при оценке изменений климата рассматриваются *три типа регионов*, которые различаются между собой размерами и особенностями клима-

* Имеется в виду, что каждая пара МОЦА/ВПС/МЛ и МОЦАО различались только океанскими компонентами.

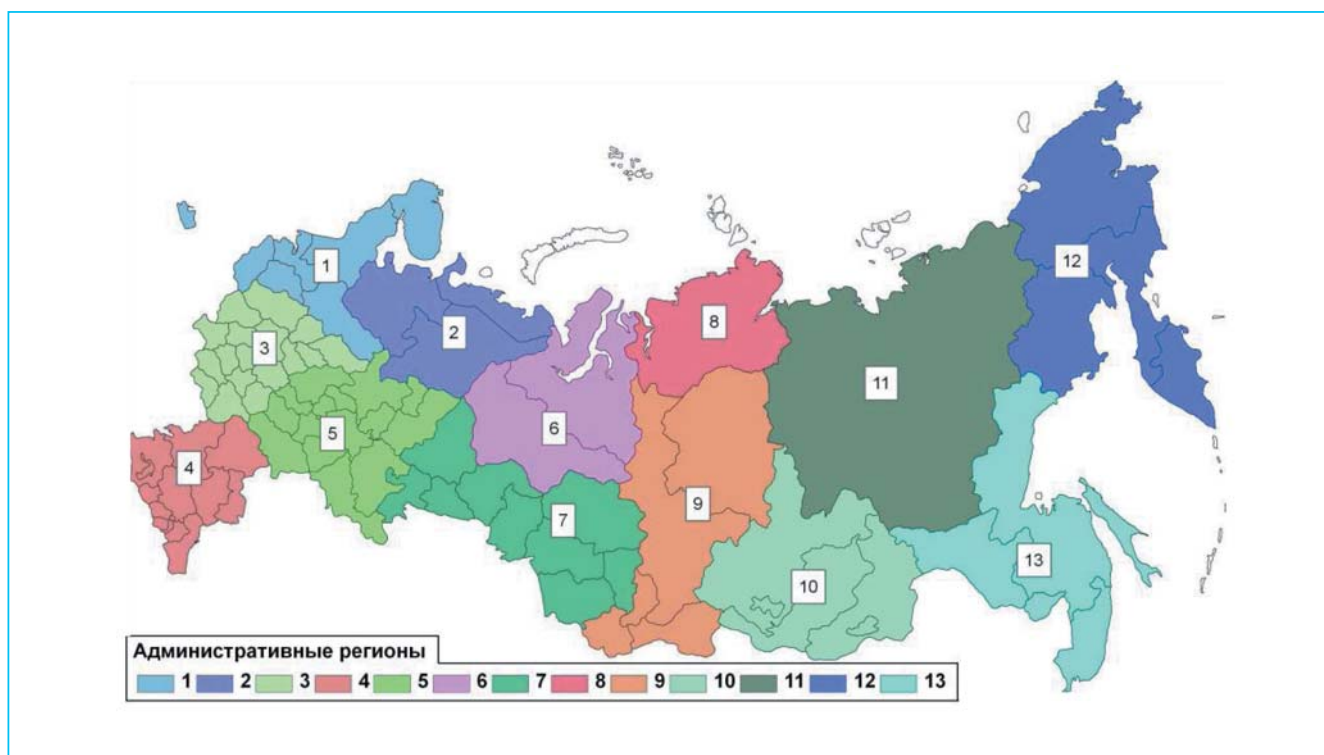


Рис. 7.5. Административные регионы России, для которых в настоящей главе получены оценки изменения климата: 1 — Северо-Западный ФО (запад); 2 — Северо-Западный ФО (восток); 3 — Центральный ФО; 4 — Южный ФО; 5 — Приволжский ФО; 6 — Уральский ФО (север); 7 — Уральский ФО (юг) и Сибирский ФО (юго-запад); 8 — Сибирский ФО (север); 9 — Сибирский ФО (центр и юг); 10 — Сибирский ФО (юго-восток); 11 — Дальневосточный ФО (северо-запад и центр); 12 — Дальневосточный ФО (северо-восток); 13 — Дальневосточный ФО (юго-восток).

тических условий. Так, для анализа крупномасштабных изменений климата вся территория России разделена на три большие части: Европейская территория, Западная и Восточная Сибирь.

Второй тип регионов отвечает административному делению по федеральным округам (ФО) и субъектам РФ (при этом принимается во внимание относительная однородность климатических условий). В анализе рассматривается 13 административных регионов (рис. 7.5), полный список и принятые наименования которых приводятся в Приложении 7.1.

Наконец, для анализа изменений речного стока и его отдельных составляющих (раздел 7.5) выбраны девять крупных водосборов суши, расположенных на территории России и сопредельных стран (рис. 7.6).

В качестве *базового климатического периода* в настоящем докладе используется период 1980–1999 гг., который несколько отличается от базового климатического периода ВМО (1961–1990 гг.). Выбор указанного периода имеет ряд преимуществ: он в большей степени отвечает современному состоянию климатической системы; его про-

должительность совпадает с продолжительностью анализируемых временных интервалов в XXI веке (см. ниже), он целиком покрывается периодом наиболее надежных спутниковых наблюдений за характеристиками климата и, наконец, он близок 20-летнему периоду (1981–2000 гг.), использованному в докладе ACIA (Kattsov and Källén, 2005), и совпадает с соответствующим периодом ОД4 МГЭИК (Meehl et al., 2007).

Учитывая важность планирования мероприятий по адаптации к изменениям климата на ближайшую перспективу, будущие изменения климата рассматриваются в настоящей главе преимущественно для двух периодов: начало (2011–2030 гг.) и середина (2041–2060 гг.) XXI века. Однако в тех случаях, когда изменения некоторых важных характеристик климата оказываются недостаточно выраженными к середине века, их анализ проводится и для конца XXI века (2080–2099 гг.). В оценках, полученных с использованием РКМ, используются 10-летние периоды, что обусловлено значительной ресурсоемкостью региональных моделей.

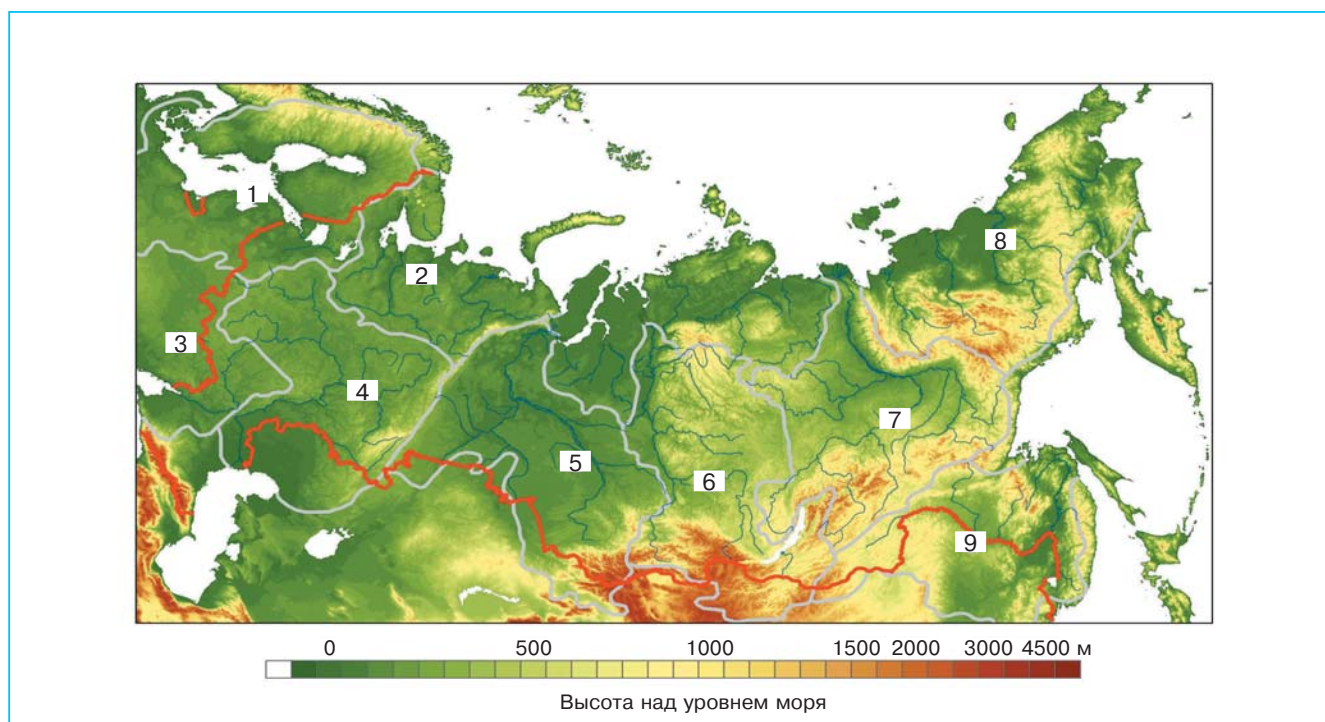


Рис. 7.6. Крупные водосборы на территории России и сопредельных стран. 1 — Балтийский; 2 — северные реки Европейской территории (реки Печора, Северная Двина, Мезень, Онега); 3 — южные реки (Днепр, Днестр, Дон, Кубань); 4 — Волга и Урал; 5 — Обь; 6 — Енисей; 7 — реки Восточной Сибири (Лена, Хатанга, Оленек); 8 — реки Чукотки (Индигирка, Яна, Колыма, Анадырь); 9 — Амур.

7.4. Термические и динамические характеристики климата

7.4.1. Средняя температура приземного воздуха

В работе (Мелешко и др., 2004б) представлены расчеты возможного потепления климата России в XXI веке, полученные по мультимодельному ансамблю, состоящему из 7 МОЦАО СМIP2, созданных во второй половине 1990-х годов и использованных в ОДЗ (IPCC, 2001). Расчеты показали, что значительная часть территории России, особенно арктические и субарктические регионы, будет находиться в области заметно большего потепления по сравнению с глобальным. Представляет интерес сравнить эти оценки с расчетами по ансамблю МОЦАО нового поколения — СМIP3 — для того же сценария A2 (Мелешко и др., 2007б).

Среднее за год изменение температуры приземного воздуха на территории России к середине XXI века, рассчитанное по ансамблю МОЦАО СМIP3, оказывается на 0,8°C меньшим по сравнению с СМIP2, а соответствующее стандартное отклонение, характеризующее межмодельный разброс, уменьшилось на 0,3°C (табл. 7.3). В ансамбле

СМIP3 среднее за год изменение температуры уменьшилось примерно на одинаковую величину зимой и летом, а стандартное отклонение уменьшилось преимущественно зимой. К концу XXI века потепление климата России, рассчитанное по ансамблю МОЦАО СМIP3, оказалось меньшим на 1,2°C. Различия среднего за год потепления климата между ансамблями МОЦАО СМIP3 и СМIP2 становятся статистически значимыми на уровне 5% во второй половине XXI века.

Ожидаемое потепление зависит от времени года и региона (рис. 7.7). В течение XXI века все без исключения модели дают потепление климата на всей территории России. Наибольшее потепление ожидается зимой, и оно будет увеличиваться в направлении к северу, достигая максимальных значений в Арктике. Летом, наоборот, потепление в высоких широтах минимально, поскольку температура приземного воздуха удерживается вблизи точки таяния морского льда. Наиболее заметное потепление летом происходит на континентальной части России. Аналогичная картина была получена ранее (Мелешко и др., 2004б), хотя, как отмечалось выше, оценки потепления на территории России были несколько большими.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

Таблица 7.3. Средние изменения температуры приземного воздуха (°C) и их стандартные отклонения зимой, летом и за год в середине XXI века (2041–2060 гг.), рассчитанные для территории России по ансамблю МОЦАО двух поколений: СМIP2 (7 моделей) и СМIP3 (16 моделей). Сценарий А2

МОЦАО	Зима	Лето	Год
СМIP2	4,1 ± 1,3	2,6 ± 0,9	3,4 ± 1,0
СМIP3	3,4 ± 0,8	1,9 ± 0,7	2,6 ± 0,7

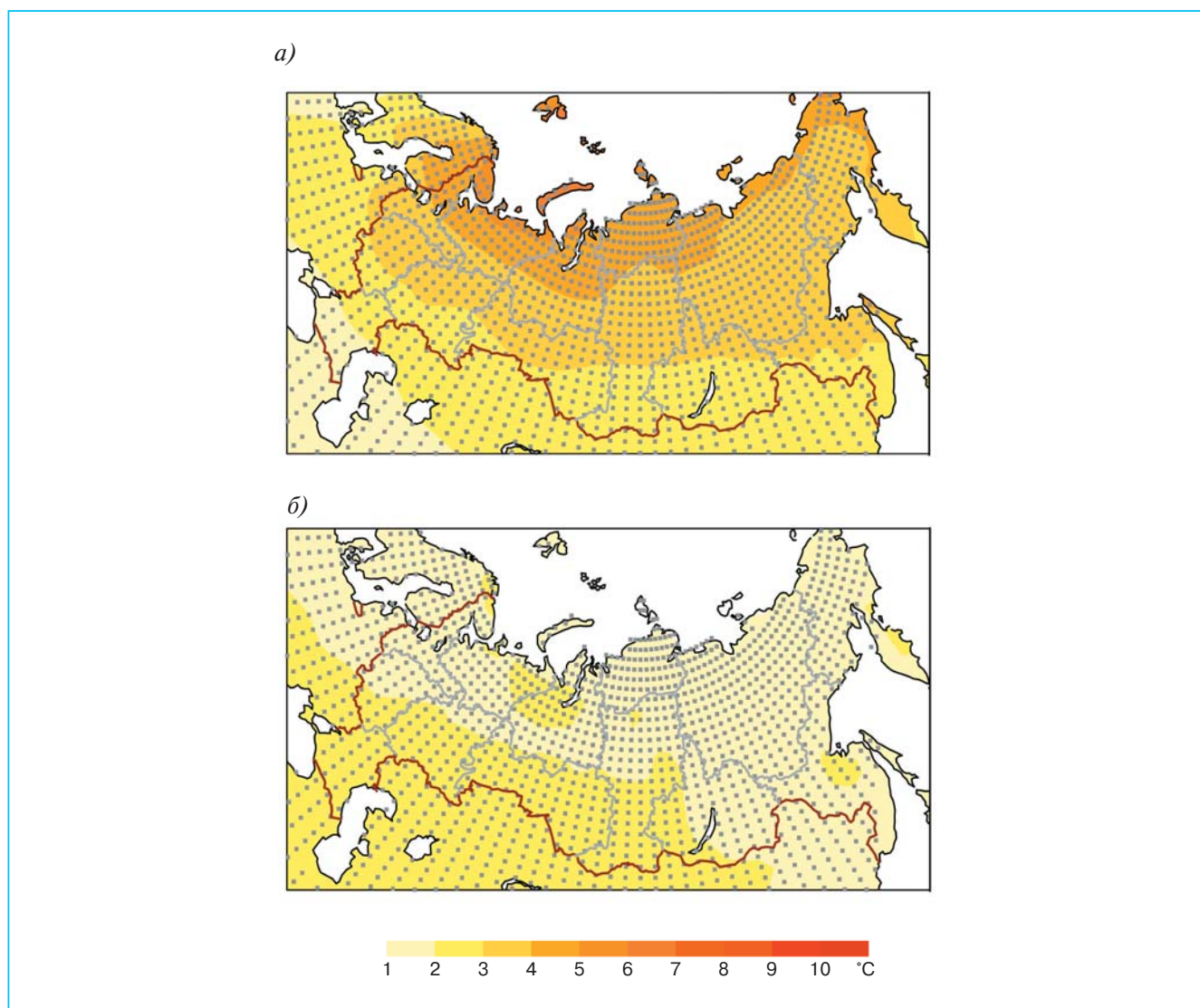


Рис. 7.7. Изменения температуры приземного воздуха (°C) на территории России зимой (а) и летом (б) к середине XXI века (2041–2060 гг.), рассчитанные по ансамблю МОЦАО СМIP3 для сценария А2. Точками обозначены области, в которых отношение среднего изменения температуры к стандартному отклонению, характеризующему межмодельный разброс, больше единицы.

Ранее было показано (см. раздел 6.3), что тренды средней годовой температуры приземного воздуха для всей России за период 1980–2005 гг., полученные по данным наблюдений и модельных расчетов, хорошо согласуются между собой и со-

ставляют примерно 0,4°C/10 лет. Такое соответствие трендов позволяет считать достаточно достоверными модельные оценки изменений этой характеристики на ближайшую перспективу.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

Таблица 7.4. Изменения температуры приземного воздуха (°С) и межмодельные стандартные отклонения зимой и летом к 2011–2030 гг. и к 2041–2060 гг., рассчитанные для федеральных округов и крупных регионов России по ансамблю из 16 МОЦАО СМIP3. Сценарий А2. Жирным шрифтом отмечены значения, в которых стандартное отклонение меньше среднего изменения температуры

Федеральный округ, крупный регион	2011–2030 гг.		2041–2060 гг.	
	зима	лето	зима	лето
1 Северо-Западный, запад	1,6 ± 1,1	0,9 ± 0,6	4,1 ± 0,9	1,8 ± 1,0
2 Центральный	1,0 ± 1,0	1,0 ± 0,5	3,1 ± 1,0	2,0 ± 0,8
3 Приволжский	0,9 ± 0,9	0,9 ± 0,5	3,0 ± 0,9	2,1 ± 0,7
4 Южный	0,6 ± 0,7	1,0 ± 0,5	2,0 ± 0,8	2,4 ± 0,6
5 Северо-Западный, восток	1,7 ± 1,2	0,9 ± 0,6	4,3 ± 1,1	2,0 ± 1,0
6 Уральский (юг), Сибирский (юго-запад)	1,1 ± 0,8	0,9 ± 0,5	3,0 ± 1,0	2,1 ± 0,7
7 Сибирский (север)	1,7 ± 1,1	0,7 ± 0,6	4,4 ± 1,4	1,7 ± 0,9
8 Сибирский (юго-восток)	1,3 ± 0,6	0,8 ± 0,5	2,9 ± 0,9	2,0 ± 0,8
9 Уральский (север)	1,6 ± 1,1	0,8 ± 0,5	4,0 ± 1,1	2,0 ± 0,9
10 Сибирский (центр и юг)	1,3 ± 0,7	0,9 ± 0,5	3,2 ± 1,0	2,0 ± 0,8
11 Дальневосточный (северо-запад и центр)	1,5 ± 0,7	0,7 ± 0,4	3,7 ± 1,1	1,7 ± 0,7
12 Дальневосточный (северо-восток)	1,8 ± 0,8	0,7 ± 0,6	3,7 ± 1,0	1,7 ± 0,9
13 Дальневосточный (юго-восток)	1,3 ± 0,5	0,8 ± 0,5	3,1 ± 0,8	1,9 ± 0,8
14 ЕТР	1,2 ± 0,9	0,9 ± 0,4	3,4 ± 0,9	2,1 ± 0,7
15 Западная Сибирь	1,4 ± 0,7	0,8 ± 0,5	3,4 ± 1,0	2,0 ± 0,8
16 Восточная Сибирь	1,5 ± 0,6	0,7 ± 0,4	3,6 ± 0,9	1,7 ± 0,7
17 Россия	1,4 ± 0,7	0,8 ± 0,4	3,4 ± 0,8	1,9 ± 0,7

В начале XXI века в отдельных административных регионах России среднее потепление климата незначительно превышает или оказывается равным межмодельному разбросу по ансамблю МОЦАО зимой и летом. К середине XXI века изменения температуры начинают заметно превышать межмодельный разброс на всей территории России даже в холодное время года, когда собственная изменчивость этой характеристики особенно велика (табл. 7.4).

7.4.2. Экстремальность температурного режима

Будущие изменения экстремальности температурного режима рассчитывались по ансамблю из 9 МОЦАО, для которых ранее оценивалась успешность расчета индексов экстремальности современного климата (см. раздел 5.8.2), а также с использованием РКМ ГГО (Школьник и др., 2006).

К середине XXI века произойдет повышение наиболее низких в году суточных минимумов температуры приземного воздуха (годовых минимумов температуры) на всей территории России. При этом наибольшее их увеличение (4–6°С) ожидается на юге и северо-западе Европейской территории России. В центральных районах ЕТР, на Урале и в

Восточной Сибири увеличение самой низкой в году суточной температуры составит 2–4°С.

Пространственные особенности изменения средней за зиму температуры к середине XXI века качественно отличаются от изменения годовых минимумов температуры — наибольшее увеличение средней температуры зимой ожидается не на ЕТР, как в случае с годовым минимумом, а в Сибири и на Крайнем Севере, где изменения годовых минимумов сравнительно малы.

Исследования изменчивости средней за сутки и минимальной суточной температуры с помощью климатических моделей показали (Hegerl et al., 2004; Школьник и др., 2006; Kharin et al., 2007), что в умеренных и высоких широтах наибольший вклад в повышение температуры зимой вносит смещение вероятностных распределений в сторону больших значений нижних процентилей (близких к годовому минимуму). Оно заметно превосходит смещение средних значений и тем более — верхних процентилей. При этом следует ожидать увеличения асимметрии распределения температуры, а также уменьшения межквартильного размаха, изменчивости зимних распределений температуры и экстремальности термического режима зимой (рис. 7.8). Области наиболее значительных изменений удовлетворительно согласуются с районами, где прогно-

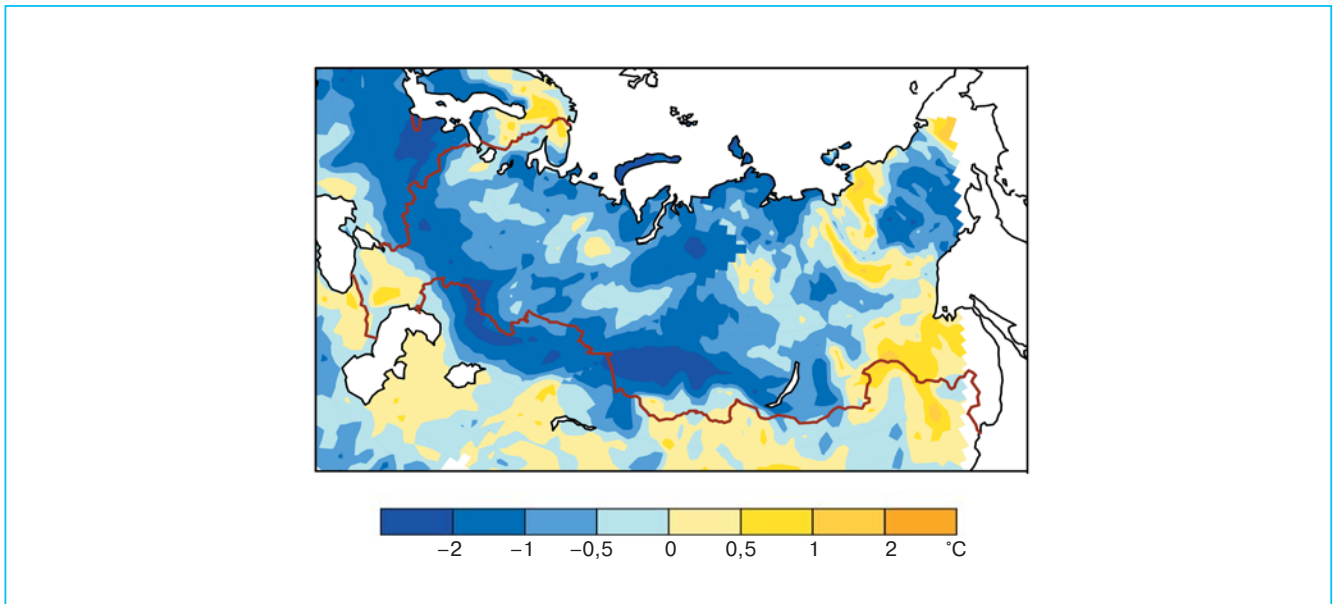


Рис. 7.8. Изменение межквартильного размаха среднесуточной температуры воздуха (°C) зимой к середине XXI века на ЕТР и прилегающих регионах Евразии. Оценки получены с помощью РКМ ГГО (Школьник и др., 2006). Уменьшение межквартильного размаха среднесуточной температуры воздуха зимой свидетельствует об уменьшении числа случаев с экстремально низкой температурой при потеплении климата, обусловленном не только повышением среднесуточной температуры, но и отрицательным трендом ее изменчивости.

зируется существенное сокращение продолжительности залегания снежного покрова (см. раздел 7.6.1).

Увеличение наиболее высоких в году суточных максимумов температуры приземного воздуха к середине XXI века на всей территории России будет меньшим, чем рост ее годовых минимумов. На большей части России изменения годового максимума температуры не превысят 3°C. На Северном Кавказе повышение средней за лето температуры оказывается несколько меньшим по сравнению с увеличением годовых максимумов, что указывает на увеличение изменчивости температуры и соответственно на большую по сравнению с концом XX века экстремальность термического режима.

Изменения годовых минимумов температуры оказываются значимыми на уровне 5% практически на всей территории России. В то же время изменения годовых максимумов на Европейской территории России не достигают этого уровня значимости.

К середине XXI века разность между самой низкой и самой высокой суточной температурой в году (годовая амплитуда экстремальной температуры) уменьшается на всей территории России, особенно на ее европейской части (рис. 7.9).

В середине XXI века ожидается сокращение на 6–8 суток эпизодов с экстремально низкой температурой зимой на северо-западе России и на Крайнем Севере. Заметное уменьшение числа эк-

стремально холодных суток в году также будет происходить на побережье Тихого океана с одновременным уменьшением числа суток с температурой ниже 0°C (рис. 7.10). В Центральной и Восточной Сибири и на Дальнем Востоке число морозных дней уменьшится на 10–15, а на Европейской территории — на 15–30.

На фоне общего потепления климата России будет происходить увеличение числа дней с суточной температурой выше 90-й перцентиля по отношению к летнему распределению в базовый период. Увеличится число дней с экстремально высокой суточной температурой на Крайнем Севере (5–10 суток) и в черноземной полосе России (10–20 суток). На Северном Кавказе увеличится продолжительность эпизодов с экстремально высокой температурой (на 20 суток и более). Одновременно будет возрастать длительность непрерывных периодов с максимальной суточной температурой выше 90-й перцентиля. На большей части Сибири это увеличение составит 2–4 суток, а на Северо-Западе, в Центрально-Черноземном районе и на Северном Кавказе — 3–5 суток.

Приведенные оценки изменения экстремальности термического режима качественно согласуются с тенденциями его изменения по данным наблюдений во второй половине XX века (Frich et al., 2002; Alexander et al., 2006).

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

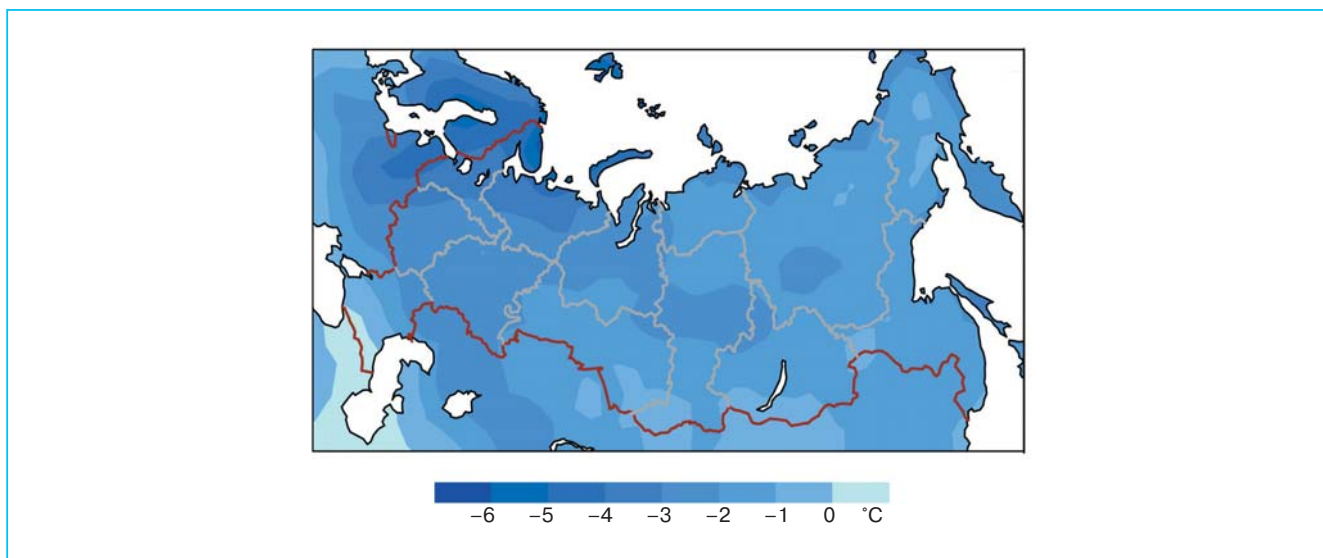


Рис. 7.9. Изменения годовой амплитуды экстремальных значений температуры (разность между суточными максимумом летом и минимумом зимой, °C) к середине XXI века, рассчитанные по ансамблю из 9 МОЦАО для сценария А2.

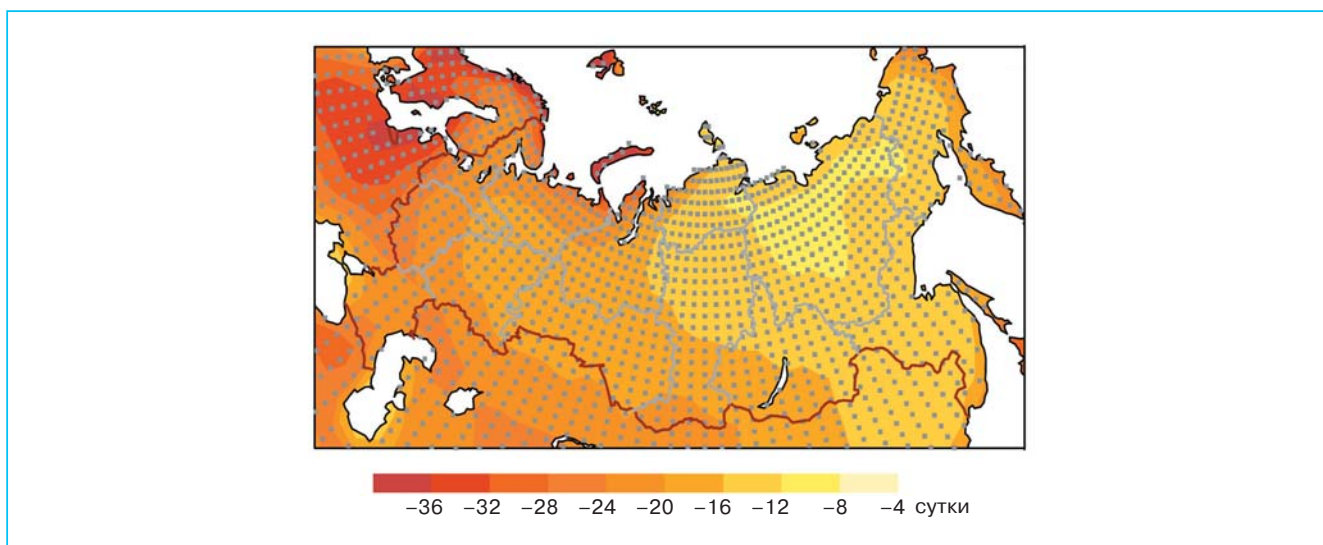


Рис. 7.10. Уменьшение числа суток с морозом в году в середине XXI века, рассчитанное по ансамблю из 9 МОЦАО для сценария А2. Точками обозначены узлы сетки, в которые средние изменения числа суток с морозом по ансамблю больше, чем межмодельный разброс. Определение числа суток с морозом см. в Приложении 1.

7.4.3. Давление на уровне моря и циркуляция атмосферы

Изменения климата России в последние десятилетия проявляются не только в изменениях температуры приземного воздуха, но и в других характеристиках, включая изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции континентального и субконтинентального масштабов. Анализ

изменения межгодовой изменчивости давления на уровне моря, которая определяет долговременные колебания режимов атмосферной циркуляции, показывает (Мелешко и др., 2007б), что в начале и, особенно, в середине XXI века на Южном Урале, в Северном Казахстане и далее на восток устанавливается область более высокой межгодовой изменчивости давления зимой (рис. 7.11). С другой стороны, на севере Центральной

и Восточной Сибири возникает другая обширная область, также вытянутая на восток, в которой изменчивость давления уменьшается. В целом это означает, что при потеплении климата происходит смещение сибирского антициклона к северу. Важно отметить, что большинство из 16 МОЦАО воспроизводят обе указанные области изменения межгодовой изменчивости давления.

Временные вариации среднесуточных полей давления на уровне моря являются важными показателями интенсивности и повторяемости синоптических процессов. В разделе 5.8.3 приведены оценки качества расчета современными МОЦАО изменчивости среднесуточных полей давления на территории России в конце XX века. С использованием того же ансамбля из 9 МОЦАО получены

стандартные отклонения давления на уровне моря зимой и летом в середине XXI века.

Анализ показал, что из-за существенного межмодельного разброса изменчивости давления получить однозначную картину будущих изменений статистики синоптических процессов с помощью данного ансамбля МОЦАО затруднительно. Как зимой, так и летом отношение трендов стандартного отклонения давления (сигнал), полученного по ансамблю МОЦАО, к межмодельному разбросу (шум) оказывается меньше единицы практически на всей территории России. Следует отметить, что тренды изменчивости давления по результатам отдельных моделей и в целом по ансамблю составляют преимущественно меньше 5% величины изменчивости давления. По-видимому, к середине

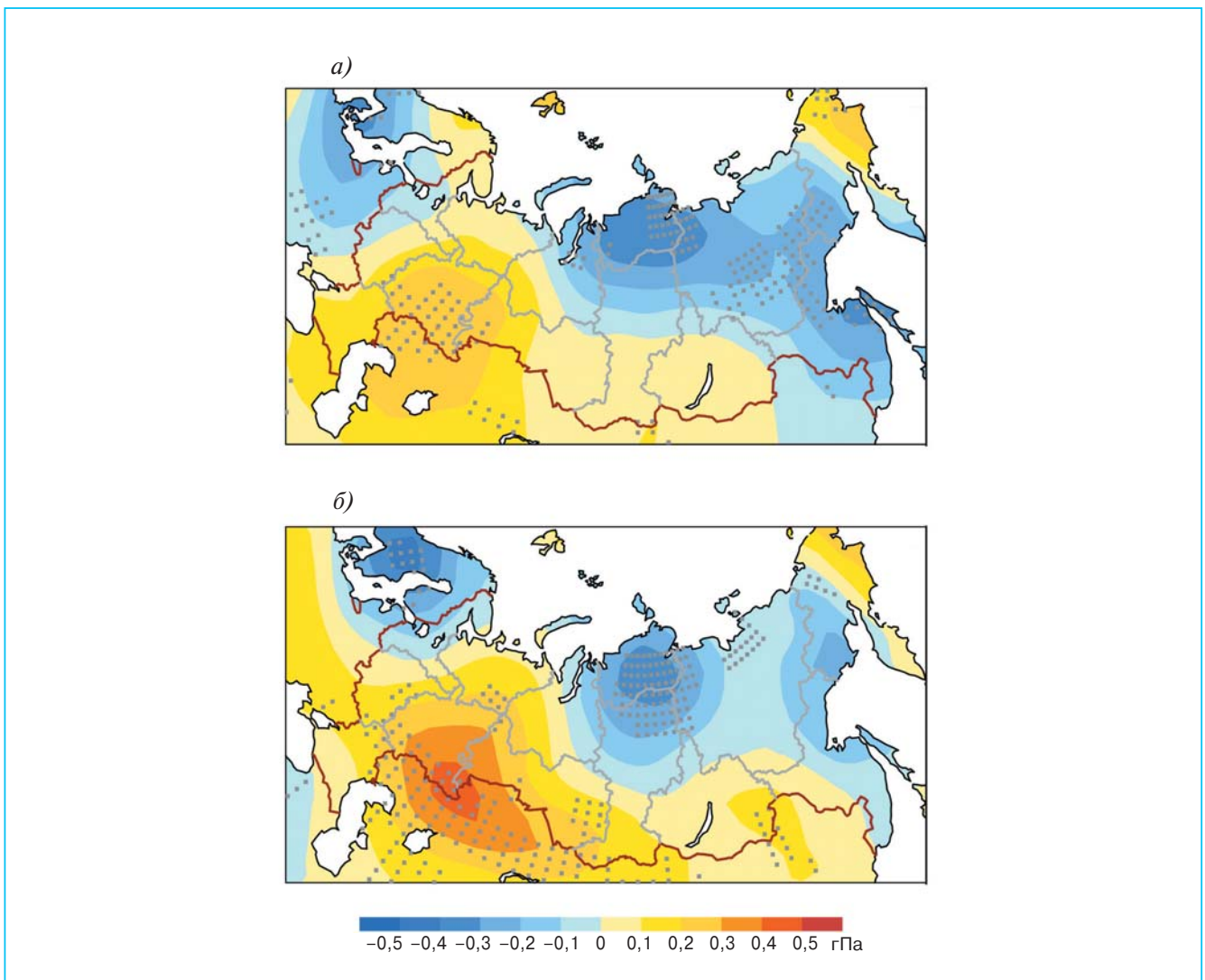


Рис. 7.11. Изменения межгодовой изменчивости атмосферного давления на уровне моря (гПа) зимой к середине (а) и концу (б) XXI века. Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

XXI века заметных изменений крупномасштабной атмосферной циркуляции на территории России ожидать не следует.

С другой стороны, согласно расчетам по отдельным моделям, при потеплении климата в Северном полушарии уменьшается повторяемость циклонов, но возрастает их интенсивность (Carnell and Senior, 1998; Geng and Sugi, 2003) и происходит смещение их путей движения к северу (Yin, 2005).

7.4.4. Облачность и солнечная радиация

В оценках изменения количества общей облачности на территории России использовались расчеты с помощью 12 МОЦАО. Анализ расчетов показывает (Мелешко и др., 2008б), что к середине XXI века ожидается некоторое увеличение об-

щей облачности зимой и ее уменьшение летом на всей территории России (рис. 7.12). Модели показывают значительный межмодельный разброс этих изменений, который сопоставим по абсолютной величине со средними по ансамблю МОЦАО изменениями. Поэтому интерпретация и использование этих данных в импактных исследованиях требуют осторожности.

Для оценки изменения гелиоэнергетического потенциала интересно оценить, насколько изменится приходящий на подстилающую поверхность Земли поток солнечной радиации. Эти изменения могут быть связаны с изменениями облачности и прозрачности атмосферы в результате изменения влагосодержания атмосферы, а также концентрации аэрозоля, в соответствии с принятым сценарием. Особый интерес представляют

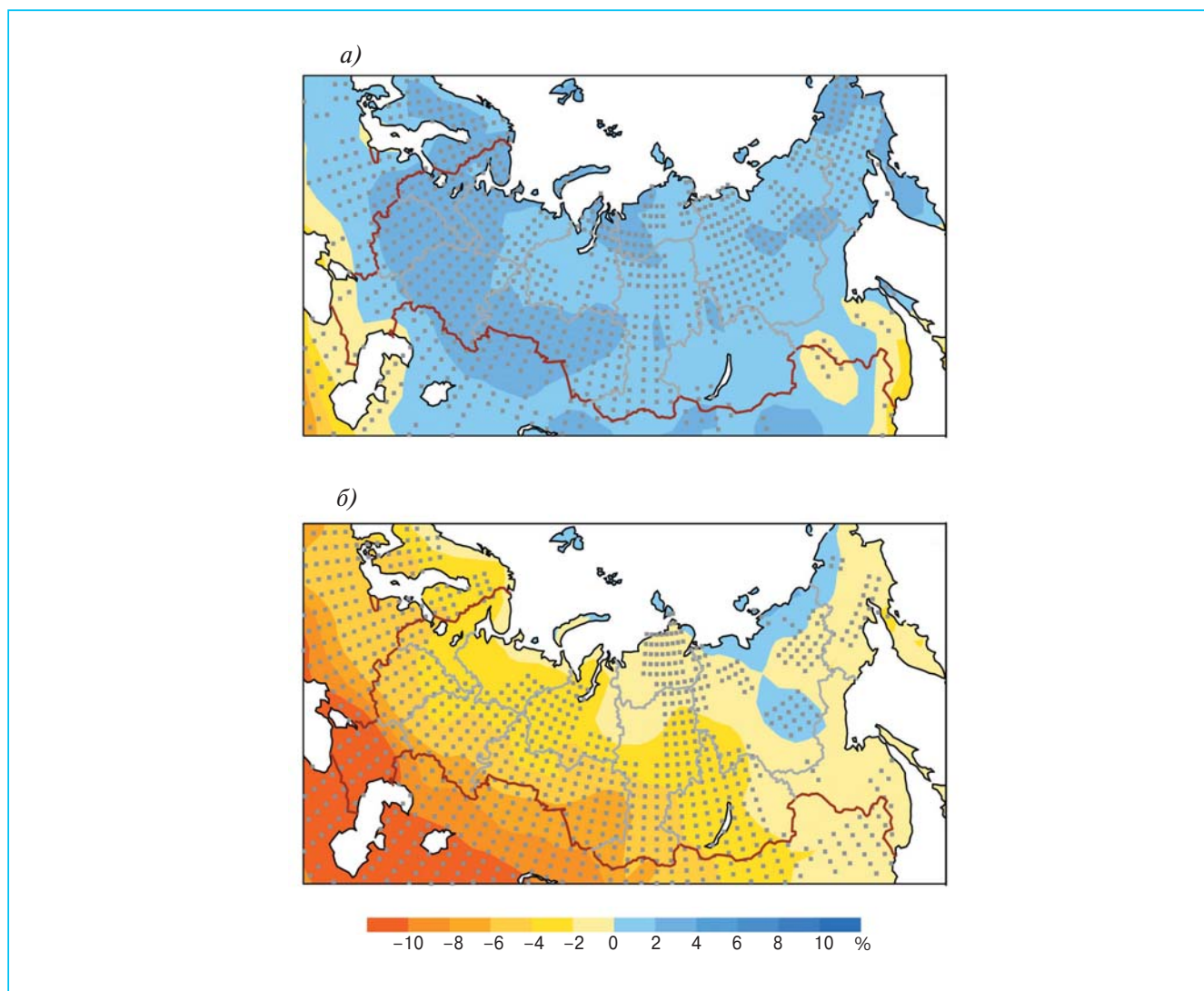


Рис. 7.12. Изменения количества общей облачности (%) на территории России зимой (а) и летом (б) к середине XXI века, рассчитанные по ансамблю МОЦАО для сценария А2. Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака.

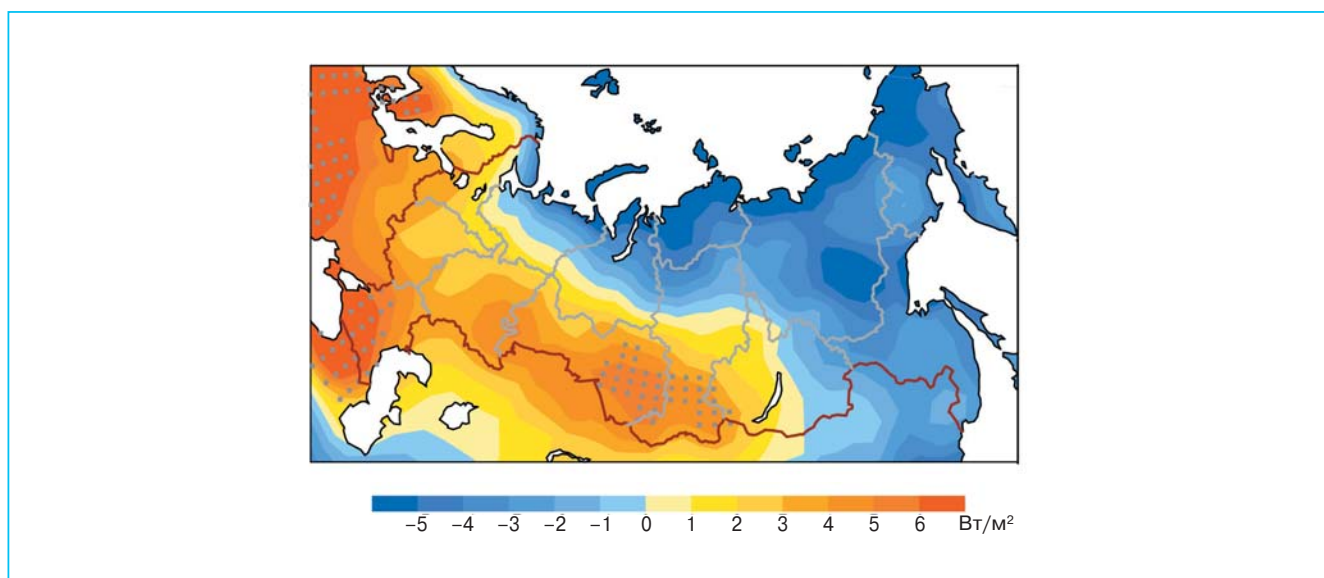


Рис. 7.13. Изменения потока солнечной радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$), приходящей на поверхность земли летом, к середине XXI века, рассчитанные по ансамблю из 15 МОЦАО. Точками выделены области, в которых отношение среднего по ансамблю МОЦАО изменения к межмодельному стандартному отклонению больше единицы.

летние условия, поскольку зимой на территории России приток солнечной радиации к подстилающей поверхности невелик. На рис. 7.13 показаны изменения солнечной радиации к середине XXI века. Поток солнечной радиации увеличится на $4\text{--}5 \text{ Вт}/\text{м}^2$ в южных регионах вплоть до Байкала. Однако лишь на юге Сибири среднее изменение потока оказывается большим, чем межмодельное стандартное отклонение.

7.5. Влагообмен между атмосферой и подстилающей поверхностью

7.5.1. Средние атмосферные осадки

В XXI веке осадки на территории России в целом будут возрастать, причем наиболее значительный их рост придется на зиму (табл. 7.5) (Мелешко и др., 2008б). Это вызвано ростом влагоемкости атмосферы зимой и интенсификацией

гидрологического цикла летом. По сравнению с МОЦАО СМIP2 (Мелешко и др., 2004б) средний рост осадков и их межмодельный разброс во все сезоны в ансамбле СМIP3 получились несколько меньше.

Географические распределения будущих изменений осадков зимой и летом сильно различаются между собой (рис. 7.14). Зимой увеличение количества осадков ожидается на всей территории России. Если в начале XXI века оно мало, то к середине века оказывается существенным, с максимальными значениями в восточных и северных регионах России. Летом увеличение количества осадков заметно меньше зимнего. К середине XXI века выделяются области уменьшения осадков на юге ЕТР и в южных районах Сибири. Увеличение летом осадков ожидается только на севере и востоке России. С запада на восток вдоль южных границ России протянулась зона, отделяющая области значительного увеличения осадков на севере от области их уменьшения на юге. В этой промежу-

Таблица 7.5. Средние изменения осадков (%) и межмодельные стандартные отклонения зимой, летом и за год на территории России к середине XXI века, рассчитанные по ансамблю СМIP2 (7 МОЦАО) и СМIP3 (16 МОЦАО). Сценарий А2

МОЦАО	Зима	Лето	Год
СМIP2	16 ± 7	6 ± 4	10 ± 3
СМIP3	14 ± 5	4 ± 3	8 ± 2

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

точной зоне оценки изменения осадков малы по абсолютной величине и имеют разные знаки (число моделей, дающих изменения одного знака, не достигает двух третей от их общего числа). С другой стороны, выделяются обширные области, в которых более двух третей МОЦАО показывают изменения осадков одного знака.

В большинстве административных регионов России средние изменения количества осадков зимой и летом сравнимы по величине с их межмодельным разбросом (стандартными отклонениями) в начале XXI века (табл. 7.6). И только к середине века изменения осадков зимой начинают заметно

превышать межмодельный разброс, особенно на востоке России. Летом стандартные отклонения осадков остаются достаточно высокими и, как правило, превышают средние изменения в большинстве регионов даже в середине XXI века.

Летом на фоне увеличения суммарных осадков во многих регионах будут увеличиваться конвективные и уменьшаться осадки из облаков слоистых форм. Области наибольшей интенсификации конвекции становятся достаточно хорошо выраженными лишь к середине XXI века (рис. 7.15). Более двух третей моделей показывают тенденцию увеличения конвективных осадков, кото-

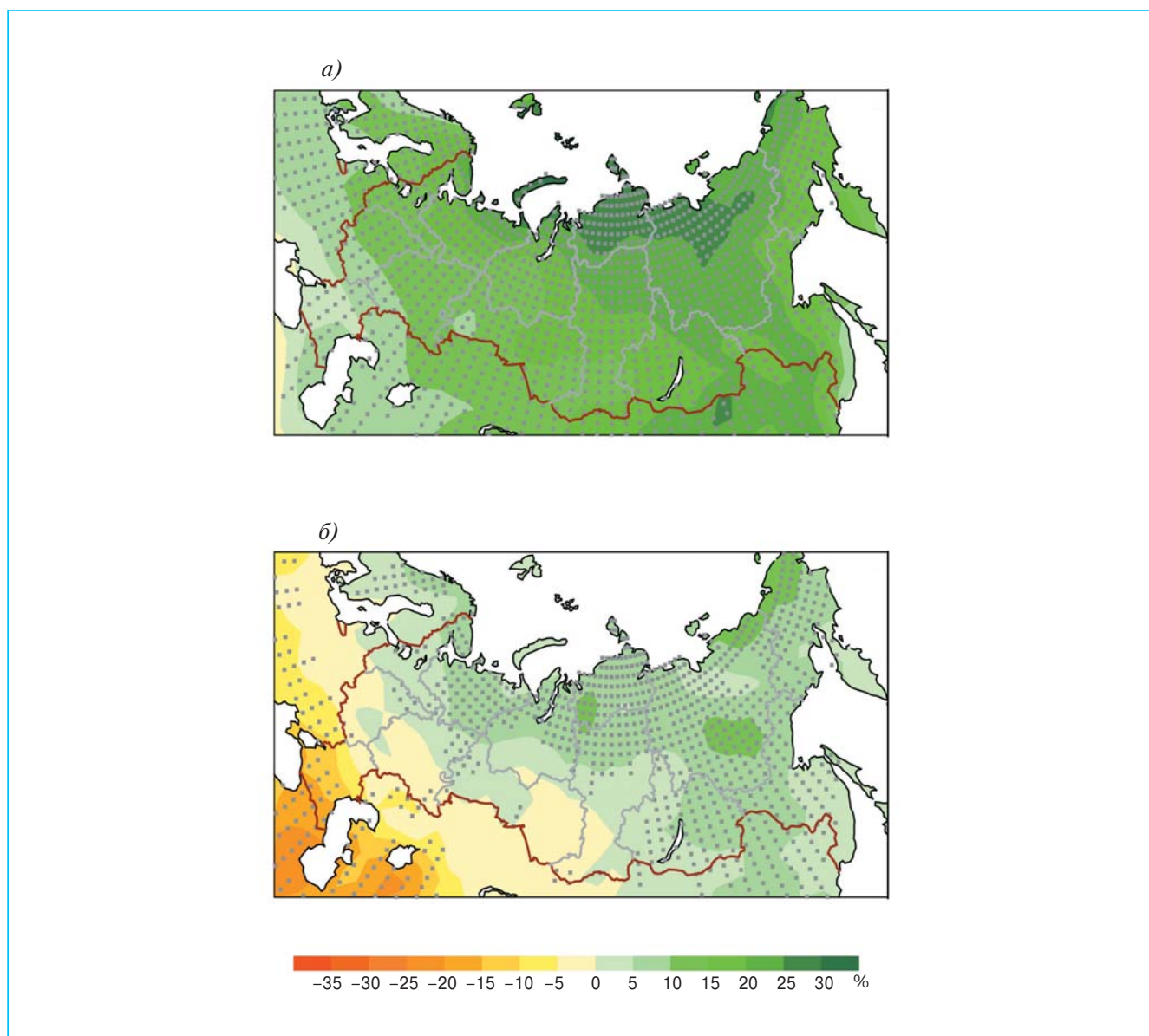


Рис. 7.14. Изменения суммарных (жидких и твердых) осадков (%) зимой (а) и летом (б) к середине XXI века, рассчитанные по ансамблю из 16 МОЦАО для сценария А2. Серыми точками обозначены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака.

Таблица 7.6. Изменения (%) осадков и межмодельные стандартные отклонения зимой и летом к 2011–2030 гг. и к 2041–2060 гг., рассчитанные для федеральных округов и крупных регионов России по ансамблю из 16 МОЦАО СМIP3. Сценарий А2

Федеральный округ, крупный регион	2011–2030 гг.		2041–2060 гг.	
	зима	лето	зима	лето
Северо-Западный (запад)	6 ± 4	2 ± 6	14 ± 6	4 ± 7
Центральный	4 ± 5	–5 ± 8	11 ± 7	–8 ± 9
Приволжский	3 ± 4	1 ± 6	11 ± 8	–0 ± 8
Южный	3 ± 4	–3 ± 7	5 ± 7	–11 ± 12
Северо-Западный (восток)	6 ± 5	4 ± 4	17 ± 8	6 ± 6
Уральский (юг), Сибирский (юго-запад)	6 ± 4	0 ± 5	13 ± 8	–0 ± 6
Сибирский (север)	10 ± 9	4 ± 5	25 ± 10	7 ± 5
Сибирский (юго-восток)	9 ± 6	1 ± 3	19 ± 9	5 ± 4
Уральский (север)	5 ± 5	3 ± 5	15 ± 8	5 ± 8
Сибирский (центр и юг)	8 ± 5	1 ± 2	17 ± 9	3 ± 4
Дальневосточный (северо-запад и центр)	10 ± 5	4 ± 5	24 ± 8	7 ± 5
Дальневосточный (северо-восток)	9 ± 7	2 ± 5	17 ± 8	7 ± 7
Дальневосточный (юго-восток)	10 ± 10	1 ± 3	16 ± 9	5 ± 4
ЕТР	4 ± 3	1 ± 4	11 ± 5	1 ± 5
Западная Сибирь	7 ± 4	1 ± 1	16 ± 8	4 ± 3
Восточная Сибирь	10 ± 3	3 ± 3	19 ± 7	6 ± 4
Россия	6 ± 3	2 ± 1	14 ± 5	4 ± 3

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, в которых стандартное отклонение меньше среднего изменения.

Таблица 7.7. Изменения (%) суммарных (СМО) и конвективных (КВО) осадков на Европейской территории России, в Западной и Восточной Сибири, рассчитанные для лета 2041–2060 гг. и 2080–2099 гг.

Период, годы	ЕТР		Западная Сибирь		Восточная Сибирь	
	СМО	КВО	СМО	КВО	СМО	КВО
2041–2060	1 ± 5	4 ± 6	4 ± 3	6 ± 5	6 ± 4	4 ± 5
2080–2099	0 ± 8	4 ± 9	7 ± 6	12 ± 8	14 ± 7	11 ± 9

Примечание. Жирным шрифтом выделены значения, в которых стандартное отклонение меньше среднего изменения.

рое в среднем по ансамблю составляет 5–10% на значительной территории России. Это означает, что следует ожидать увеличения повторяемости таких опасных явлений погоды, как грозы, ливни и паводки. С другой стороны, модели дают большой межмодельный разброс количества конвективных осадков, при котором стандартное отклонение равно или превышает средние изменения в середине XXI века (табл. 7.7), указывая тем самым на неопределенность оценок. Сравнение рис. 7.14 и рис. 7.15 дает основание полагать, что увеличение летом суммарных осадков на севере Европейской России, в Западной и Восточной Сибири будет обусловлено преимущественным увеличением конвективных осадков.

7.5.2. Экстремальные осадки

Помимо расчета ожидаемых в будущем изменений среднего количества осадков разных типов, чрезвычайно важно получить оценки изменения осадков большой интенсивности (т. е. > 90-й процентиля вероятностных функций распределения суточных сумм осадков).

Летом в середине XXI века практически на всей территории России следует ожидать увеличения осадков большой интенсивности — на 2–6% по отношению к их интенсивности в конце XX века. Увеличение экстремальных осадков в южных регионах России будет происходить одновременно с уменьшением числа случаев с такими

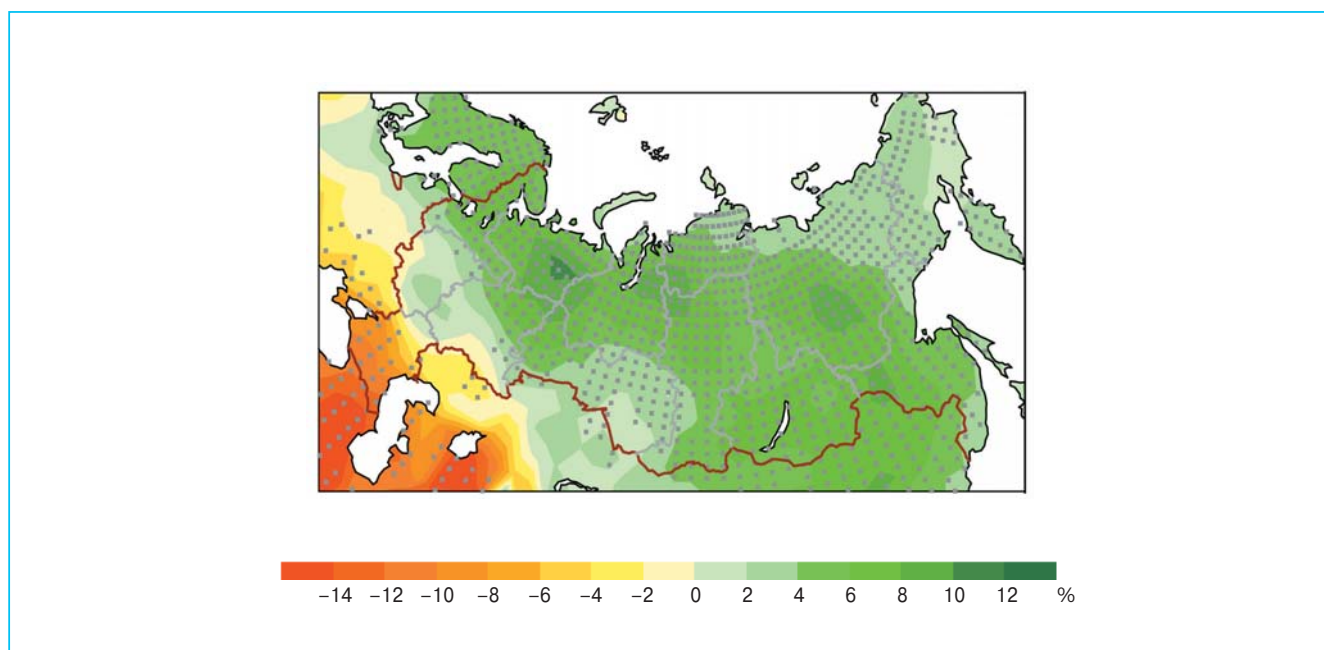


Рис. 7.15. Изменения конвективных осадков (%) на территории России летом к середине XXI века, рассчитанные по ансамблю МОЦАО для сценария А2. Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака.

осадками на фоне усиления там засушливых условий. Однако из-за большого модельного разброса достоверность изменений интенсивных осадков оказывается низкой.

Увеличение зимой осадков средней интенсивности обусловлено увеличением преимущественно их умеренной интенсивности, особенно на территории Сибири. Таким образом, на фоне общего увеличения количества осадков к середине XXI века зимой интенсивность осадков окажется менее экстремальной по сравнению с концом XX века. Согласованность между моделями в оценке изменений осадков разной интенсивности зимой оказывается заметно большей, чем летом. Эти оценки согласуются с полученными ранее для предыдущего поколения МОЦАО (см., например, (Мохов и др., 2003)).

7.5.3. Годовой сток

С начала 1990-х годов выполнено большое число исследований, в которых в связи с наблюдаемым потеплением климата оценивались изменения стока рек в разных регионах земного шара, включая территорию России (Винников и др., 1990; Шикломанов, 1994; Шикломанов, Георгиевский, 1995, 2002; Георгиевский и др., 1996; Мохов, Хон, 2002; Мохов и др., 2003; Манабе и Везеролд, 2003; Мелешко и др., 2004а, 2004б; Борзен-

кова, Лемешко, 2005; Walsh et al., 2002; Elguindi and Giorgi, 2007; Kattsov et al., 2007; Мелешко и др., 2007б). В этих исследованиях использовались разные по степени сложности и физической полноте методы расчета гидрологического режима отдельных речных бассейнов и регионов: сравнительно простые эмпирические модели, воднобалансовые модели и МОЦАО разного пространственного разрешения, включающие также встроенные в них региональные модели высокого разрешения. Большинство расчетов для территории России показывает, что при потеплении глобального климата ожидается дальнейшее увеличение водных ресурсов в тех регионах, где существует достаточное или избыточное увлажнение. Уменьшение водных ресурсов будет происходить в регионах, где водообеспеченность в настоящее время оказывается предельной или недостаточной. При этом во всех крупных реках бассейна Северного Ледовитого океана при всех сценариях ожидается увеличение годового стока. Вместе с тем количественные оценки этих изменений на территории России различаются между собой в зависимости как от принятых сценариев потепления климата, так и от качества используемых моделей.

В разделе 7.1 отмечалось, что вплоть до середины XXI века изменения основных климатических характеристик на территории России, вклю-

чая составляющие гидрологического режима, мало зависят от сценариев эмиссий. С другой стороны, установлено, что расчетные изменения будущего стока для отдельных бассейнов могут существенно зависеть от выбора исходных параметров конкретной МОЦАО (температуры и влажности воздуха, осадков). Поэтому при регионализации (даунскейлинге) расчетов составляющих водного баланса, по-видимому, целесообразно в качестве исходных параметров использовать ансамблевые оценки с учетом их межмодельного разброса.

В последние годы широкое распространение получили непосредственные расчеты изменений гидрологического режима, вызванных потеплением климата, на крупных водосборах рек разных регионов земного шара непосредственно с помощью сложных физико-математических моделей (Арпе и др., 2002; Мохов, Хон, 2002; Манабе, Везерольд, 2003; Arnell, 2003; Мелешко и др., 2004а, 2004б; Walsh et al., 2002; Kattsov et al., 2007).

В настоящее время стали широко применяться глобальные и региональные модели климата высокого пространственного разрешения, в которых детально учитываются воднофизические характеристики почвогрунтов и в явном виде описывается горизонтальный перенос воды с учетом склоновой и русловой трансформации стока, что позволяет более реалистично оценивать изменения внутригодового стока и проводить его валидацию на выбранных створах (Hagemann and Dümenil, 1998).

Вследствие неточностей описания основных климатообразующих обратных связей, а также различий модельных описаний радиационных, тепло- и воднофизических характеристик почвы, свойств растительного покрова и др. расчеты изменений климата по разным моделям могут заметно различаться между собой. Для переменных гидрологического цикла, таких как осадки, сток, влажность почвы и др., эти различия могут быть весьма значительными. Заметный вклад в них вносит также межгодичная естественная изменчивость климата, которая присутствует в осредненных за 20 лет единичных расчетах (см. главу 6). Это обнаруживается в ансамблевых расчетах по одной МОЦАО от разных начальных условий. Чтобы минимизировать неопределенности такого рода, расчеты и анализ изменения климата целесообразно проводить по мультимодельному ансамблю (см. раздел 5.5).

В работе (Мелешко и др., 2004б) выполнен расчет среднего по ансамблю из 5 МОЦАО изменения годового стока на семи водосборах России и сопредельных территориях. Сток оценивался по разности между средними за год осадками и испа-

рением — сначала для каждой МОЦАО в отдельности, а затем в среднем по ансамблю. Показано, что на большинстве рассмотренных водосборов к середине XXI века следует ожидать увеличение стока. Так, на водосборе северных рек (Печора, Северная Двина, Мезень) годовой сток увеличится на 4%; на реках Обь, Енисей, Лена его увеличение составит соответственно 1, 5 и 11%. С другой стороны, в бассейнах рек Днепра и Дона годовой сток уменьшится на 3%. На всех водосборах получен большой межмодельный разброс оценок. В результате только на трех из них (бассейн северных рек, Енисей и Лена) увеличение годового стока к середине XXI века статистически значимо на уровне 5%.

В архиве модельных данных ОД4 МГЭИК (см. раздел 5.6), помимо месячных полей осадков разных форм и испарения, по которым ранее рассчитывался средний за год сток, содержатся также месячные поля локального стока поверхностных и грунтовых вод (дренаж) и скорости таяния снежного покрова. Эти данные позволяют определить внутригодовые изменения некоторых важных характеристик гидрологического режима.

На большей части территории России и особенно в Сибири заметное увеличение стока ожидается уже в начале XXI века (рис. 7.16). В южных регионах Европейской территории России и сопредельных стран наблюдается тенденция к уменьшению стока, особенно выраженная на Украине и Северном Кавказе. В южном бассейне, включающем водосборы Днепра, Дона и Днестра, следует ожидать уменьшения годового стока вследствие уменьшения годовых сумм осадков и увеличения испарения весной и летом.

Используемый ансамбль МОЦАО демонстрирует большой разброс оценок стока. Чтобы получить более полное представление об основных тенденциях изменения стоков при наличии большого межмодельного разброса, в табл. 7.8 приводятся изменения годового стока для конца XXI века.

В начале XXI века стандартные отклонения изменений стока на многих водосборах сравнимы со средними по ансамблю изменениями. Однако к середине века на некоторых водосборах, в первую очередь Лены, Енисея, северных и чукотских рек, изменения годового стока превышают значения межмодельного разброса. На большинстве водосборов изменения стока статистически значимы на уровне 5%. Лишь для водосбора Волги и Урала изменения стока оказались незначимыми, поскольку через этот водосбор проходит граница, разделяющая области увеличения и уменьшения годового стока.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

Таблица 7.8. Среднее за год изменение стока в начале (2011–2030 гг.), середине (2041–2060 гг.) и конце (2080–2099 гг.) XXI века, рассчитанное по ансамблю из 13 МОЦАО

Речной бассейн, регион	2011–2030 гг.	2041–2060 гг.	2080–2099 гг.
Волга	4 ± 7	6 ± 9	11 ± 16
Обь	5 ± 5	7 ± 7	13 ± 10
Енисей	5 ± 4	10 ± 6	21 ± 8
Лена	8 ± 5	17 ± 7	34 ± 15
Амур	3 ± 8	11 ± 10	23 ± 17
Северные реки	6 ± 5	11 ± 7	26 ± 12
Южные реки	-3 ± 10	-5 ± 8	-16 ± 15
Водосборы Чукотки	8 ± 4	15 ± 8	37 ± 15
Балтийский водосбор	0 ± 5	4 ± 5	10 ± 7
ЕТР	4 ± 5	7 ± 6	14 ± 12
Западная Сибирь	5 ± 3	11 ± 4	22 ± 5
Восточная Сибирь	6 ± 2	14 ± 5	32 ± 10
Россия	5 ± 2	11 ± 3	23 ± 4

Примечание. Изменения стока и межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю МОЦАО даны в процентах по отношению к базовому периоду (1980–1999 гг.). Сценарий А2. Жирным шрифтом помечены значения, при которых средние изменения больше стандартного отклонения ($\pm\sigma$), полученного по ансамблю.

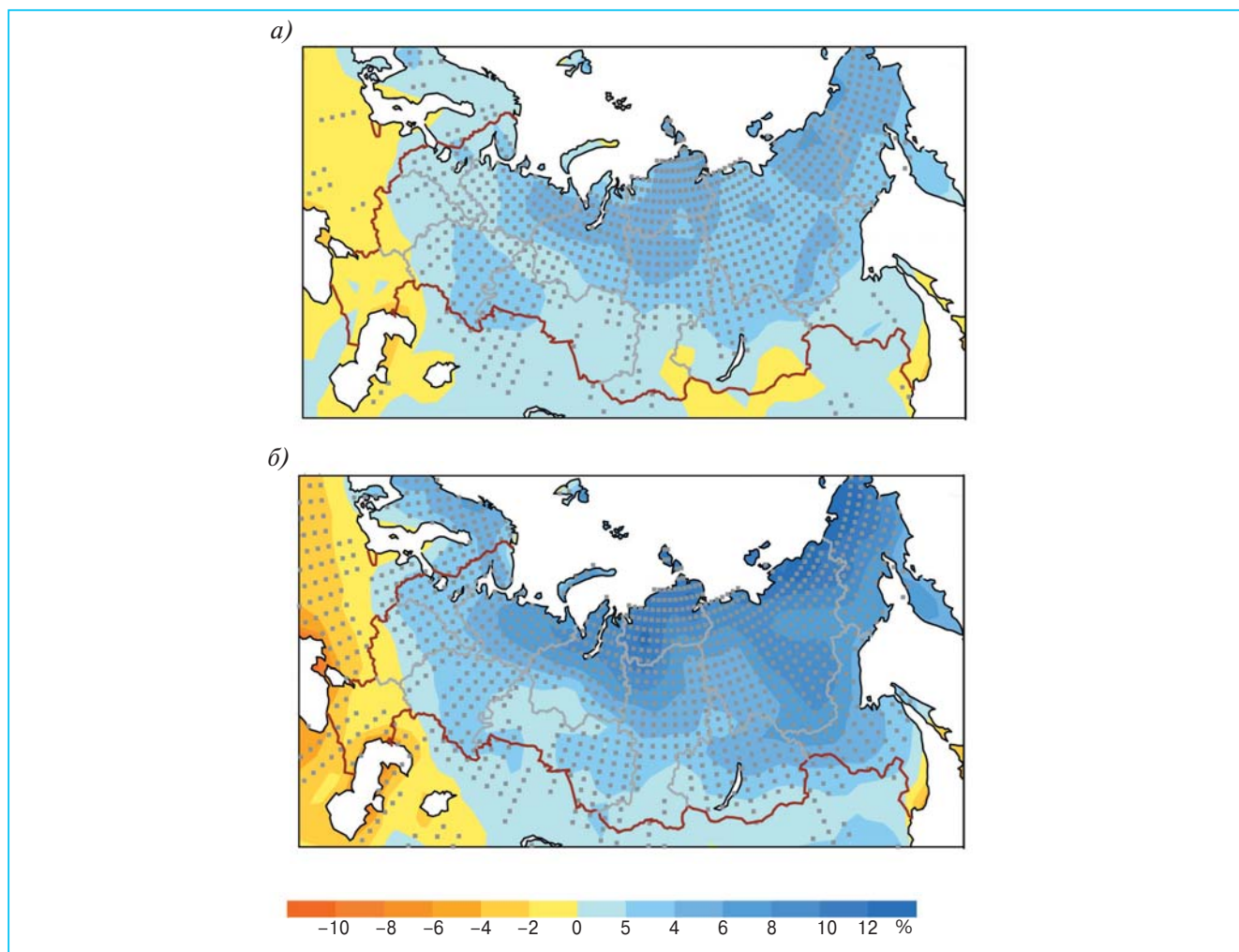


Рис. 7.16. Изменения среднего за год стока (%) в 2011–2030 гг. (а) и 2041–2060 гг. (б) с учетом сценария А2. Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака.

Блок 7.2. Изменения уровня Каспийского моря под влиянием глобального потепления климата

Каспийское море является уникальным по своим природным ресурсам бессточным водоемом. На протяжении прошлого столетия уровень моря был подвержен значительным колебаниям, что приводило к серьезным экономическим и экологическим последствиям в прибрежной зоне и на акватории прикаспийских государств. Изменения уровня Каспийского моря отражают климатические изменения на большой территории его водосбора, занимающего площадь около 3,5 млн. км². Существует обширная литература, посвященная объяснению причин колебаний уровня моря. Обстоятельный анализ изменения основных составляющих водного баланса на протяжении XX века приводится в ряде недавних исследований (Шикломанов и др., 2003б; Георгиевский и др., 2003а, 2003б и др.). Показано, что межгодовые естественные колебания уровня моря определяются двумя разнонаправленными факторами — притоком речных вод в море, из которых на долю Волги приходится 84% общего притока, и видимым испарением с поверхности моря, т. е. разностью между фактическим испарением и осадками на его зеркале. В предположении замыкания водного баланса моря за последние примерно 100 лет из данных наблюдений и эмпирических оценок следует, что амплитуда межгодовых колебаний притока речных вод заметно превосходит амплитуду колебаний видимого испарения.

Попытки оценить возможности расчета с помощью глобальных моделей атмосферы основных составляющих теплового и водного баланса на водосборе Каспийского бассейна и понять климатически значимые естественные механизмы, вызывающие колебания отдельных составляющих водного баланса Каспийского моря, предпринимались в некоторых недавних исследованиях (Арпе и др., 1999, 2002; Мелешко и др., 1998; Павлова и др., 2001; Спорышев и др., 2003а; Elguindi and Giorgi, 2006). Показано, что ряд моделей достаточно успешно воспроизводят среднегодовые значения отдельных составляющих водного баланса на водосборах рек Волга и Урал, а также на акватории моря. Обнаружена воспроизводимая глобальной моделью атмосферы ЕСНАМ4 статистически значимая связь между изменениями уровня Каспийского моря и аномалиями температуры в тропической зоне Тихого океана, которые, в свою очередь, связаны с явлением Эль-Ниньо — южное колебание (Арпе et al., 2000).

Существуют статистические методы долгосрочного прогноза изменений уровня Каспийского моря (на сроки до 18 лет), обусловленных естественными колебаниями в системе атмосфера — океан — криосфера — поверхность континентов (Малинин, 1994; Абузьяров, 2003; Мещерская, Голод, 2003). В основе этих методов, по существу, лежит экстраполяция различных статистических зависимостей, установленных за предшествующие годы. Однако вследствие ограниченной предсказуемости естественных колебаний климатической системы успешность таких прогнозов на сроки в несколько лет остается очень низкой, особенно, когда происходит смена режимов крупномасштабной циркуляции атмосферы над рассматриваемым регионом.

Большой научный и практический интерес представляет вопрос о возможном антропогенном изменении уровня Каспийского моря. Существует два типа антропогенного воздействия: непосредственное увеличение водопотребления в результате хозяйственной деятельности и глобальное потепление климата в результате увеличения содержания парниковых газов в атмосфере. Согласно некоторым оценкам (Шикломанов, Георгиевский, 1995), во второй половине XX века произошли существенные изменения водного режима рек южного склона России и сопредельных территорий, вызванные интенсивным развитием орошения, промышленно-коммунального и сельскохозяйственного водопотребления, а также сооружением водохранилищ и их каскадов. В результате годовой сток таких рек, как Дон, Днепр, Урал, уменьшился на 30%, а Волги — на 10% по отношению к естественной норме.

На основе сценариев антропогенного изменения климата и потерь стока рек в результате безвозвратного водопотребления выполнена оценка возможных изменений уровня Каспийского моря до 2020 г. с помощью эмпирической модели (Шикломанов и др., 2003а). Показано, что наиболее вероятное понижение уровня моря может составить 0,5–0,9 м к 2020 г., хотя в отдельные годы уровень может существенно отклоняться от этого среднего понижения вследствие естественной изменчивости климата.

Ниже приводятся результаты расчетов влияния глобального потепления климата, вызванного увеличением содержания парниковых газов в атмосфере, на изменения уровня Каспийского моря в XXI веке, основанные на прямом моделировании составляющих водного баланса с помощью МОЦАО СМIP3. До сих пор сложность такой оценки состояла в том, что во многих моделях акватория Каспийского моря вообще не была представлена. Однако в настоящее время несколько МОЦАО

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

в явном виде включают акваторию Каспийского моря и реалистично воспроизводят процессы тепло- и влагообмена на его поверхности. Водосбор Каспийского моря отличается большим разнообразием ландшафтов. В частности, он захватывает часть кавказской горной системы и значительные районы пустынь и полупустынь вблизи акватории моря. Точное моделирование речного стока на такой территории требует использования региональных моделей с очень высоким пространственным разрешением. МОЦАО, используемые в настоящее время для моделирования глобальных климатических изменений, имеют гораздо меньшее пространственное разрешение. В работах (Арпе и др., 2002; Спорышев и др., 2003а) был проведен статистический анализ значимости вклада отдельных составляющих водного баланса Каспийского моря в изменение уровня моря. Анализ показал, что при моделировании можно ограничиться двумя основными факторами, влияющими на водный баланс Каспия, — стоком Волги и видимым испарением с поверхности моря. Оба этих фактора существенно коррелированы с изменениями уровня, но слабо связаны между собой. При этом, поскольку гидрологические режимы водосбора Волги и акватории моря достаточно хорошо воспроизводятся рядом современных МОЦАО, оба фактора могут быть получены из модельных расчетов. Оценка межгодовых изменений уровня

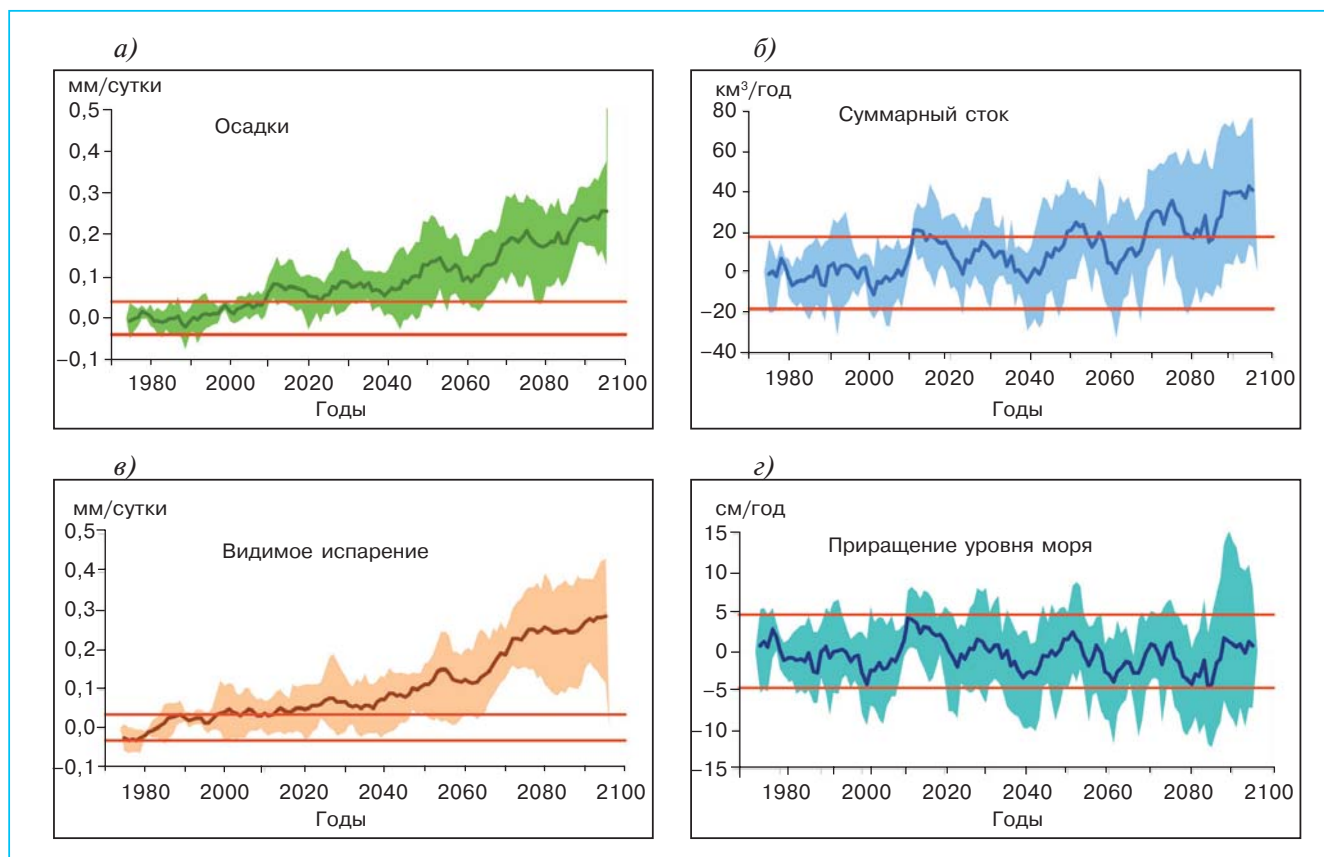


Рис. 7.17. Изменения во времени средних за год аномалий составляющих водного баланса на водосборе Волги (а, б) и акватории Каспийского моря (в, г) в XXI веке, рассчитанные по ансамблю из 7 МОЦАО с 10-летним скользящим осреднением для сценария А2. Аномалии рассчитывались по отношению к периоду 1980–1999 гг.: а) осадки, б) суммарный сток; в) видимое испарение; г) приращение уровня моря. Разброс модельных оценок характеризуют выделенные соответствующим цветом области, в которые попадают средние модельные значения. Две горизонтальные прямые обозначают границы интервала естественной изменчивости, в который должны попадать 95% десятилетних модельных средних при сохранении статистической структуры изменчивости базового климата. Если кривая выходит за границы этого интервала, то рассматриваемые изменения статистически значимы на уровне 5%. В расчетах использованы следующие МОЦАО (в скобках указано число узлов сетки на акватории моря): CSIRO-Mk3.0 (15), ECHAM5/MPI-OM (11), MIROC3.2 (medres) (8), CNRM-CM3 (6), UKMO-HadCM3 (4), CGCM3.1(T47) (3), INM-CM3.0 (2).

моря при таком подходе производится с помощью двухфакторной регрессионной модели, основанной на данных наблюдений (Арпе и др., 2002). Среднеквадратическая ошибка модели при использовании данных наблюдений составляет примерно 4 см/год. Такой подход уже использовался для оценки будущих изменений уровня Каспийского моря в работе (Спорышев и др., 2003б).

На рис. 7.17 показаны изменения во времени средних за год составляющих водного баланса на водосборе Волги и акватории Каспийского моря в XXI веке, рассчитанные по ансамблю из 7 МОЦАО, в которых Каспийское море представлено в явном виде. Согласно расчетам, среднее за год увеличение осадков на водосборе Волги может быть значимо в первой половине XXI века и к середине века их увеличение составит $6 \pm 4\%$ по отношению к базовому периоду. Одновременно с увеличением осадков будет увеличиваться и испарение. В результате сток Волги постепенно увеличится, но изменения становятся статистически значимыми только к концу столетия даже при “жестком” сценарии A2. С другой стороны, на акватории моря не ожидается заметного увеличения количества осадков в связи с развитием засушливых условий в южных регионах России, но при этом ожидается значительное увеличение испарения с поверхности моря, которое к середине XXI века составит $12 \pm 4\%$ по отношению к базовому периоду. В результате водный баланс и соответственно уровень Каспийского моря в XXI веке будут подвержены многолетним колебаниям естественного происхождения, а статистически значимых изменений уровня моря, обусловленных потеплением климата, не ожидается.

Аналогичный анализ результатов расчетов по сценариям A1B и A2 с МОЦАО CMIP3 и региональной климатической моделью был выполнен в работах (Elguindi and Giorgi, 2006, 2007). Анализ также показал устойчивое увеличение среднегодового количества осадков на водосборе Волги и испарения на акватории моря. Однако авторы пришли к другим выводам относительно предполагаемых тенденций изменения уровня Каспийского моря в XXI веке. Например, при расчетах по сценарию A2 при большом межмодельном разбросе в оценках изменений уровня моря к концу XXI века (от повышения на 5 м до понижения на 20 м) среднее по ансамблю МОЦАО понижение уровня составило 9 м. Такое расхождение в выводах при использовании близких модельных данных, по-видимому, объясняется двумя причинами. Во-первых, в указанных работах рассматривался полный водосбор Каспийского моря без учета того, что составляющие водного баланса для южной части водосбора воспроизводятся моделями со значительными ошибками. Во-вторых, при расчете приращений уровня моря количество осадков на суше было искусственно занижено с помощью поправочных коэффициентов, введенных для того, чтобы получить изменения уровня в XX веке, близкие к наблюдаемым. Обе указанные причины усиливают тенденцию увеличения испарения на водосборе в XXI веке и ослабляют тенденцию увеличения количества осадков, что и дает различие в результатах.

В итоге можно заключить, что все исследования сходятся в том, что в XXI веке ожидается устойчивое увеличение среднегодового количества осадков на водосборе Волги и испарения на акватории моря, однако оценки предполагаемых изменений уровня моря для разных моделей значительно различаются и, кроме того, существенно зависят от используемых методов коррекции модельных ошибок. Таким образом, вопрос о том, насколько глобальное потепление климата может отразиться на значительных в прошлом естественных колебаниях уровня Каспийского моря, остается открытым и требует дальнейших исследований.

7.5.4. Сезонный локальный сток

Вследствие неодинакового времени формирования основных фаз гидрологического режима в отдельных речных бассейнах, обусловленного разным временем добега стока по руслам основных рек, в настоящее время не представляется возможным определить внутригодовой речной сток для больших водосборов или территорий России с помощью современных МОЦАО. Однако можно оценить локальные изменения внутригодового стока в результате дренирования воды в деятельном слое почвы и на его поверхности. Если осадки и снеготаяние превышают испарение и влажность деятельного слоя почвы превышает ее

максимальную влагоемкость, то образуется избыток воды, который обычно интерпретируется в МОЦАО как локальный сток. Этот сток определяет величину реально наблюдаемого стока, который образуется в результате склоновой и русловой трансформации, а также формирования подземных вод.

При потеплении климата на северо-западе России (водосборы бассейна Балтийского моря) будет происходить некоторое выравнивание зимнего и весеннего локального стока. Зимний сток будет увеличиваться, а весенние пиковые значения будут уменьшаться на фоне незначительного увеличения среднегодового стока на 4% к середи-

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

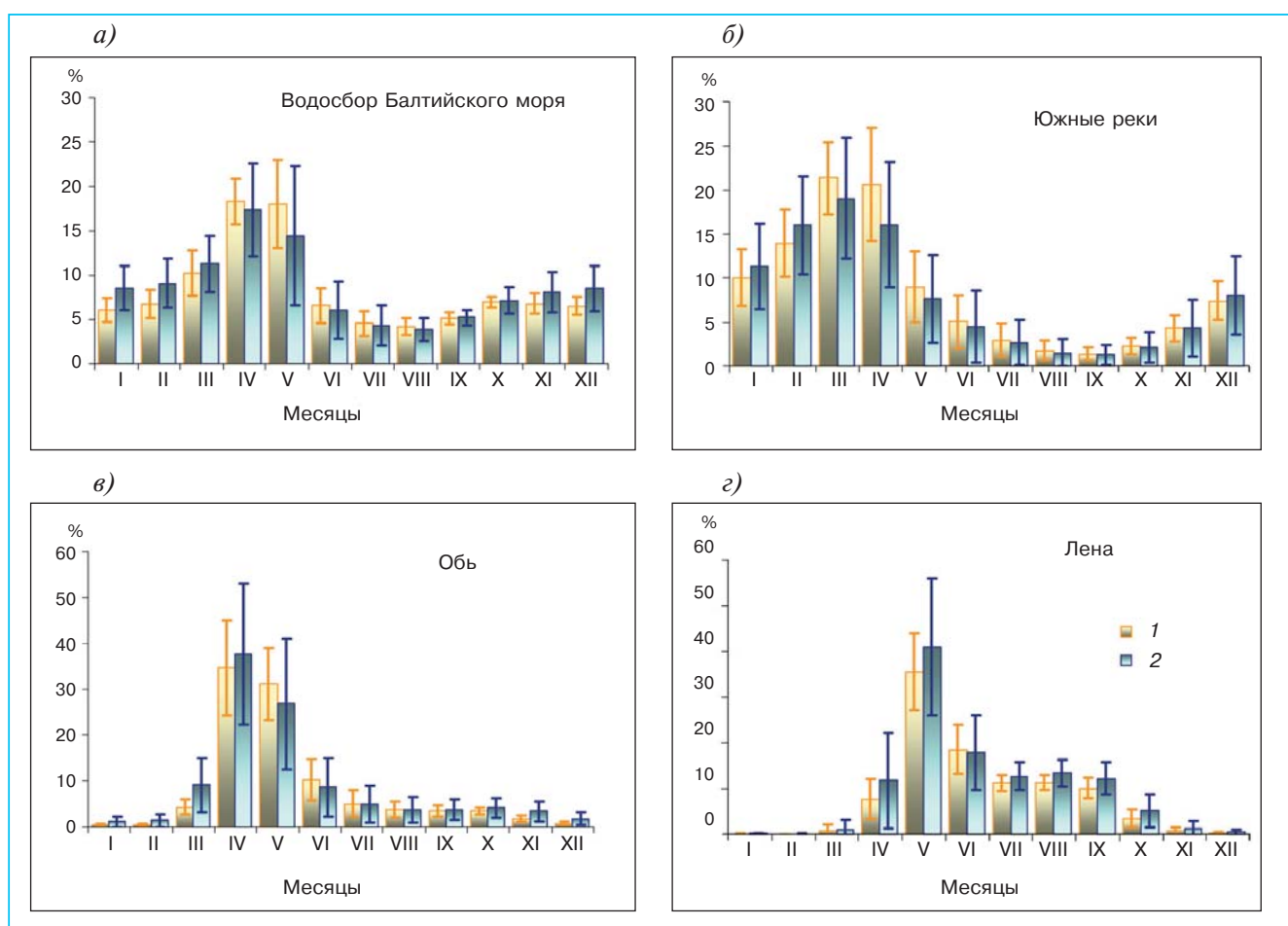


Рис. 7.18. Внутригодовое распределение месячных значений локального стока (%) в базовый период (1) и в середине XXI века (2) на водосборах Балтийского моря (а), в бассейнах южных рек (б), Оби (в) и Лены (г) по отношению к среднему за год стоку в базовый период (1980–1999 гг.). Вертикальные линии в каждом столбце показывают межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю из 13 МОЦАО. Сценарий А2.

не XXI века (рис. 7.18а). Летом локальный сток не будет меняться, по крайней мере до середины века. На юго-западе России во внутригодовом перераспределении локального стока будет наблюдаться аналогичная картина, однако при этом к середине XXI века будет происходить уменьшение на 5% среднегодового стока (рис. 7.18б). На водосборе Оби на фоне увеличения среднегодового стока на 7% к середине века наибольшие изменения локального стока ожидаются весной при значительном его увеличении ранней весной и незначительном изменении зимой и летом (рис. 7.18в). На водосборе Лены межгодовые различия локального стока будут увеличиваться преимущественно вследствие его увеличения при весеннем снеготаянии (см. раздел 7.6.1) в результате дополнительно накопленного снега зимой (рис. 7.18г). Летний сток будет также увеличиваться вследствие увеличения осадков, но незначительно, а зимний останется без изменения до конца XXI века. Указан-

ные внутригодовые изменения будут происходить на фоне увеличения годового стока на 17% к середине XXI века. Аналогичные изменения локального стока ожидаются на водосборах рек Чукотки.

Во всех регионах России наибольшие внутригодовые изменения локального стока будут происходить преимущественно весной, и только в западных регионах значительные изменения также ожидаются зимой. Расчеты внутригодового стока по ансамблю МОЦАО показывают достаточно большой разброс оценок, особенно в период зимнего и весеннего снеготаяния, когда криосферные процессы играют чрезвычайно важную роль в формировании гидрологического режима (см. раздел 7.6.1). Полученные оценки изменения месячного локального стока по ансамблю МОЦАО оказываются статистически незначимы. Поэтому, независимо от сценария эмиссий, эти оценки следует рассматривать лишь как качественные, характеризующие возможные тенденции.

7.5.5. Влагосодержание верхнего слоя почвы

Влагосодержание почвы является важным климатическим параметром, характеризующим гидрологические условия на подстилающей поверхности. Это очень изменчивая в пространстве характеристика, определение которой зависит не только от методов параметризации физических процессов в атмосфере и деятельном слое почвы, но также от задаваемых крупномасштабных тепло- и воднофизических свойств деятельного слоя почвы, которые не унифицированы в современных МОЦАО.

Сведения о возможных изменениях увлажнения деятельного слоя почвы чрезвычайно важны для оценки уязвимости и потенциала сельскохозяйственного производства в отдельных регионах.

В архиве модельных данных ОД4 МГЭИК (см. раздел 5.6) содержатся результаты расчетов только

двух характеристик влажности почвы, а именно влажности верхнего слоя глубиной 0,1 м и полного влагосодержания слоя почвы, глубина которого может быть разной в разных МОЦАО. Это создает определенные трудности при анализе изменения влажности по ансамблю МОЦАО. По этой причине при анализе влажности почвы рассматривался только ее верхний слой. Последний не может в полной мере характеризовать влажность всего деятельного слоя почвы. Тем не менее он может служить индикатором степени его увлажнения.

При потеплении климата засушливые условия на значительной части территории России начинают формироваться уже весной и усиливаются летом (рис. 7.19). Если в северных, относительно увлажненных регионах некоторое уменьшение влажности почвы, по-видимому, не будет иметь

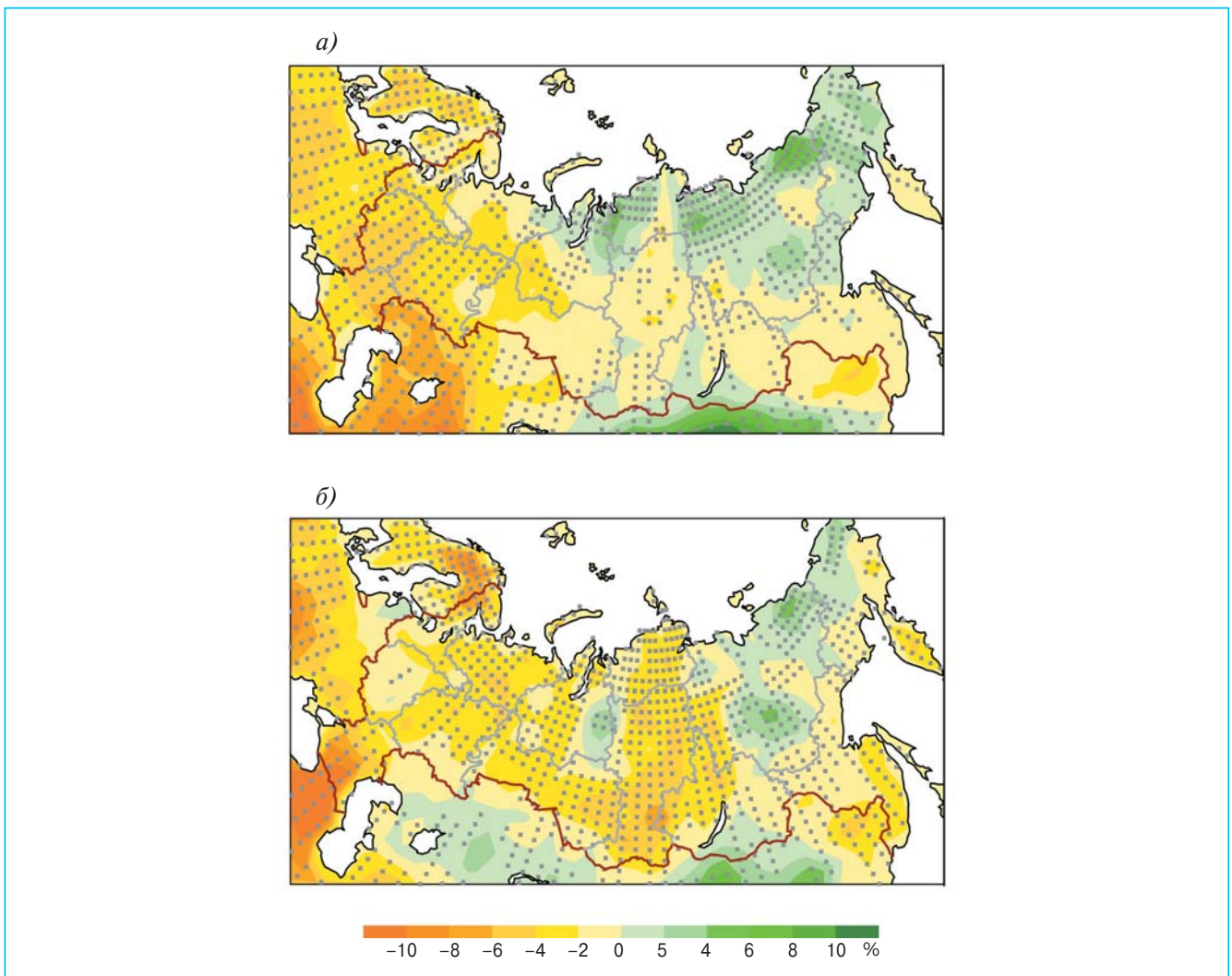


Рис. 7.19. Изменения влагосодержания верхнего слоя почвы (%) на территории России весной (а) и летом (б) к середине XXI века для сценария А2. Расчеты выполнены по ансамблю из 6 МОЦАО. В анализе использованы данные о влажности верхнего слоя почвы (10 см). Точками выделены области, в которых более двух третей моделей показывают изменения одного знака.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

Таблица 7.9. Изменения (%) влагосодержания верхнего почвы по отношению к базовому периоду весной и летом к 2011–2030 гг. и 2041–2060 гг., рассчитанные по ансамблю из 6 МОЦАО

Период, годы	Федеральный округ					
	Южный		Центральный		Приволжский	
	весна	лето	весна	лето	весна	лето
2011–2030	-2 ± 3	-4 ± 5	-2 ± 2	-0 ± 6	-1 ± 3	-3 ± 6
2041–2060	-4 ± 6	-8 ± 7	-2 ± 6	-2 ± 7	-3 ± 4	-2 ± 4

Таблица 7.10. Доля (%) твердых осадков по отношению к суммарным зимой за базовый период (1980–1999 гг.) и изменения (%) суммарных и твердых осадков, рассчитанные для зимы 2011–2030 гг. и 2041–2060 гг. по отношению к базовому периоду (1980–1999 гг.)

Период, годы	ЕТР		Западная Сибирь		Восточная Сибирь	
	суммарные осадки	снег	суммарные осадки	снег	суммарные осадки	снег
1980–1999	100	79	100	97	100	98
2011–2030	4 ± 3	1 ± 3	7 ± 4	7 ± 6	10 ± 3	9 ± 4
2041–2060	11 ± 5	2 ± 5	16 ± 8	15 ± 9	19 ± 7	17 ± 8

серьезных негативных последствий, то в южных регионах, которые периодически подвержены влиянию засух в настоящее время, дальнейшее уменьшение влагосодержания почвы весной и летом будет усугублять засушливость.

Особого внимания заслуживают три российских региона: Южный, Центральный и Приволжский федеральные округа. Межмодельный разброс изменений влажности почвы в ансамбле достаточно велик по сравнению со средними изменениями, полученными по ансамблю МОЦАО, особенно в Центральном и Приволжском федеральных округах (табл. 7.9). Одной из причин большого межмодельного разброса оценок может быть отсутствие унифицированных базовых характеристик подстилающей поверхности и почвы (тепло- и воднофизические характеристики почвы, альbedo разных типов поверхности и др.), используемых в современных МОЦАО. Определенную роль здесь играют и большие различия методов параметризации процессов в деятельном слое почвы и на ее поверхности в моделях и сложности их валидации.

Минимальное влагосодержание верхнего слоя почвы в Южном федеральном округе устанавливается в июле и составляет 55% среднего за год. Наибольшее среднее месячное уменьшение влажности почвы по отношению к их значениям в базовый период достигается в июле и августе и со-

ставляет 4% в начале XXI века и 8% к его середине. И только с середины XXI века расчетные изменения влажности почвы начинают превышать межмодельные стандартные отклонения (в мае, июне и июле).

7.6. Криосферные характеристики климата

7.6.1. Снежный покров суши

Расчеты будущих изменений снежного покрова на континенте говорят об ускоряющемся сокращении его площади и уменьшении массы на протяжении XXI века. Наибольшие изменения происходят при реализации сценариев A1B и A2.

Если общее количество осадков, выпадающих в среднем за год на территории России, принять за 100%, то, согласно расчетам по ансамблю моделей, 41% из них выпадает в твердой фазе (снег) в холодное время*. Это дает возможность судить о том, насколько важную роль играет накопленная масса снега зимой в гидрологическом цикле и, особенно, в формировании стока зимой и во время интенсивного таяния снега весной при потеплении климата. Из-за больших размеров территории России указанное деление на жидкие и твердые осадки может сильно различаться в отдельных регионах (табл. 7.10).

* Вследствие того, что температура воздуха на территории оказывается в моделях несколько заниженной, количество осадков, выпадающих в твердой фазе, примерно на 10–15% больше, чем показывают результаты диагностических оценок (Кобышева, 2001).

На Европейской территории России доля снега в суммарных осадках примерно на 20% меньше по сравнению с их долей в Сибири. Увеличение суммарных осадков на Европейской территории происходит преимущественно вследствие увеличения жидких осадков в зимний период, в то время как в Западной и Восточной Сибири основную их долю составляет снег. Это означает, что на Европейской территории следует ожидать незначительного накопления массы снега и заметного увеличения зимнего стока к середине века, а в Западной и Восточной Сибири, наоборот, будет происходить заметное накопление массы снега зимой и его интенсивное таяние весной.

Как отмечалось в разделе 7.5.3, на водосборах в средних широтах максимальный сток наблюдается весной в период интенсивного таяния снега. Поскольку в начале весны деятельный слой почвы, как правило, оказывается насыщенным влагой, основная масса растаявшего снега расходуется на сток. Рассчитав средние месячные изменения массы снега в марте и мае в XXI веке по отношению к базовому климату, можно оценить изменения сезонного распределения стока, обусловленные таянием снежного покрова. На величину стока оказывают влияние два фактора: увеличение скорости таяния снега в результате потепления климата и изменение накопленной за зиму массы снега. Результаты расчетов показывают, что на водосборе Оби на протяжении XXI века уменьшения массы снега к началу весны (март) оказываются большими по сравнению с уменьшением массы снега к концу весны (в мае). Совершенно другая ситуация складывается на водосборах Енисея и Лены, где в XXI веке происходит заметное увеличение накопленной за зиму массы снега (март) и уменьшение массы снега в мае. Иными словами, большее коли-

чество снега тает за более короткое время. Таким образом, вероятность крупных весенних паводков на этих водосборах на протяжении XXI века существенно увеличивается (Мелешко и др., 2004б).

По оценкам, полученным с помощью РКМ ГГО (Школьник и др., 2006, 2007), на территории России сокращение периода с устойчивым снежным покровом к середине XXI века может достигать одного месяца (рис. 7.20). В большей степени эти изменения затрагивают юг ЕТР и Сибири, а также Дальний Восток, в меньшей — центральные и северные районы ЕТР, Центральную и Восточную Сибирь.

В табл. 7.11 приводятся изменения средней за год массы тающего снега в начале, середине и конце XXI века по отношению к базовому периоду 1980–1999 гг., рассчитанные для крупных речных бассейнов отдельных регионов России субконтинентального масштаба. На ЕТР масса тающего снега будет постепенно убывать в течение XXI века вследствие меньшего его накопления зимой, а в Сибири, наоборот, будет увеличиваться, особенно на востоке.

На рис. 7.21 показаны внутригодовые изменения снеготаяния для четырех речных бассейнов, в которых ожидаются наибольшее уменьшение или увеличение годового снеготаяния в XXI веке. При потеплении климата в течение всей зимы и, особенно, весной существенно увеличивается таяние снега на водосборах Балтийского моря и, южных рек (рис. 7.21а, б). При этом весеннее снеготаяние будет более интенсивным в начале века по сравнению с серединой века, поскольку масса накопленного за холодное время года будет меньше и, следовательно, повторяемость и интенсивность весенних пиков снеготаяния, с которыми связаны крупные половодья, будут также уменьшаться.

Таблица 7.11. Средние за год значения массы тающего снега и межмодельные стандартные отклонения в начале, середине и конце XXI века (%) по отношению к базовому периоду (1980–1999 гг.), рассчитанные по ансамблю из 10 МОЦАО

Речной бассейн, регион	2011–2030 гг.	2041–2060 гг.	2080–2099 гг.
Балтийский водосбор	93 ± 8	85 ± 11	67 ± 17
Северные реки	99 ± 4	98 ± 6	93 ± 13
Южные реки	91 ± 8	77 ± 11	52 ± 14
Волга	98 ± 5	94 ± 8	81 ± 15
Обь	99 ± 2	100 ± 5	93 ± 10
Енисей	102 ± 3	103 ± 3	105 ± 5
Лена	102 ± 2	106 ± 4	114 ± 5
Водосборы Чукотки	104 ± 4	106 ± 4	114 ± 10
Амур	99 ± 5	99 ± 4	93 ± 8
ЕТР	97 ± 4	93 ± 7	81 ± 13
Западная Сибирь	101 ± 2	102 ± 3	102 ± 6
Восточная Сибирь	103 ± 2	104 ± 3	109 ± 5
Россия	101 ± 2	101 ± 3	99 ± 6

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

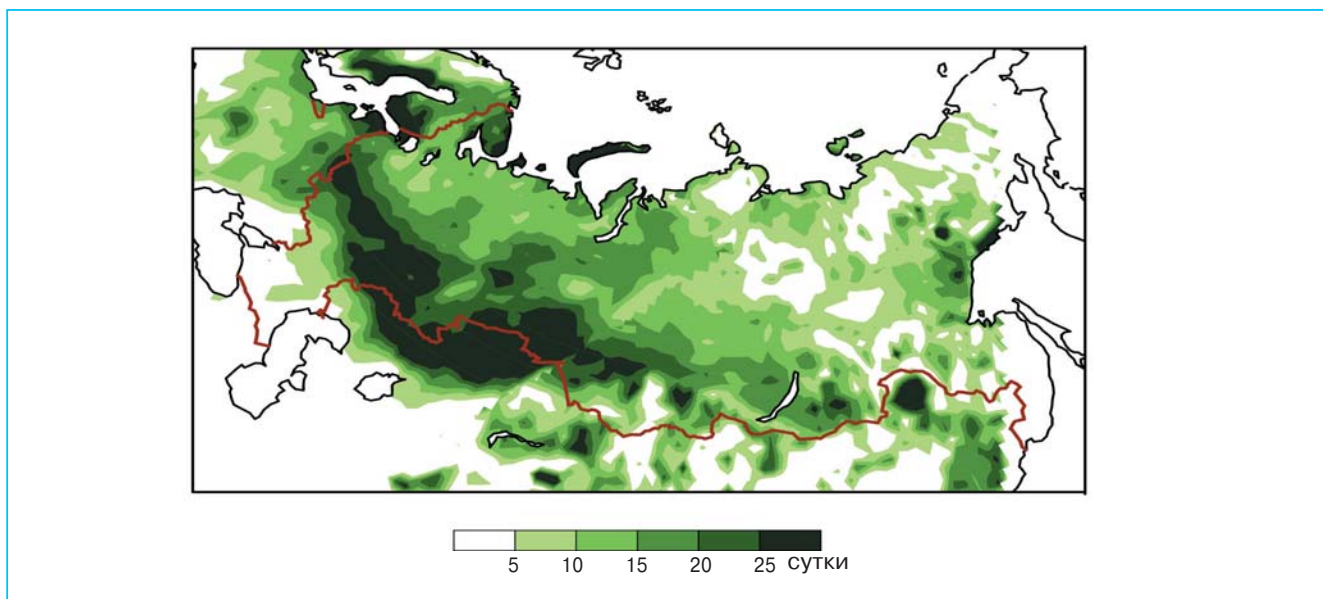


Рис. 7.20. Уменьшение числа суток в году с устойчивым снежным покровом к середине XXI века, полученное с помощью РКМ ГГО (Школьник и др., 2007).

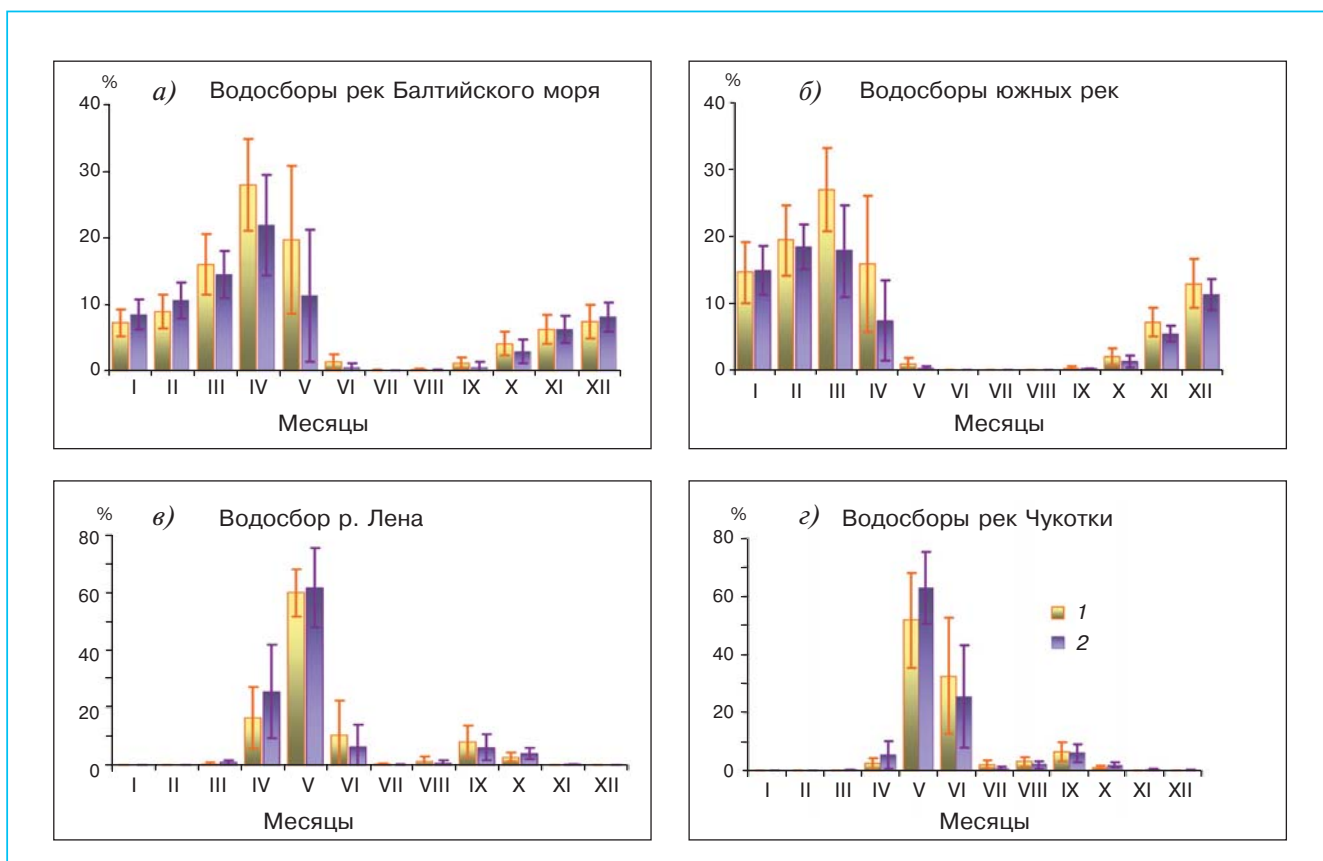


Рис. 7.21. Внутригодовое распределение месячных значений снеготаяния (%) в базовый период (1) и в середине XXI века (2) на водосборах Балтийского моря (а), в бассейнах южных рек (б), Лены (в) и водосборах рек Чукотки (г) по отношению к среднему снеготаянию за год в базовый период (1980–1999 гг.), рассчитанное по ансамблю из 10 МОЦАО для сценария А2. Вертикальные линии в каждом столбце показывают межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю.

С другой стороны, на водосборах Лены и в бассейнах рек Чукотки снеготаяние не будет увеличиваться зимой (рис. 7.22в, г), но будет наступать раньше и увеличиваться в течение всего XXI века весной вследствие большего накопления снега зимой при потеплении климата. Следует обратить внимание, что межмодельный разброс (стандартные отклонения) оценок снеготаяния превышают средние по ансамблю внутригодовые изменения на всех без исключения водосборах. Хотя полученные оценки физически хорошо согласуются с изменениями других характеристик климата, их количественная интерпретация в настоящее время затруднительна.

7.6.2. Многолетняя мерзлота и сезонное промерзание грунта

Наиболее важными характеристиками многолетней мерзлоты являются положение ее границы, глубины сезонного протаивания и промерзания, а также температура многолетнемерзлых слоев на разных глубинах. Перечисленные характеристики с разной степенью надежности можно получить из данных наблюдений, но далеко не все из них можно сравнить с расчетными. Особую трудность представляют сравнения границ вечной мерзлоты, рассчитанных по моделям климата и полученных

из наблюдений, в частности положение границы между регионами, которые характеризуются режимами сезонного протаивания и промерзания. Так, пространственная неоднородность наблюдений весьма велика, при этом наличие или отсутствие многолетнемерзлых слоев зависят от ландшафта и состава грунтов. Вместе с тем анализ расчетных распределений температуры по глубинам позволяет установить общие закономерности, характеризующие профили температуры в разных зонах многолетней мерзлоты, и сформулировать условия для определения положения ее границ. В частности, расчетное положение среднегодовой нулевой изотермы на глубине 3 м для суглинков, осредненное за некоторый период, достаточно реалистично определяет наблюдаемую границу многолетней мерзлоты, включая зоны прерывистой и островной мерзлоты (Павлова и др., 2007). Анализ расчетов также показывает, что на протяжении XX века положение этой границы изменилось незначительно. Расчетная площадь континентальной зоны многолетней мерзлоты при современном климате 21,8 млн. км², тогда как площадь этой зоны по современным геокриологическим данным составляет 22,8 млн. км² (Zhang et al., 1999). На рис. 7.22 показано положение границы многолетней мерзлоты в конце XX века, определяемой по среднегодовой нулевой изотерме на глубине 3 м. Это поло-

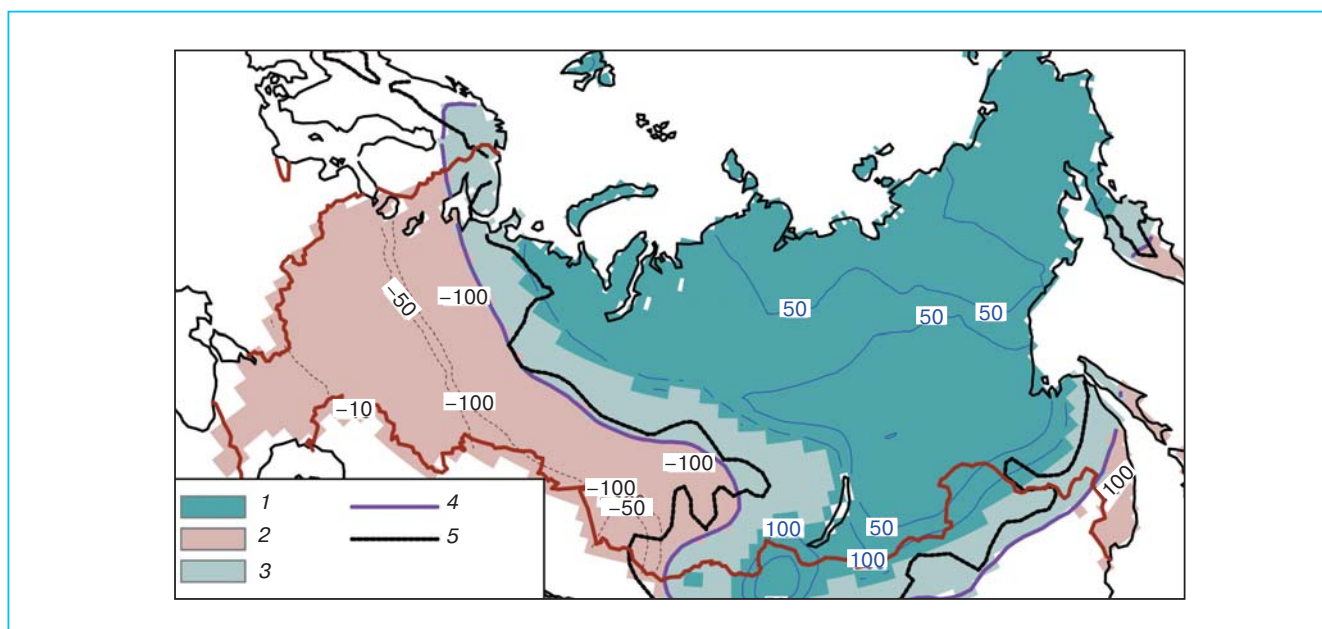


Рис. 7.22. Зоны сезонного протаивания (1) и сезонного промерзания (2) в середине XXI века. Изолиниями показано уменьшение глубины промерзания и увеличение глубины протаивания (см) по отношению к базовому периоду 1980–1999 гг.; 3 — зона перехода от режима сезонного протаивания к режиму сезонного промерзания в верхнем 3-метровом слое грунта; 4 — положение границы зоны вечной мерзлоты по модельным расчетам, определяемое как положение нулевой изотермы на глубине 3 м; 5 — современная наблюдаемая граница зоны вечной мерзлоты.

жение рассчитано с помощью физической модели многолетней мерзлоты ГГО (Malevsky-Malevich et al., 2001) и граничных условий на поверхности, полученных по ансамблю МОЦАО СМIP3. На этом же рисунке показана граница многолетней мерзлоты, определенная по данным наблюдений. Расчетное положение границы практически совпадает с наблюдаемым за исключением области на северо-западе России, где расчетная площадь оказывается больше наблюдаемой, что связано с занижением средней за год температуры приземного воздуха ансамблем МОЦАО СМIP3 по сравнению с данными наблюдений в этом регионе.

Расчеты будущих изменений глубины протаивания неоднократно проводились методами экстраполяции изменений, наблюдающихся в настоящее время, а также методами, в основе которых лежат корреляционные соотношения между глубиной протаивания и климатическими параметрами (Анисимов, Нельсон, 1993; Анисимов, 1994; Анисимов, Белолуцкая, 2003, 2004; Анисимов и др., 1999, 2002; Величко, Нечаев, 1992; Гарагуля, Ершов, 2000; Гречищев, 1997; Израэль и др., 1999; Дучков и др., 2000; Павлов, 2001; Nelson and Anisimov, 1993).

В ряде исследований выполнялись расчеты эволюции теплопередачи в грунтах с помощью физических моделей при заданной температуре на поверхности растительного и снежного покровов и заданной толщине последнего (Малевский-Малевич и др., 2000, 2005, 2007; Малевский-Малевич, Надежина, 2002; Молькентин и др., 2003; Anisimov et al., 2002; Malevsky-Malevich et al., 2001; Sazonova and Romanovsky, 2003; Zhuang et al., 2001). В оценках характеристик многолетней мерзлоты в XX и XXI веках в качестве граничных условий использовались сезонное распределение температуры на поверхности и сведения о снежном покрове, полученные как по отдельным МОЦАО, так и их ансамблям. В архиве Мирового центра данных по гляциологии приведены карты пространственных распределений глубины протаивания в России, полученные на основе ансамбля МОЦАО (Nadyozhina, 2003). В настоящее время информационная база данных о характеристиках многолетнемерзлых и сезонно-мерзлых слоев существенно расширена в результате привлечения расчетных данных о климате с помощью МОЦАО СМIP3 (Павлова и др., 2007). В ряде исследований развитие климатических моделей идет по пути включения в них блока теплопередачи в грунтах, построенного с учетом процессов таяния и замерзания воды (Демченко и др., 2002; Мелешко и др., 2004б; Володин, Лыкосов, 1998; Stendel and Christensen, 2002; Nicolsky et al., 2007).

Деградация многолетней мерзлоты под влиянием потепления климата будет проявляться прежде всего в увеличении мощности сезонно-талого

слоя и повышении температуры многолетнемерзлых грунтов. В некоторых районах может произойти отрыв замерзающей части сезонно-талого слоя от глубинных толщ многолетней мерзлоты.

Тундровые ландшафты отличаются высокой уязвимостью по отношению к внешним воздействиям, и протаивание многолетнемерзлых грунтов будет сопровождаться просадками грунтов, обводнением территории или высыханием болот и уменьшением прочностных характеристик грунтов. Более значительному протаиванию подвержены песчаные грунты. На севере Западной Сибири характерно преобладание песчаных грунтов в руслах рек. Такие же грунты преобладают на полуострове Ямал в местах разработки газовых месторождений.

Разброс расчетных значений глубины протаивания, обусловленный межмодельным разбросом граничных условий на период 2000–2050 гг., не превышает разброса значений глубины, обусловленного физическими свойствами грунтов.

Наиболее значимым и разрушительным по своим возможным последствиям по отношению к сооружениям является полный отрыв верхней кромки многолетнемерзлых грунтов от толщ реликтовой мерзлоты, расположенных на больших глубинах. В этом случае появляется слой талых грунтов, не промерзающих зимой, и свойства многолетнемерзлых грунтов не отличаются от климатических условий умеренной климатической зоны, характерной, например, для Европейской территории России. При таком развитии процессов в некоторых регионах многолетняя мерзлота может сохраняться лишь на глубинах вне пределов инженерно-строительной деятельности. Подобные явления могут проявиться в южных районах в первые десятилетия XXI века. Сейчас эти районы характеризуются как районы островной мерзлоты. В случае реализации сценария А2 во второй половине XXI века продвижение границы многолетней мерзлоты к северу будет происходить примерно в два раза быстрее, чем в случае реализации сценария В1.

На рис. 7.22 отчетливо видна переходная область между регионами, относящимися к зонам сезонного протаивания и сезонного промерзания соответственно, а также предполагаемые изменения глубины протаивания и промерзания к середине XXI века.

Большая часть сельскохозяйственных районов интенсивного земледелия России находится в зоне сезонного промерзания, и изменения глубины промерзания, несомненно, будут оказывать влияние на сельскохозяйственное производство. Изменения глубины сезонного промерзания под влиянием потепления климата можно оценить с помощью тех же моделей, описывающих теплопередачу в грунтах, которые применяются для оценки глубины протаивания вечномерзлых грунтов (Павло-

ва и др., 2007). На рис. 7.22 показано уменьшение глубины промерзания и расширение области, в которой промерзание отсутствует. Изменение глубины сезонного промерзания, так же как глубины сезонного протаивания, существенно зависит от типа грунтов, толщины снежного покрова и температуры на поверхности в холодное время года.

7.6.3. Морской лед в Арктике

Расчеты будущих изменений ледяного покрова Северного Ледовитого океана говорят об ускоряющемся сокращении его площади и массы. К концу XXI века наибольшие изменения будут про-

исходить в случае реализации сценария А2. Сокращение площади ледяного покрова особенно хорошо обнаруживается при анализе сезонных минимумов и максимумов. Как известно, в сентябре площадь морского льда в Северном полушарии достигает минимальных значений. В это время в океане присутствует только многолетний лед. К марту площадь льда, в том числе сезонного, достигает максимальных значений. Расчеты по ансамблю МОЦАО показывают, что в течение XXI века максимальная площадь морского льда (март) будет сокращаться на 2% за десятилетие, а минимальная площадь льда (сентябрь) — на 7% за десятилетие по отношению к площади льда в конце

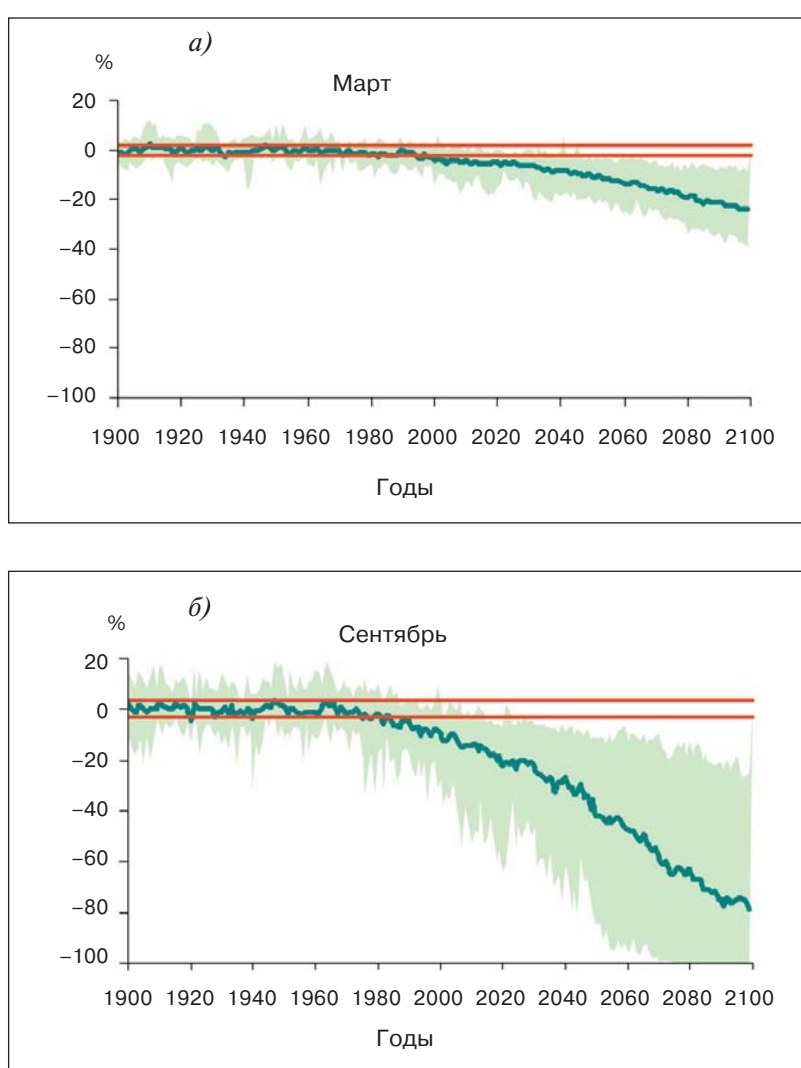


Рис. 7.23. Изменение площади морского льда в Северном полушарии в марте (а) и сентябре (б) в XX и XXI веках, рассчитанная по ансамблю из 12 МОЦАО для сценария А2. Кривыми представлены средние по ансамблю изменения площади морского льда по отношению к периоду 1910–1959 гг., интервалы изменчивости для которых обозначены двумя красными линиями, соответствующими 5%-ному уровню значимости. Выделенная цветом область показывает разброс модельных оценок.

7. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ В XXI ВЕКЕ

XX века (рис. 7.23а, б) (Arzel et al., 2006; Zhang and Walsh, 2006; Катцов и др., 2007). Таким образом, сокращение площади многолетнего льда в Северном Ледовитом океане опережает сокращение общей площади морского льда. Примечательно, что наблюдаемый тренд сокращения площади многолетнего льда в сентябре за последние 30 лет оказался заметно больше по сравнению с расчетным средним трендом, полученным по ансамблю МОЦАО СМIP3 за тот же период.

В модельных расчетах тенденция к непрерывному уменьшению общей площади морского льда в Северном полушарии отчетливо прослеживается в период 1980–2000 гг. (рис. 7.23). По сравнению с началом уменьшения годового максимума (март)

уменьшение минимальной (в сентябре) площади льда началось раньше. Впоследствии разрыв между сентябрем и мартом в средней по ансамблю МОЦАО скорости уменьшения площади морского льда увеличивается вплоть до конца XXI века. Это происходит на фоне увеличивающегося — более интенсивно в сентябре, чем в марте, — разброса между моделями. В конце XXI века разброс между значениями площади льда в сентябре в Северном полушарии начинает сокращаться вследствие того, что в ряде МОЦАО Северный Ледовитый океан полностью освобождается от ледяного покрова.

На рис. 7.24 показаны распределения морского льда в марте в расчетах с помощью 12 МОЦАО для сценария A2. Различия между распределениями

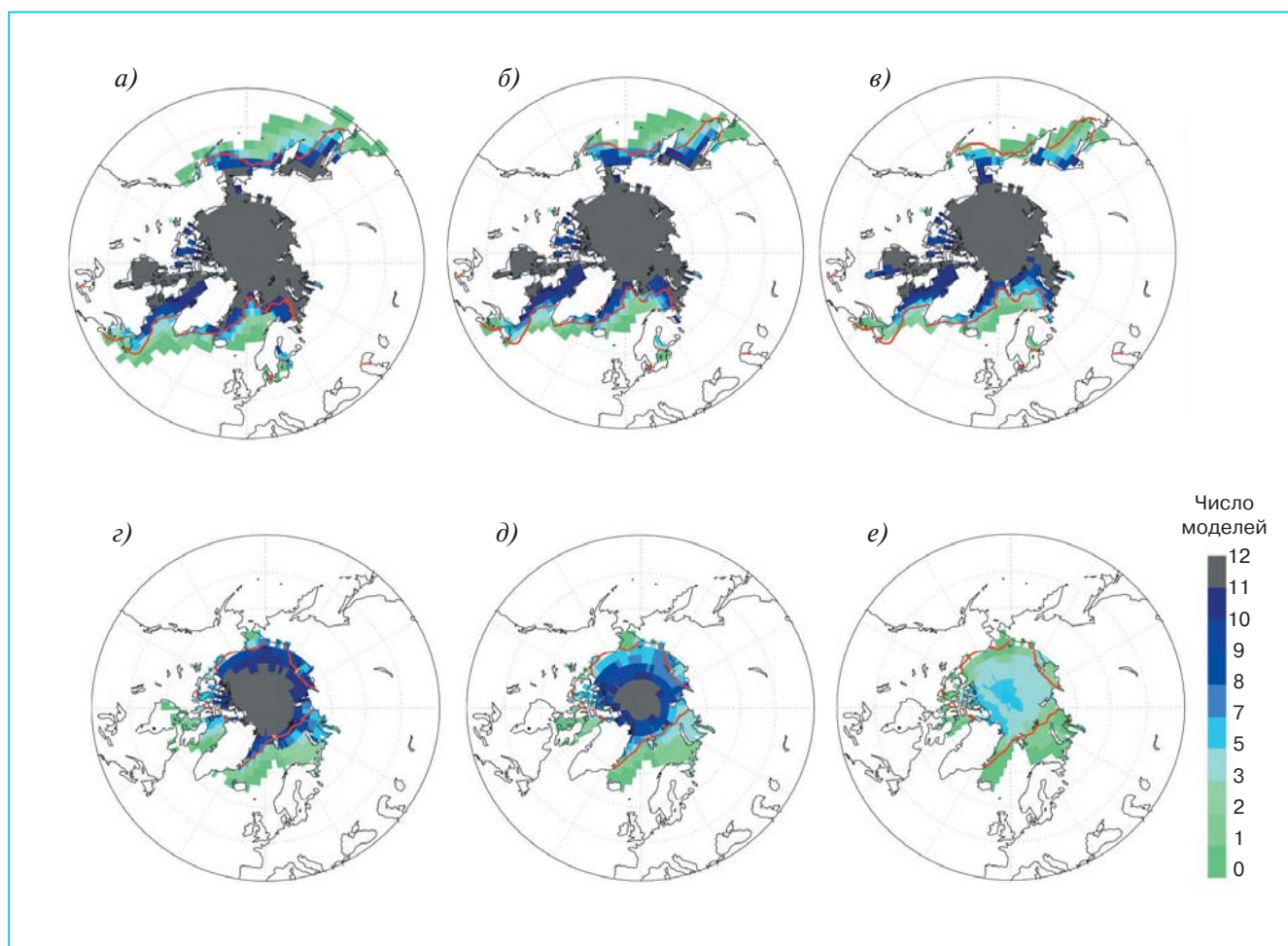


Рис. 7.24. Распределение морского льда в Северном полушарии по расчетам 12 МОЦАО для марта (а–в) и сентября (г–е). Показано распределение морского льда за периоды 1980–1999 гг. (а, г), 2041–2060 гг. (б, д) и 2080–2099 гг. (в, е) для сценария A2. В каждой ячейке сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ разными цветами показано число моделей, в которых для этой ячейки получен лед сплоченностью не менее 15%. Серым цветом отмечены ячейки, в которых во всех 12 МОЦАО сплоченность морского льда составляет не менее 15%. Наблюдаемые границы ледяного покрова сплоченностью не менее 15% (красная линия) за период 1980–1999 гг. получены по данным HadISST (Катцов и др., 2007).

морского льда в марте к середине (2041–2060 гг.) и концу (2080–2099 гг.) XXI века оказываются незначительными, равно как и отличия каждого из них от соответствующего распределения в период 1980–1999 гг. По-иному выглядит соответствующая картина для сентября. К концу XXI века Северный Ледовитый океан стал свободным от

морского льда в нескольких МОЦАО: не сохранилось областей, в которых сплоченность льда была бы не меньше 15%, одновременно во всех 12 рассматриваемых моделях. Заметно также сильное сокращение области в Центральной Арктике, в которой морской лед сохранился более чем в половине МОЦАО.

Блок 7.3. Изменения уровня Мирового океана

Береговые измерения показывают, что средний уровень Мирового океана увеличивался в течение всего XX века. С начала 1990-х годов непрерывные измерения за уровнем океана стали проводиться со спутников. Сравнения с традиционными береговыми наблюдениями показали, что обе группы оценок хорошо согласуются. Изменения уровня далеко не одинаковы на акватории Мирового океана и зависят от температуры воды, солёности, ветра и океанской циркуляции. На уровень океана также оказывают влияние низкочастотные изменения атмосферной циркуляции, такие как Эль-Ниньо и североатлантическое колебание, вызывающие региональные межгодовые колебания уровня, которые могут быть бóльшими по величине, чем его глобальный тренд.

Наиболее достоверные оценки глобального повышения уровня океана к концу XXI века по сравнению с базовым периодом (1980–1999 гг.) для трех сценариев составляют (вместе с межмодельным разбросом) соответственно: B1 — 0,28 м (0,19–0,37); A1B — 0,35 м (0,23–0,47); A2 — 0,37 м (0,25–0,50) (Meehl et al., 2007). Средняя скорость повышения уровня океана в XXI веке, как ожидается, превысит наблюдавшуюся скорость за период 1961–2003 гг. ($1,8 \pm 0,5$ см/10 лет).

Термическое расширение воды в результате увеличения ее температуры вносит основной (60–70%) вклад в повышение уровня океана. Расчеты по климатическим моделям показывают, что термическое расширение будет продолжаться в течение всего XXI века. Более того, поскольку температура глубокого океана изменяется очень медленно, термическое расширение будет продолжаться в течение нескольких столетий, даже если концентрация парниковых газов в атмосфере стабилизируется.

Средний глобальный уровень океана может повышаться или понижаться в результате перемещения массы воды с континентов в океан и наоборот. Самые большие запасы воды сосредоточены в ледниковых щитах. Известны периоды в прошлом, когда уровень океана был более чем на 100 м ниже потому, что ледниковые щиты покрывали большую часть континентов Северного полушария. В другие (теплые) периоды уровень океана достигал значений намного выше современных.

Гренландский и Антарктический ледниковые щиты содержат огромную массу льда и могут оказывать влияние на климат в течение многих столетий. В последние годы Гренландский ледниковый щит был подвержен интенсивному таянию. Как показывают расчеты с помощью МОЦАО, в более теплом климате ледниковые щиты могут аккумулировать большее количество выпадающего на них снега, сдерживая тем самым повышение уровня океана. Однако в последние годы в Гренландии преобладал сток массы льда в океан.

Согласно модельным расчетам, Гренландский ледниковый щит и более мелкие ледники будут и дальше терять массу вследствие преобладания таяния льда над аккумуляцией снега. С другой стороны, современные модели показывают, что Антарктический ледниковый щит останется слишком холодным и сможет накапливать массу льда в будущем в результате увеличения массы выпадающего снега, способствуя тем самым сдерживанию повышения уровня океана. Вместе с тем пока еще недостаточно изученные динамические процессы в ледниковых щитах могут увеличить вклад Гренландии и Антарктики в повышение уровня океана в XXI веке. Новые наблюдения за динамикой Гренландского ледникового щита дают основание считать, что эти процессы интенсифицируются. В некоторых частях Западной Антарктики произошло ускорение движения ледовых масс. Хотя эти изменения обычно не связывают с антропогенным изменением климата, тем не менее есть основания ожидать, что будущее потепление может вызвать более быструю потерю массы ледниками и еще большее повышение уровня океана. В настоящее время эти изменения невозможно оценить количественно с достаточной точностью. Если наблюдаемый рост скорости расхода льда Гренландии и Антарктики будет увеличиваться линейно с повышением глобальной температуры, это дополнительно приведет к повышению уровня океана на 10–25% по сравнению с оценками, приведенными выше для трех сценариев.

7.7. Выводы

Расчеты с помощью ансамбля сложных физико-математических моделей позволили получить физически обоснованную и количественно согласованную картину изменений климата России в XXI веке. Эти изменения зачастую продолжают тенденции, наблюдавшиеся в последнюю четверть века, а по своим масштабам и интенсивности превосходят их.

В течение XXI века средняя температура приземного воздуха в целом по России будет продолжаться повышаться. Наибольшего потепления следует ожидать в Сибири и в северных регионах России, а также в Арктике. В Сибири и на Дальнем Востоке число суток с морозом может сократиться от 2 недель до месяца.

Зимой на территории России повсеместно ожидается увеличение количества осадков. Летом осадки будут увеличиваться только в средней полосе и на севере. В южных регионах России следует ожидать развития засушливых условий.

В тех регионах, где уже существует достаточное или избыточное увлажнение, будет происходить увеличение водных ресурсов. Напротив, в регионах, где водообеспеченность в настоящее время недостаточна, ожидается ее дальнейшее уменьшение. Наибольшее увеличение стока ожидается на водосборах северных и сибирских рек, а в бассейнах южных рек сток будет уменьшаться вследствие уменьшения годовых сумм осадков и увеличения испарения в теплый сезон.

На Европейской территории России ожидается преимущественное сокращение площади снежного покрова, а в Сибири, где преобладают твердые осадки, масса снега будет увеличиваться. В результате на Европейской территории следует ожидать увеличения зимнего стока, а в северной и восточной частях Азиатской территории увеличения накопленной за зиму массы снега в сочетании с ускорением ее таяния весной, что увеличивает риск наводнений.

Деградация многолетней мерзлоты под влиянием потепления климата будет проявляться прежде всего в увеличении мощности сезонно-талого слоя. Граница, разделяющая области сезонного протаивания и сезонного промерзания, будет смещаться к северу.

Сокращение ледяного покрова Северного Ледовитого океана будет происходить в течение всего XXI века, причем преимущественно в результате сокращения площади многолетних льдов. В некоторых расчетах к концу XXI века в Северном Ледовитом океане остается только сезонный лед, так что летом Арктика полностью освобождается от морского льда.

Несмотря на неопределенности, связанные с различиями сценариев будущего антропогенного

воздействия на климат, с собственной изменчивостью климатической системы, а также ее изменчивостью в результате естественных внешних воздействий и, наконец, с несовершенством климатических моделей, достоверность полученных оценок (по крайней мере, для изменений средних характеристик) высока. Однако достоверность этих оценок для разных климатических характеристик неодинакова.

Оценки будущих изменений климата на территории России будут уточняться по мере развития моделей климатической системы Земли, в том числе в результате совершенствования их существующих и включения новых компонентов. Надежды на уточнение оценок будущих изменений экстремальности климата на территории России, которые представляют большой практический интерес, следует не в последнюю очередь связывать с прогрессом вычислительных технологий, обеспечивающим возможность проводить массовые ансамблевые расчеты с глобальными и региональными климатическими моделями высокого разрешения. Это позволит более достоверно оценивать изменения вероятностных функций распределения климатических характеристик и, в частности, изменения повторяемости и интенсивности опасных явлений.

7.8. Литература

- Абузьяров З. К., 2003.** Технология прогноза тенденций изменения уровня Каспийского моря на перспективу 6 и 18 лет, в кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб, Гидрометеоиздат, с. 351–363.
- Анисимов О. А., 1994.** Оценка макроклимата криолитозоны Евразии и распространение вечной мерзлоты в условиях глобального потепления, Метеорология и гидрология, № 9, с. 12–19.
- Анисимов О. А., Нельсон Ф. Э., 1993.** Зональность криолитозоны России в условиях антропогенного изменения климата, Метеорология и гидрология, № 10, с. 87–93.
- Анисимов О. А., Нельсон Ф. Э., Павлов А. В., 1999.** Прогнозные сценарии эволюции криолитозоны при глобальных изменениях климата в XXI веке, Криосфера Земли, № 4, с. 15–25.
- Анисимов О. А., Поляков В. Ю., 1999.** К прогнозу изменения температуры воздуха для первой четверти XXI столетия, Метеорология и гидрология, № 2, с. 25–31.
- 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, Изве-

- стия РАН. Физика атмосферы и океана, № 1, с. 25–39.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., Лобанов В. А., 2003.** Современные изменения климата в области высоких широт Северного полушария, Метеорология и гидрология, № 1, с. 18–30.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2003а.** Современное потепление как аналог климата будущего, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, № 2, с. 211–221.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2003б.** Влияние изменения климата на вечную мерзлоту: прогноз и оценка неопределенности, в кн.: Проблемы экологического мониторинга и моделирования экосистем, Израэль Ю. А. (ред.), СПб, Гидрометеиздат, с. 21–38.
- Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., 2004.** Моделирование воздействия антропогенного потепления на вечную мерзлоту: учет влияния растительности, Метеорология и гидрология, № 11, с. 73–81.
- Арпе К., Бенгтссон Л., Голицын Г. С., Мохов И. И., Семенов В. А., Спорышев П. В., 1999.** Анализ и моделирование изменений гидрологического режима в бассейне Каспийского моря, Доклады РАН, т. 366, с. 248–252.
- Арпе К., Спорышев П. В., Семенов В. А., Бенгтссон Л., Голицын Г. С., Елисеев А. В., Мелешко В. П., Мещерская А. В., Мохов И. И., 2002.** Исследование причин колебаний уровня Каспийского моря с помощью моделей общей циркуляции атмосферы, в сб.: Изменения климата и их последствия, СПб, Наука, с. 165–179.
- Борзенкова И. И., Лемешко Н. А., 2005.** Водный баланс бассейна Волги в начале XXI века (на основе палеоклиматических сценариев), Метеорология и гидрология, № 7, с. 52–60.
- Величко А. А., Нечаев В. П., 1992.** К оценке динамики вечной мерзлоты Северной Евразии в условиях глобального изменения климата, Доклады АН СССР, т. 324, № 3, с. 667–671.
- Винников К. Я., Лемешко Н. А., Сперанская Н. А., 1990.** Влагосодержание почвы и сток внетропической части Северного полушария при глобальном потеплении, Метеорология и гидрология, № 3, с. 5–10.
- Володин Е. М., Лыкосов В. Н., 1998.** Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 34, № 4, с. 453–465.
- Гарагуля Л. С., Ершов Э. Д. (ред.), 2000.** Геокриологические опасности, в кн.: Природные опасности России, т. 1, М., Крук, 315 с.
- Георгиевский В. Ю., Голубев В. С., 2003.** Испарение с поверхности Каспийского моря и его многолетняя изменчивость, в кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб, Гидрометеиздат, с. 230–238.
- Георгиевский В. Ю., Ежов А. В., Шалыгин А. Л., Шикломанов И. А., Шикломанов А. И., 1996.** Оценка влияния возможных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы рек территории бывшего СССР, Метеорология и гидрология, № 11, с. 89–99.
- Георгиевский В. Ю., Цыценко К. В., Шалыгин А. Л., 2003.** Оценка притока поверхностных вод в Каспийское море, в кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб, Гидрометеиздат, с. 217–229.
- Говоркова В. А., Катцов В. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2008.** Климат России в XXI веке. Часть 2. Оценка пригодности моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 для расчетов будущих изменений климата России, Метеорология и гидрология, № 8, с. 5–19.
- Гречищев С. Е., 1997.** Прогноз оттаивания и распределения вечной мерзлоты и изменения криогенного растрескивания грунтов на территории России при потеплении климата, Криосфера Земли, № 1, с. 59–65.
- Демченко П. Ф., Величко А. А., Елисеев А. В., Мохов И. И., Нечаев В. П., 2002.** Зависимость условий распространения вечной мерзлоты от уровня глобального потепления: сравнение моделей, сценариев и данных палеореконструкций, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 38, № 26, с. 165–174.
- Дучков А. В., Соколова Л. С., Павлов А. В., 2000.** Оценка современных изменений температуры воздуха и грунтов в Западной Сибири, Криосфера Земли, № 1, с. 51–58.
- Израэль Ю. А., Павлов А. В., Анохин Ю. А., 1999.** Анализ современных и ожидаемых в будущем изменений климата и криолитозоны в северных регионах России, Метеорология и гидрология, № 1, с. 18–26.
- Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В., Спорышев П. В., Бекряев Р. В., Говоркова В. А., 2007.** Моделирование эволюции ледяного покрова Мирового океана в XX и XXI веках, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 2, с. 165–181.
- Катцов В. М., Вавулин С. В., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2003.** Сценарии изменения климата Арктики в XXI веке, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–19.
- Кобышева Н. В. (ред.), 2001.** Климат России, СПб, Гидрометеиздат, 655 с.
- Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., 2000.** Модельные оценки эволюции вечной мерзлоты и распределения слоя се-

- зонного протаивания в зависимости от климатических условий в северных регионах Западной Сибири, Криосфера Земли, № 4, с. 49–57.
- Малевский-Малевич С. П., Надежина Е. Д., 2002.** Оценки влияния изменений климата на вечную мерзлоту в России, основанные на модельных сценариях изменений климата, в кн.: Изменения климата и их последствия, Менжулин Г. В. (ред.), Наука, СПб, с. 231–239.
- Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Шкляревич О. Б., 2005.** Оценки эволюции теплового состояния многолетнемерзлых грунтов на основе данных о климате, полученных с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана, Криосфера Земли, № 3, с. 36–44.
- Малевский-Малевич С. П., Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Павлова Т. В., Семиошина А. А., 2007.** Моделирование и анализ возможностей экспериментальной проверки эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов, Криосфера Земли, т. 11, № 1, с. 29–36.
- Малинин В. Н., 1994.** Проблема прогноза уровня Каспийского моря, СПб, Изд-во РГГМИ, 160 с.
- Манабе С., Везеролд Р., 2003.** Изменения водных запасов в масштабах столетия вследствие глобального потепления, Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата, М., ИГКЭ, с. 14–15.
- Мелешко В. П., Голицын Г. С., Володин Е. М., Галин В. Я., Говоркова В. А., Мещерская А. В., Мохов И. И., Павлова Т. В., Спорышев П. В., 1998.** Расчет составляющих водного баланса на водосборе Каспийского моря с помощью моделей общей циркуляции атмосферы, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 34, № 4, с. 5–11.
- Мелешко В. П., Голицын Г. С., Говоркова В. А., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Катцов В. М., Малевский-Малевич С. П., Мохов И. И., Надежина Е. Д., Семенов В. А., Спорышев П. В., Чон В. Х., 2004а.** Возможные антропогенные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей, Метеорология и гидрология, № 4, с. 38–49.
- Мелешко В. П., Катцов В. М., Говоркова В. А., Малевский-Малевич С. П., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., 2004б.** Антропогенные изменения климата в XXI веке в Северной Евразии, Метеорология и гидрология, № 7, с. 5–26.
- Мелешко В. П., Катцов В. М., Мирвис В. М., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2008а.** Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–19.
- Мелешко В. П., Катцов В. М., Мирвис В. М., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2008б.** Климат России в XXI веке. Часть 3: Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3, Метеорология и гидрология, № 9, с. 5–19.
- Мещерская А. В., Голод М. П., 2003.** О статистических сверхдолгосрочных прогнозах уровня Каспийского моря с использованием крупномасштабных климатических параметров, в кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб, Гидрометеоиздат, с. 278–294.
- Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Шкляревич О. Б., 2003.** Модельные оценки влияния растительного покрова на деградацию вечной мерзлоты при потеплении климата, Метеорология и гидрология, № 3, с. 87–95.
- Мохов И. И., Хон В. Ч., 2002.** Гидрологический режим в бассейнах сибирских рек: модельные оценки изменений в XXI веке, Метеорология и гидрология, № 8, с. 77–90.
- Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч., 2003.** Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 150–165.
- Павлов А. В., 2001.** Реакция криолитозоны на современные и ожидаемые в XXI веке климатические изменения, Разведка и охрана недр, № 5, с. 8–14.
- Павлова Т. В., Мелешко В. П., Говоркова В. А., 2001.** Характеристики теплового и водного баланса на водосборах крупных рек в модели атмосферы ГГО, рассчитанные в рамках Международного проекта сравнения моделей атмосферы AMIP-I и AMIP-II, Труды ГГО, вып. 550, с. 85–109.
- 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. 11, № 2, с. 3–13.
- Спорышев П. В., Павлова Т. В., Мелешко В. П., Говоркова В. А., Матюгин В. А., 2003а.** Влагооборот бассейна Каспийского моря, наблюдаемый и рассчитанный по моделям общей циркуляции атмосферы, в кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб, Гидрометеоиздат, с. 6–23.
- Спорышев П. В., Мещерская А. В., Мелешко В. П., Гетман И. Ф., Говоркова В. А., Голод М. П., 2003б.** Динамика климата водосбора Каспийского моря в XX веке и его возможные измене-

- ния в XXI веке по данным наблюдений и результатам моделирования с ансамблем климатических моделей, Тезисы докладов Всемирной конференции по изменению климата, М., ИГКЭ, с. 521.
- Шикломанов А. И., 1994.** Влияние антропогенных изменений глобального климата на сток р. Енисей, Метеорология и гидрология, № 2, с. 84–93.
- Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., 1995.** Влияние антропогенных факторов на сток рек бывшего СССР, в кн.: Географические направления в гидрологии, М., Изд-во РАН, с. 96–107.
- Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., 2002.** Влияние антропогенных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы, в кн.: Изменения климата и их последствия, СПб, Наука, с. 52–164.
- Шикломанов И. А., Георгиевский А. В., Ежов А. В., 2003а.** Вероятностный прогноз уровня Каспийского моря, в кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб, Гидрометеоиздат, с. 327–341.
- Шикломанов И. А., Георгиевский В. Ю., Шалыгин А. Л., 2003б.** Причины повышения уровня Каспийского моря, в кн.: Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна, СПб, Гидрометеоиздат, с. 254–266.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М., 2006.** Возможные изменения климата на европейской части России к концу XXI века: расчет с региональной моделью ГГО, Метеорология и гидрология, № 3, с. 5–16.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М., 2007.** Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–18.
- ACIA: Arctic Climate Impact Assessment, 2005.** Cambridge, Cambridge University Press, 1042 p.
- Alexander L. V., Zhang X., Peterson T. C., Caesar J., Gleason B., Klein Tank A. M. G., Haylock M., Collins D., Trewin B., Rahimzadeh F., Tagipour A., Rupa Kumar K., Revadekar J., Griffiths G., Vincent L., Stephenson D. B., Burn J., Aguilar E., Brunet M., Taylor M., New M., Zhai P., Rusticucci M., and Vazquez-Aguirre J. L., 2006.** Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Anisimov O. A., Shiklomanov N. I., and Nelson F. E., 2002.** Variability of seasonal thaw depth in permafrost regions: A stochastic modeling approach, *Ecological Modelling*, No. 3, pp. 217–227.
- Arnell N. W., 2003.** Effects of IPCC SRES emissions scenarios on river runoff: A global perspective, *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 7, pp. 619–641.
- Arpe K., Bengtsson L., Golitsyn G. S., Mokhov I. I., Semenov V. A., and Sporyshev P. V., 2000.** Connection between Caspian Sea level variability and ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, pp. 2693–2696.
- Arzel O., Fichet T., and Goose H., 2006.** Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs, *Ocean Modeling*, vol. 12, pp. 401–415.
- Carnell R. and Senior C., 1998.** Changes in mid-latitude variability due to increasing greenhouse gases and sulphate aerosols, *Climate Dynamics*, vol. 14, pp. 369–383.
- Elguindi N. and Giorgi F., 2006.** Projected changes in the Caspian Sea level for the 21st century based on the latest AOGCM simulations, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 33, L08706, doi:10.1029/2006GL025943.
- Elguindi N. and Giorgi F., 2007.** Simulating future Caspian Sea level changes using regional climate model outputs, *Climate Dynamics*, vol. 28, pp. 365–379.
- Frich P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A. M. G., and Peterson T., 2002.** Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Climate Res.*, vol. 19, pp. 193–212.
- Geng Q. Z. and Sugi M., 2003.** Possible change of extratropical cyclone activity due to enhanced greenhouse gases and sulfate aerosols — study with a high resolution AGCM, *J. Climate*, vol. 16, pp. 2262–2274.
- Hagemann S. and Dümenil L., 1998.** A parameterization of the lateral waterflow for the global scale, *Climate Dynamics*, vol. 14, pp. 17–31.
- Hegerl G., Zwiers F. W., Stott P. A., and Khari V. V., 2004.** Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes, *J. Climate*, vol. 17, pp. 3683–3700.
- IPCC-TGCI: Guidelines on the Use of Scenario Data for Climate Impact and Adaptation Assessment. Version 1, 1999.** Prepared by Carter T. R., Hulme M., and Lal M., Intergovernmental Panel on Climate Change, Task Group on Scenarios for Climate Impact Assessment, 69 p.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001.** The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., and Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 881 p.
- Kattsov V. and Källén E., 2005.** Future climate change: Modeling and scenarios for the Arctic, in: Arctic Climate Impact Assessment (ACIA), Cambridge, UK, Cambridge University Press, pp. 99–150.

- Kattsov V. M., Walsh J. E., Chapman W. L., Govorkova V. A., Pavlova T. V., and Zhang X., 2007.** Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models, *J. Hydrometeorology*, vol. 8, pp. 571–589.
- Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X., and Hegerl G., 2007.** Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations, *J. Climate*, doi:10.1175/JCL14066.1.
- Malevsky-Malevich S. P., Molkentin E. K., Nadyozhina E. D., and Shklyarevich O. B., 2001.** Numerical simulation of permafrost parameters distribution, *Cold. Reg. Science and Tech.*, vol. 32, pp. 1–11.
- Mearns L. O., Hulme M., Carter T. R., Leemans R., Lal M., and Whetton P. H., 2001.** Climate scenario development, Chapter 13, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton J. (ed.), IPCC, Cambridge, Cambridge University Press, pp. 739–768.
- Meehl G. A., Stocker T. F., et al., 2007.** Global Climate Projections, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Nadyozhina E. D., 2003.** Modeled Active Layer Depth in Russia, Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center, World Data Center for Glaciology, Digital Media, <http://nsidc.org/data/ggd606.html>.
- Nakićenović 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., and Dadi Z., 2000.** IPCC Special Report on Emission Scenarios, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Nelson F. E. and Anisimov O. A., 1993.** Permafrost zonation in Russia under anthropogenic climatic change, *Permafrost and Periglacial Processes*, No. 2, pp. 137–148.
- Nicolovsky D. J., Romanovsky V. E., Alexeev V. A., and Lawrence D. M., 2007.** Improved modeling of permafrost dynamics in GCM land-surface scheme, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, L08501, doi:10.1029/2007GL029525.
- Sazonova T. S. and Romanovsky V. E., 2003.** A model for regional-scale estimation of temporal and spatial variability of active-layer thickness and mean annual ground temperatures, *Permafrost and Periglacial Processes*, No. 2, pp. 125–140.
- Smith J. B., Hulme M., Jaagus J., Keevallik S., Mekonnen A., and Hailemariam K., 1998.** Climate change scenarios, in: *Handbook on Methods from Climate Change Impact Assessment and Adaptation Strategies. Version 2.0*, Feenstra J. F., Burton I., Smith J., and Tol R. S. J. (eds.), UNEP and Institute for Environmental Studies, Vrije Universiteit, Amsterdam, pp. 3-1–3-40.
- Stendel M. and Christensen J. H., 2002.** Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 13, pp. 10-1–10-4.
- Walsh J. E., Kattsov V., Chapman W., Govorkova V., and Pavlova T., 2002.** Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models, *J. Climate*, vol. 15, pp. 1429–1446.
- Yin J. H., 2005.** A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of the 21st century climate, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L18701, doi: 10.1029/2005GL023684.
- Zhang T., Barry R. G., Knowles K., Heginbottom J. A., and Brown J., 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. D. and Walsh J. E., 2006.** Toward a seasonally ice-covered Arctic Ocean: Scenarios from the APCC AR4 model simulations, *J. Climate*, vol. 19, pp. 1730–1747.
- Zhuang Q., Romanovsky V. E., and McGuire A. D., 2001.** Incorporation of a permafrost model into a large-scale ecosystem model: Evaluation of temporal and spatial scaling issues in simulating soil thermal dynamics, *J. Geophys Res.*, vol. 106, No. D24, pp. 33649–33670.

**СПИСОК АДМИНИСТРАТИВНЫХ ОБЛАСТЕЙ (РЕГИОНОВ),
ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ПРИ ОЦЕНКАХ
ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ**

- 1. Северо-Западный ФО, запад** (Республика Карелия; области: Мурманская, Ленинградская, Новгородская, Псковская, Вологодская).
- 2. Северо-Западный ФО, восток** (Архангельская область; Ненецкий автономный округ (АО); Республика Коми).
- 3. Центральный ФО** (области: Белгородская, Брянская, Владимирская, Воронежская, Ивановская, Калужская, Костромская, Курская, Липецкая, Московская, Орловская, Рязанская, Смоленская, Тамбовская, Тверская, Тульская, Ярославская).
- 4. Южный ФО** (Краснодарский край; области: Астраханская, Волгоградская; республики: Адыгея, Дагестан, Ингушетия, Кабардино-Балкарская, Калмыкия, Карачаево-Черкесская, Чеченская, Северная Осетия – Алания).
- 5. Приволжский ФО** (республики: Башкортостан, Марий Эл, Мордовия, Татарстан, Удмуртская, Чувашская; Пермский край; области: Кировская, Нижегородская, Оренбургская, Пензенская, Самарская, Саратовская, Ульяновская).
- 6. Уральский ФО, север** (Ханты-Мансийский АО, Ямало-Ненецкий АО).
- 7. Уральский ФО, юг и Сибирский ФО, юго-запад** (области: Свердловская, Курганская, Челябинская, Тюменская, Новосибирская, Омская, Томская, Кемеровская; Алтайский край).
- 8. Сибирский ФО, север** (Таймырский АО).
- 9. Сибирский ФО, центр и юг** (республики: Алтай, Тыва, Хакасия; Красноярский край; Эвенкийский АО).
- 10. Сибирский ФО, юго-восток** (Агинский Бурятский АО, Республика Бурятия, Усть-Ордынский Бурятский АО; области: Иркутская, Читинская).
- 11. Дальневосточный ФО, северо-запад и центр** (Республика Саха).
- 12. Дальневосточный ФО, северо-восток** (области: Камчатская, Магаданская; Корякский АО, Чукотский АО).
- 13. Дальневосточный ФО, юго-восток** (области: Амурская, Сахалинская; Еврейская автономная область; Приморский край, Хабаровский край).

8. НЕОБХОДИМЫЕ ДАЛЬНЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТА

Ведущие авторы: В. М. Катцов, В. П. Мелешко
Рецензент: академик РАН В. П. Дымников

8.1. Задачи, стоящие перед современной наукой о климате

Среди огромного количества фундаментальных задач, связанных с исследованием климатической системы, центральной является проблема *предсказания климата*, т. е. статистического описания будущих состояний климатической системы в терминах среднего и изменчивости разных характеристик ее компонентов за период времени от нескольких месяцев до тысяч лет и более. Этой задаче подчинены все существующие направления фундаментальной науки о климате — от анализа и интерпретации данных наблюдений до исследований чувствительности к внешним воздействиям и предсказуемости климатической системы.

Как отмечалось ранее (глава 1), климатическая система является сложной системой, изменение которой определяется взаимодействием ее пяти компонентов: атмосферы, океана, криосферы, биосферы и деятельного слоя суши. Характерные значения времени релаксации этих компонентов к внешнему (в том числе антропогенному) воздействию различаются на несколько порядков. Вследствие нелинейности процессов, присущих указанным средам, и многообразию обратных связей, возникающих при их взаимодействии, в климатической системе возбуждаются сложные собственные колебания с самыми разными временными масштабами. Чтобы понять и предсказать изменение столь сложной системы под влиянием тех или иных внешних воздействий, необходимо использовать сложные физико-математические модели, описывающие процессы в указанных средах и взаимодействия между ними с достаточной степенью достоверности и детализации (глава 5).

Уже несколько десятилетий исследования климата относятся к сфере высоких технологий. Это прежде всего космические технологии, призванные обеспечить максимально полную и детальную

информацию о состоянии и эволюции климатической системы, а также компьютерные технологии, без которых немислимы как мониторинг, так и физико-математическое моделирование (и прогнозирование) климата, основанное на использовании постоянно совершенствующихся климатических моделей.

Проблематика фундаментальной науки о климате по сути своей интернациональна, поэтому приоритетные задачи, стоящие перед российской наукой, в большинстве своем не отличаются от задач, формулируемых международными программами исследований климата. Ниже приводится краткий обзор вопросов, требующих решения в приоритетном порядке. Этот обзор в значительной степени опирается на заключения 4-го Оценочного доклада Первой рабочей группы МГЭИК (IPCC, 2007).

8.2. Наблюдения за эволюцией климатической системы

Полноценные исследования климата невозможны без разработки, развертывания, интегрирования и поддержания устойчивого функционирования базирующихся на разных платформах компонентов комплексной системы наблюдений за климатом (глава 2). При этом потребности науки о климате не исчерпываются улучшением точности, репрезентативности, пространственно-временной детализации наблюдений и расширением списка наблюдаемых климатических характеристик. Потребность в *долговременных и однородных рядах наблюдений* является ключевой и находится в очевидном противоречии с потребностью в модернизации и расширении существующих сетей наблюдений. Важной проблемой эмпирических исследований изменений климата является приведение в соответствие данных наблюдений за климатом из всех доступных источников, включая так

называемые косвенные данные, характеризующие эволюцию климатической системы до начала инструментальных наблюдений и являющиеся одним из главных ресурсов палеоклиматологии.

России прежде всего требуется обеспечить функционирование *наземной сети* реперных станций, имеющих длинные ряды наблюдений за климатом на всей ее территории и, особенно, на Крайнем Севере, где существующая сеть остается редкой, а ожидаемые изменения климата особенно значительны. Проектом технического перевооружения организаций Росгидромета предусматривается в течение нескольких лет внедрение автоматизированных метеорологических комплексов и автоматических станций на наземной метеорологической сети, при этом приоритет отдан климатическим станциям ГСНК и региональным опорным климатическим станциям. В соответствии с рекомендациями ВМО необходимо обеспечить достаточный период сравнительных наблюдений на станциях климатической сети традиционными методами и автоматизированными комплексами для обеспечения однородности рядов наблюдений.

Некоторые виды наблюдений требуют дополнительных методологических исследований. Так, в числе “классических” проблем наблюдений за климатом остается проблема измерения осадков (в особенности, твердых осадков в сочетании с сильным ветром). Эта проблема по-прежнему создает значительные трудности при количественной (в высоких широтах зачастую и качественной) оценке соответствующих трендов. Несмотря на быстрое развитие сети наблюдений за многолетней мерзлотой, в частности в Северной Евразии, геокриология продолжает испытывать острый недостаток данных наблюдений. Такое положение приводит к необходимости развития методов обработки и использования данных, полученных из разных источников для разных географических масштабов, и сочетания их с математическим моделированием с целью наилучшего использования ограниченного объема эмпирической информации.

Низкая плотность сети наблюдений на Крайнем Севере и востоке России требует дальнейших усилий по развитию климатической сети в этих районах и, одновременно, более широкого привлечения дистанционных систем наблюдений.

Спутниковые наблюдения открыли небывалые возможности для исследований климатической системы, однако, помимо недостаточной продолжительности соответствующих временных рядов, анализ изменений климата затрудняется интерпретацией спутниковых данных в отношении целого ряда климатических характеристик и явлений. Многие важные, с точки зрения понимания климатически значимых процессов, характеристики в настоящее время не могут измеряться со спутников. К последним

относятся, например, толщина морского льда, водный эквивалент снежного покрова суши и другие.

Создание и использование российской спутниковой системы наблюдений за климатической системой, безусловно, относится к числу главных приоритетов отечественной науки.

Наблюдения за экстремальными явлениями остаются недостаточными для анализа и обобщения сведений об их изменениях. Одной из причин этого является относительная редкость таких явлений, обуславливающая потребность в рядах наблюдений тем более продолжительных, чем реже происходит то или иное явление. Пространственно-временные масштабы некоторых явлений также затрудняют их интерпретацию в контексте меняющегося климата. Так, в настоящее время сведения о штормовых явлениях, граде, грозах и пылевых бурях недостаточны для обнаружения трендов повторяемости и интенсивности этих явлений.

Данные наблюдений за термохалинной структурой и циркуляцией Мирового океана отличаются неравномерным покрытием и во многих регионах крайне ограничены по времени либо совсем отсутствуют. Это создает трудно преодолимые проблемы в оценке внутривековой изменчивости и трендов крупномасштабной циркуляции (в частности, меридионального переноса тепла в Северной Атлантике или аномалий солености в Северном Ледовитом океане и субарктической Атлантике), а также уровня океана.

8.3. Проблемы, требующие дальнейших исследований

В числе главных неопределенностей прогностических оценок изменений климата остаются неопределенности, связанные с оценками будущих *источников и стоков парниковых газов* (глава 4). Велики неопределенности пространственно-временных распределений содержания *аэрозолей*, а изученность их климатически значимых химических, микрофизических и оптических свойств недостаточна. В частности, уровень понимания радиационных эффектов взаимодействия облаков с аэрозолями остается невысоким. Не вполне ясны причины наблюдаемых изменений содержания водяного пара в стратосфере, содержания метана в атмосфере, а также озона в тропосфере. В уточнении нуждаются количественные оценки радиационного воздействия, связанного со свойствами подстилающей поверхности и ее взаимодействием с атмосферой. Обратные связи между климатическими изменениями, загрязнением атмосферы и эволюцией озонового слоя определяют еще одно приоритетное направление исследований климатической системы.

8. НЕОБХОДИМЫЕ ДАЛЬНЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТА

Исследования *углеродного цикла*, информация о покрове суши и землепользовании, биологических и экологических процессах необходимы для получения количественных оценок поступления в атмосферу парниковых газов и таким образом для разработки и применения сценариев выбросов (и связанных с ними других сценариев), используемых в расчетах будущих изменений климата. Предварительные оценки будущих изменений климата с учетом углеродного цикла (IPCC, 2007) указывают на уменьшение поглощающей способности суши и океана в отношении диоксида углерода, т. е. на наличие положительной обратной связи между потеплением климата и увеличением в атмосфере концентрации этого парникового газа. В контексте глобального потепления пристальное внимание заслуживают роли, которые в углеродном цикле (а также, разумеется, в гидрологическом цикле) играют растительность (прежде всего бореальный лес), болота и вечная мерзлота. Вследствие этого в фокус соответствующих приоритетных исследований попадает большая часть территории России.

Проблемы предсказания *быстрых (внезапных) климатических изменений*, в том числе в результате изменений крупномасштабной циркуляции Мирового океана, а также неопределенности влияния изменений баланса массы и динамики ледниковых щитов Гренландии и Антарктиды на колебания *уровня океана* радикально расширяют временные рамки изучения эволюции климатической системы. Здесь, как и в исследованиях естественной изменчивости климатической системы, в том числе под влиянием астрономических факторов, важная роль принадлежит *палеоклиматологии*.

Последние годы отмечены значительным прогрессом в *обнаружении и установлении причин изменений климата* на основе анализа данных наблюдений и результатов физико-математического моделирования (глава 6). Однако для временных масштабов, меньших полувека, и пространственных масштабов, меньших, чем континентальные, возможности обнаружения и установления причин изменений климата ограничены даже для приземной температуры воздуха, не говоря уже об осадках или атмосферном давлении, тем более об экстремальных явлениях. Эти ограничения связаны с неопределенностями локальных особенностей внешнего воздействия и соответствующего отклика, рассчитываемого климатическими моделями, а также с неопределенностями модельного воспроизведения собственной изменчивости климатических характеристик.

Чувствительность климатической системы к внешним воздействиям, таким как увеличение содержания парниковых газов в атмосфере, определяется действующими в ней разнообразными обратными связями (глава 5). К числу компонентов климатической системы, традиционно рассматриваемых в контексте исследования обратных связей, относятся содержание водяного пара, криосфера и облака. Последние по-прежнему остаются источником наибольшей неопределенности теоретических оценок чувствительности. Разумеется, в климатической системе действуют и другие обратные связи, включающие, например, биогеохимические процессы, термохалинную циркуляцию океана (в том числе процессы вертикального перемешивания) и т. п. Вопрос о том, насколько может быть уменьшена связанная с чувствительностью неопределенность реакции климатической системы на внешние воздействия, остается одним из наиболее важных, стоящих перед современной наукой о климате.

Отчасти связанная с этим вопросом проблема *предсказуемости* климатической системы (глава 5) венчает собой перечисленные приоритеты фундаментальных исследований климата. Эта проблема остается чрезвычайно актуальной для оценок будущих климатических изменений *на десятилетия и столетия*, однако в настоящее время особую остроту приобрела потребность в прогнозах климата с заблаговременностью *от сезона до нескольких лет*. Очевидно, с точки зрения предсказуемости в указанном временном диапазоне, разные климатические характеристики (так же, как и разные регионы Земли) имеют неодинаковый (и зачастую довольно ограниченный) потенциал. Поскольку речь идет о временных масштабах, на которых собственная изменчивость климатической системы и отдельных ее компонентов, как правило, существенно превышает сигнал от внешнего воздействия, задача прогноза от сезона до нескольких лет представляется чрезвычайно сложной. Так что исследования в этой области скорее призваны более четко очертить теоретические границы невозможного, нежели обещают поступательное увеличение заблаговременности и точности прогнозов. Большое значение при решении этой задачи приобретает совершенствование технологий *инициализации* климатических моделей и *ассимиляции* (усвоения) данных наблюдений. Вообще, одной из важнейших задач физико-математического моделирования является построение модели климатической системы, усваивающей всю доступную информацию из данных наблюдений* (в частности для океана) и дающей так называемый “бесшов-

* Важной задачей является интеграция физико-математического моделирования и наблюдательных систем. Наблюдения играют, по крайней мере, две ключевые роли, с точки зрения моделирования: помимо вышеупомянутой инициализации, они необходимы для оценки качества моделей (глава 5). В свою очередь, модельные расчеты могут быть полезны в оптимизации и развитии наблюдательных сетей, а также в интерпретации результатов наблюдений.

ный” прогноз ее состояния на будущее (от сезона до столетия и более).

На передний край запросов человечества в адрес науки о климате выходят прогнозы изменений вероятности *экстремальных климатических явлений*, имеющих большие социально-экономические и экологические последствия. К таким явлениям относятся засухи, наводнения, волны тепла, ураганы и др. Необходимо продвинуться в понимании и получить количественные оценки того, как собственная изменчивость климатической системы влияет на вероятность экстремальных явлений. Требуется также исследовать, как антропогенные изменения климата влияют на собственную изменчивость климатической системы и соответственно на экстремальность климата в разных регионах.

В последнее время в связи с осознанием болезненности (для многих национальных экономик) мер по уменьшению антропогенной нагрузки на климат в виде сокращения эмиссий парниковых газов получило новый импульс так называемое *“геоинженерное” направление* науки о климате, рассматривающее альтернативные возможности уменьшения глобального потепления (Будыко, 1974; Crutzen, 2006). Некоторые из таких возможностей предполагают дополнительные антропогенные воздействия на климатическую систему с целью компенсации парникового эффекта без уменьшения выбросов парниковых газов в атмосферу. Исследования и оценка последствий применения тех или иных геоинженерных подходов невозможны без глубокого и тщательного научного анализа. Современный уровень понимания возможных последствий “компенсирующих” воздействий на климатическую систему не позволяет в обозримой перспективе выходить за пределы чисто теоретических исследований с использованием сложных физико-математических моделей климатической системы в качестве инструментов этого анализа.

Во всех перечисленных направлениях исследований ключевую роль играет физико-математическое моделирование климатической системы. Оно состоит прежде всего в создании и развитии *сложных моделей климата*, а также в совершенствовании *вычислительных стратегий*, позволяющих оптимально использовать доступные вычислительные ресурсы. Не вызывает сомнений, что потребность в вычислительных ресурсах, несмотря на наблюдающийся впечатляющий прогресс в развитии компьютерной техники и средств связи, будет неизбежно увеличиваться.

8.4. Развитие физико-математического моделирования климатической системы

Современные климатические модели основаны на хорошо известных физических законах и

убедительно продемонстрировали свои возможности в расчетах основных наблюдаемых характеристик современного климата, а также его изменений в прошлые эпохи. Модели позволяют получать заслуживающие доверия (особенно для масштабов от глобальных до субконтинентальных) количественные оценки будущей изменчивости климата. Достоверность таких оценок неодинакова для разных характеристик. Например, она выше для температуры по сравнению с осадками.

Вместе с тем существует ряд нерешенных проблем. Часть этих проблем обусловлена, по-видимому, недостаточным для надлежащего описания некоторых климатически значимых процессов пространственным разрешением современных моделей. Другие — недостаточным уровнем понимания физических процессов. В ряде случаев провести границу между этими группами проблем затруднительно. К числу известных проблем современных климатических моделей можно отнести следующие (без указания приоритетности) (Randall et al., 2007):

- большинству моделей присущ климатический дрейф, особенно в глубоком океане;

- модели демонстрируют значительный разброс интенсивности обратных связей в климатической системе;

- большинство современных моделей не воспроизводят с необходимой степенью достоверности некоторые крупномасштабные моды климатической изменчивости, в частности колебание Маддена — Джулиана, периодические блокировки атмосферной циркуляции и интенсивные осадки;

- систематические ошибки в воспроизведении общей циркуляции Южного океана усугубляют неопределенность неравновесного отклика климатической системы на антропогенное увеличение содержания парниковых газов в атмосфере;

- отсутствует система общепризнанных показателей качества моделей (при сравнении модельных расчетов с данными наблюдений), которые можно было бы использовать для уменьшения разброса оценок будущих изменений климата.

Климатические модели, предназначенные для решения приоритетных задач, перечисленных выше, должны включать более совершенные *интерактивные компоненты*, описывающие химические процессы, в том числе процессы образования, переноса и разрушения озона, биогеохимические циклы, процессы в стратосфере и др. Интерактивные компоненты современных моделей, представляющие процессы взаимодействия аэрозолей с облаками, углеродный цикл в атмосфере и океане, эволюцию климатозависимой растительности и др., нуждаются в дальнейшем развитии (Denman et al., 2007).

Особого упоминания, в том числе с точки зрения ключевых национальных интересов России,

8. НЕОБХОДИМЫЕ ДАЛЬНЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТА

заслуживает моделирование климата *высоких широт*. К числу важных вопросов развития атмосферных компонентов климатических моделей относится надлежащее описание *пограничного слоя* и инверсий в нижней тропосфере. Маловероятно, что прогресс здесь может быть достигнут лишь с помощью увеличения вертикального разрешения атмосферных компонентов климатических моделей. Недостаточное понимание физики пограничного слоя в высоких широтах требует дальнейших исследований. В значительной степени сказанное относится и к параметризациям радиационного переноса, которые должны учитывать особенности атмосферы и подстилающей поверхности, включая их вертикальную и горизонтальную неоднородность.

Облака высоких широт, в частности многослойная арктическая облачность с присущими ей фазовыми переходами воды в облаках и низкой температурой, вносят свой вклад в неопределенность чувствительности климата к внешним воздействиям. Эта неопределенность усугубляется различиями радиационных свойств и концентраций разных типов облачных кристаллов, которые по-разному взаимодействуют с длинноволновым излучением.

Погрешности расчетов современного состояния *морского льда* с помощью МОЦАО нового поколения, а также значительные неопределенности оценок его будущих изменений оставляют большой простор для дальнейших усилий в области моделирования как собственно морского льда, так и климата высоких широт в целом.

Учитывая потенциально важную роль, которую могут играть динамические процессы в изменениях баланса массы *ледниковых щитов* Гренландии и Антарктиды и тем самым в изменениях уровня океана, необходимо развивать соответствующие криосферные компоненты климатических моделей.

В связи с перечисленными проблемами определенные ожидания связываются с Международным полярным годом (МПГ), стартовавшим в 2007 г. Наблюдательные компании МПГ призваны уточнить наши представления о некоторых климатически значимых процессах в высоких широтах.

Надежды на существенное повышение качества воспроизведения моделями наблюдаемого климата связываются и с улучшением их *пространственного разрешения*, как горизонтального, так и вертикального. В частности, есть основания ожидать, что улучшение разрешения позволит уменьшить систематические ошибки современных моделей на территории России. К таким ошибкам относятся, например, занижение температуры приземного воздуха на северо-востоке европейской части России, завышение сплоченности мор-

ского льда в Баренцевом море, смещение арктической воздушной массы в восточный сектор Арктики (приводящее, в частности, к искажению ветрового воздействия на морской лед) и ряд других.

Между тем, для моделирования ряда климатически значимых процессов, а также для получения оценок климатических изменений с необходимой для некоторых исследований детализацией нужны модели с пространственным разрешением, которое в обозримом будущем вряд ли будет достигнуто МОЦАО. Эта ситуация создает определенные перспективы для региональных климатических моделей, имеющих в среднем на порядок более высокое разрешение по сравнению с глобальными моделями и обеспечивающих тем самым большую реалистичность воспроизведения изменчивости климатической системы. Развитие таких моделей, а также других моделей, позволяющих детализировать расчеты климата в представляющих интерес регионах (например, моделей со сгущающимися сетками), несомненно входит в число приоритетов моделирования климата.

8.5. Совершенствование вычислительных стратегий

Как отмечалось выше, многие из сегодняшних приоритетов развития прогнозирования климата с помощью климатических моделей связаны с улучшением их пространственного разрешения, в большинстве случаев радикальным. С другой стороны, часть неопределенности оценок будущих изменений климатической системы обусловлена ее собственной изменчивостью и не может быть устранена усовершенствованием моделей. Решая проблему предсказуемости климата, необходимо исследовать неизбежную неопределенность, связанную с собственной изменчивостью, в вероятностном пространстве. С этой целью необходимо проводить *ансамблевые расчеты* с варьированием как начальных состояний, так и неопределенных модельных параметров в реалистичном диапазоне, либо используя различные модели (IPCC, 2007; Giorgi, 2005; Kattsov and Källén, 2005; Tebaldi and Knutti, 2007 и др.).

Для лучшего понимания собственной изменчивости климатической системы и того, как на эту изменчивость может повлиять глобальное потепление, необходимо развитие стратегии ансамблевых расчетов климата, учитывающей, в частности, различия качества, а значит и степени пригодности моделей для прогноза. В настоящее время научное сообщество стоит перед необходимостью создания системы показателей (на основе сравнения модельных расчетов с данными наблюдений), которые позволили бы количественно оце-

нивать *совокупное* качество каждой модели, а не ограничиваться оценками качества расчетов той или иной климатической характеристики в отдельности. Однако в ожидании разработки и апробации таких показателей (или, как их часто называют, “*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 (иными словами, осуществлять *объективную дискриминацию моделей*), именно средние по ансамблю оценки остаются в центре внимания исследователей. На сегодняшний день неясно, возможна ли разработка универсальной системы метрик и позволила ли бы такая система взвешивать члены мультимодельных ансамблей или, по крайней мере, объективно оценивать пригодность моделей *для тех или иных целей* (например, для тех или иных регионов).

Воспроизведение экстремальных явлений и соответствующей статистики также требует ансамблевых расчетов. Например, для осадков экстремальные события могут представлять даже больший интерес, чем средние значения (Palmer and Raisanen, 2002). Число членов ансамбля, требуемое для надежной оценки распределения вероятности характеристик (явлений, режимов), зависит от конкретной климатической характеристики. Так, чтобы оценить изменения повторяемости экстремальных явлений (режимов), которые случаются редко, требуется использовать большое число членов ансамбля. Если речь идет об оценке изменения вероятности распределения для часто повторяющихся явлений (режимов), число членов ансамбля может быть сравнительно невелико.

Увеличение количества членов ансамблей, как и улучшение пространственного разрешения моделей, совершенствование параметризаций или включение новых интерактивных компонентов, сопряжено с увеличением вычислительной ресурсоемкости соответствующих разработок и исследований. Поэтому необходима тщательно разработанная стратегия вычислений, обеспечивающая баланс между размером ансамбля, разрешением модели и сложностью модельных описаний физических процессов. К этому добавляется необходимость расчетов с варьированием модельных параметров и внешних воздействий. Все вместе позволяет рассматривать неопределенности, связанные с естественной изменчивостью, с модельной чувствительностью и с внешними воздействиями.

Наконец, оценки будущих изменений некоторых компонентов климатической системы, таких как растительный покров суши, или климатических характеристик, таких как термохалинная циркуляция или уровень океана (с учетом динамики ледниковых щитов), а также некоторые виды

палеоклиматических исследований требуют проведения длительных численных экспериментов. В некоторых из таких исследований могут быть востребованы климатические модели промежуточной сложности (глава 5).

На сегодняшний день в мировом сообществе разработчиков моделей нет единого мнения относительно наилучшей стратегии распределения компьютерных ресурсов между перечисленными направлениями развития моделирования (Randall et al., 2007). До недавнего времени пространственное разрешение модели являлось решающим показателем при принятии соответствующими ведомствами решений о финансировании соответствующих проектов развития моделей. Некоторые сегодняшние лидеры в области развития климатических моделей продолжают ориентироваться на этот показатель как на абсолютный приоритет. Однако ставшие в последние годы очевидными новые перспективы, которые открывает перед исследователями развитие ансамблевого подхода в моделировании и прогнозе климата, позволяют ожидать в ближайшем будущем изменения этой ситуации и, не исключено, более выраженных различий между ведущими исследовательскими центрами, с точки зрения приоритетов развития физико-математического моделирования климата.

8.6. Выводы

Научные исследования, связанные с изменениями климата, а также наблюдения за климатической системой призваны служить обеспечению процесса принятия решений и информированию национального и международного научного и других заинтересованных сообществ. В большинстве своем актуальные для России исследования климата находятся в русле задач, стоящих перед всем мировым сообществом, поэтому российские климатические исследования должны быть интегрированы в международные программы.

В свете ожидаемого глобального потепления климата в настоящее время Россия нуждается в научной концепции регионального мониторинга климата и связанной с ней политике развития всего комплекса наблюдений.

Предсказание климата и последствий его изменений — центральная задача науки о климате. В решении этой задачи высокие технологии и, прежде всего, физико-математическое моделирование не имеют альтернативы. В этой связи развитие отвечающих мировому уровню национальных климатических моделей и их использование в прогнозе климата и в других фундаментальных и прикладных климатических исследованиях должны входить в число высших приоритетов российской

8. НЕОБХОДИМЫЕ ДАЛЬНЕЙШИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЛИМАТА

науки. Это является необходимым условием формирования независимой и научно обоснованной позиции России при выработке тех или иных политических и экономических решений, связанных с адаптацией к изменениям климата, а также смягчением антропогенного воздействия на климат.

Соответствие проводимых в России климатических исследований мировому уровню, признание результатов российских исследований международным научным сообществом, а значит и использование этих результатов в качестве аргументов в межгосударственном политическом диалоге по проблемам климата невозможны без разработки и реализации национальной программы климатических исследований, являющейся неотъемлемой частью национальной стратегии России в отношении изменений климата.

8.7. Литература

- Будыко М. И., 1974.** Изменения климата, Л., Гидрометеиздат, 280 с.
- Crutzen P. J., 2006.** Albedo enhancement by stratospheric sulfur: A contribution to resolve a policy dilemma?, *Climatic Change*, vol. 77, pp. 211–219, doi:10.1007/s10584-006-9101-y.
- Denman K. L., Brasseur G., Chidthaisong A., Ciais P., Cox P. M., Dickinson R. E., Hauglustaine D., Heinze C., Holland E., Jacob D., Lohmann U., Ramachandran S., da Silva Dias P. L., Wofsy S. C., and Zhang X., 2007.** Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Giorgi F., 2005.** Climate change prediction, *Climatic Change*, vol. 73, pp. 239–265, doi:10.1007/s10584-005-6857-4.
- 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Kattsov V. and Källén E., 2005.** Future climate change: Modeling and scenarios for the Arctic, in: *Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)*, Cambridge University Press, pp. 99–150.
- Palmer T. and Raisanen J. M., 2002.** Quantifying the risk of extreme seasonal precipitation events in a changing climate, *Nature*, vol. 415, pp. 512–514.
- Randall D. A., Wood R. A., Bony S., Colman R., Fichet F., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R. J., Sumi A., and Taylor K., 2007.** Climate models and their evaluation, 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., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Tebaldi C. and Knutti R., 2007.** The use of the multimodel ensemble in probabilistic climate projections, *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, vol. 365, pp. 2053–2075, doi:10.1098/rsta.2007.2076.

СЛОВАРЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ*

Альbedo. Доля солнечной радиации, отраженная поверхностью, зачастую выражаемая в процентах. Поверхности, покрытые снегом, характеризуются большими значениями альbedo; поверхности, покрытые растительностью, и океаны — малыми значениями альbedo. Альbedo Земли в целом изменяется, главным образом, в результате изменения облачности, снежного, ледяного и растительного покрова.

Ансамбль. Группа параллельных модельных расчетов, используемых для прогностических 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 климата. Мультимодельный ансамбль, включающий расчеты с помощью нескольких моделей, также включает эффект модельных различий.

Антропогенный. Обусловленный хозяйственной деятельностью человека.

Антропогенные выбросы. Выбросы парниковых газов, других газовых примесей и аэрозолей, связанные с хозяйственной деятельностью человека. Они являются результатом сжигания ископаемых видов топлива для производства энергии, обезлесивания и изменения в землепользовании.

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.

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 са-

мым их оптические свойства и время существования. См. *Косвенное воздействие аэрозолей.*

Биосфера (земная и морская). Часть земной системы, включающая все экосистемы и живые организмы в атмосфере, на суше (земная биосфера) или в океане (морская биосфера), включая производное органическое вещество, например, отложения, почвенный органический материал и океанический детрит.

Быстрое изменение климата. Нелинейность климатической системы может привести к быстрому изменению климата, иногда называемому внезапным или даже неожиданным явлением. Не все быстрые изменения могут быть вызваны внешними воздействиями. Некоторые из возможных внезапных явлений могут быть связаны, например, с резким изменением термохалинной циркуляции, быстрым отступлением ледников и повсеместным подтаиванием многолетней мерзлоты и быстрым изменением круговорота углерода. Другие явления могут оказаться совершенно неожиданными вследствие сильного, быстро меняющегося внешнего воздействия нелинейной системы.

Внешнее воздействие. См. *Климатическая система.*

Внутренняя изменчивость. См. *Изменчивость климата.*

Выбросы CO₂ (диоксида углерода), обусловленные сжиганием ископаемого топлива. Выбросы диоксида углерода в результате сжигания добытого из залежей ископаемого природного топлива, например нефти, природного газа и угля.

Гидросфера. Компонент климатической системы, состоящий из поверхностных и подземных вод в жидком состоянии, таких как океаны, моря, реки, пресноводные озера, грунтовые воды и т. д.

Глобальная температура поверхности. Глобальная температура поверхности представляет собой взвешенную по площади среднюю температуру приземного воздуха. При оценках изменения температуры за некоторый период времени используются только ее аномалии (отклонения от климатических значений). Температура поверхности океана есть температура подповерхностного слоя глубиной нескольких метров. На суше рассматривается температура приземного воздуха, которая определяется на высоте 1,5 м над поверхностью.

* Данный словарь включает климатические термины, которые упоминаются в настоящем докладе. При его составлении использованы определения преимущественно из словаря МГЭИК. В тех случаях, когда один и тот же термин имеет разные определения (например, в словаре ВМО, российских справочниках и др.), даются дополнительные пояснения.

Диоксид углерода (CO₂). 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.

Дни с морозом. Согласно определению ВМО, дни с морозом — это такие дни в календарном году, когда суточный минимум температуры воздуха оказывается ниже 0°C. В России при составлении справочников по климату СССР днем с морозом считался такой день, когда максимальная температура за сутки не выше 0°C, а днем с заморозком — день, когда минимальная температура за сутки не выше 0°C. В зарубежной практике день с морозом и день с заморозком не различаются и носят общее название *frost day*.

Закись азота (N₂O). Активный парниковый газ, выбрасываемый в атмосферу в результате применения некоторых видов возделывания культур, в особенности использования коммерческих и органических удобрений, сжигания ископаемых видов топлива, производства азотной кислоты и сжигания биомассы. Один из шести парниковых газов, выбросы которого подлежат сокращению в соответствии с Киотским протоколом.

Изменение климата. Изменение климата означает 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 произойти в результате изменений *антропогенного* 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 “изменчивостью климата”, обусловленной естественными причинами. См. *Изменчивость климата*.

Изменчивость климата. Изменчивость климата означает колебания среднего состояния и других статистических параметров (таких как стандартные отклонения, наступление экстремальных явлений и т. п.), описывающих климат, для всех временных и пространственных масштабов, помимо масштабов отдельных явлений погоды. Изменчивость может быть обусловлена естественными внутренними процессами в самой климатической системе (внутренняя изменчивость) или колебаниями внутреннего или *антропогенного внешнего воздействия* (внешняя изменчивость). См. *Изменение климата*.

Киотский протокол. Киотский протокол к Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИК ООН) был принят на третьей сессии Конференции Сторон РКИК ООН в 1997 г. в Киото (Япония). Он также 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 (*диоксид углерода*, метан, закись азота, гидрофторуглероды, перфторуглероды и гексафторид серы) не менее чем на 5% ниже уровня 1990 г. в течение периода действия обязательств с 2008 по 2012 г. 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 средней величины 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). 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 разной 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. Климатическая система представляет собой весьма сложную систему, состоящую из пяти важнейших компонентов: *атмосферы, гидросферы, криосферы, поверхности суши и биосферы*, и описывающую 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 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 под воздействием антропогенных факторов, зачастую служащих в качестве исходных данных для использования в импактных моделях. В качестве исходного материала для разработки климатических сценариев часто служат прогностические 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.

Конференция Сторон. Верховный орган Рамочной конвенции Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИК ООН), состоящий из стран, которые ратифицировали РКИК ООН или присоединились к ней.

Криосфера. Компонент климатической системы, состоящий из снега, льда и замерзшей почвы (включая многолетнюю мерзлоту) на поверхности суши и океана и на глубине под ними.

Метан (CH₄). 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.

Многолетняя мерзлота. Мерзлый грунт, температура которого сохраняется ниже 0°C в течение многих лет. При этом летнего тепла оказывается недостаточно для оттаивания всего слоя промерзшего грунта.

Монреальский протокол. Монреальский протокол по веществам, разрушающим озоновый слой, был принят в Монреале в 1987 г. 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.

Облачно-радиационное воздействие. Облачно-радиационное воздействие есть разность между радиационным балансом облачной и безоблачной атмосферы на верхней границе атмосферы (Вт/м²).

Облесение. Выращивание новых лесов на территориях, которые ранее не находились под ними.

Обнаружение и установление причин изменения климата. Климат изменяется непрерывно на всех временных масштабах. Обнаружение изменений климата есть процесс определения, что климат меняется в соответствии с некоторыми статистически заданными критериями без выявления причин этих изменений. Установление причин изменения климата представляет собой процесс установления наиболее вероятных причин для обнаруженных изменений при некотором заданном уровне значимости.

Обратная связь. Взаимодействие между процессами в климатической системе называется обратной связью, когда первоначальный процесс вызывает изменения во втором процессе, который в свою очередь оказывает влияние на первоначальный. Положительная обратная связь усиливает первоначальный процесс, а отрицательная обратная связь ослабляет его.

Озон (O₃). Озон, трехатомная форма молекулы кислорода (O₃), представляет собой газовый компонент в составе атмосферы. В тропосфере 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 озон образуется в результате взаимодействия солнечного ультрафио-

летового 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. В стратосфере есть слой, в котором концентрация озона достигает максимального значения. Он расположен на высоте от 12 до 40 км с максимумом концентрации озона 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.

Оксиды азота (NO_x). Любой из нескольких оксидов азота.

Осадки экстремальные. Под экстремальными осадками понимаются такие, которые случаются редко в некотором пункте за конкретный интервал времени. Определение “редко” означает, что интенсивность осадков может быть реже, чем 10-я или 90-я процентиль наблюдаемой функции вероятностной плотности.

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 таких процессов подсеточного масштаба.

Парниковый газ. К парниковым газам относятся такие газовые составляющие *атмосферы*, как естественного, так и *антропогенного* происхождения, которые поглощают и излучают радиацию в инфракрасном диапазоне поверхностью Земли, атмосферой и облаками. Это свойство излучения создает *парниковый эффект*. Водяной пар (H_2O), диоксид углерода (CO_2), закись азота (N_2O), метан (CH_4) и озон (O_3) относятся к категории основных парниковых газов, содержащихся в атмосфере Земли. Кроме того, в атмосфере содержится еще целый ряд парниковых газов полностью антропогенного происхождения, такие как галоидуглероды и другие хлор- и бромсодержащие вещества,

регулируемые Монреальским протоколом. Помимо CO_2 , N_2O , и CH_4 , под действие Киотского протокола 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 высотой. Фактически, инфракрасная радиация излучается в мировое пространство с высоты, на которой температура равняется в среднем $-19^\circ C$, и находится в равновесии с суммарной солнечной радиацией. В то же время температура на поверхности земли равняется в среднем $14^\circ C$. Повышение концентрации парниковых газов ведет к увеличению непрозрачности атмосферы для инфракрасного излучения и, как следствие, к их эффективному излучению с большей высоты при более низкой температуре. Это создает радиационное воздействие, называемое усилением парникового эффекта.

Повышение уровня моря. Изменение среднего глобального 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 изменения уровня моря. Специалисты по исследованию воздействия акцентируют свою работу на относительном изменении уровня моря.

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.

Прогноз климата. Прогноз климата представляет собой попытку оценить фактическую эволюцию будущего климата на временных масштабах от сезона до нескольких лет. Поскольку будущая эволюция климатической системы может быть очень чувствительной к начальным условиям, та-

кие прогнозы являются в принципе вероятностными. См. также *Прогнозная оценка климата*.

Прогнозная оценка климата. Прогнозная оценка реакции климатической системы 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.

Радиационное воздействие. Радиационное воздействие представляет собой изменение интегрального (восходящий минус нисходящий) радиационного потока (выраженного в Вт/м²) на уровне тропопаузы в результате изменения во внешних механизмах, таких как изменение концентрации диоксида углерода или потока солнечной радиации. Обычно радиационное воздействие рассчитывается для условий восстановления температуры стратосферы до радиационного баланса, но при фиксированных (ненарушенных) значениях всех характеристик тропосферы.

Рамочная конвенция Организации Объединенных Наций об изменении климата (РКИК ООН). Конвенция была принята в 1992 г. 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, стремятся вернуться к 2000 г. к уровням выбросов парниковых газов, не регулируемых Монреальским протоколом, 1990 г. Конвенция вступила в силу в марте 1994 г. См. также *Киотский протокол* и *Конференция Сторон (КС)*.

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.

Сценарий радиационного воздействия. Правдоподобное описание будущего развития процесса радиационного воздействия, связанного, например, с изменением газового состава атмосферы 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 прогностических оценок изменения климата.

Температура максимальная (минимальная). Наибольшее (наименьшее) значение температуры календарных суток, декады, месяца или года за многолетний период. Различают абсолютную, т. е. наибольшую (наименьшую) из всех наблюдавшихся значений, или среднюю из максимальных (минимальных) за рассматриваемый период.

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.

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 явления погоды. В тропосфере температура обычно понижается с высотой.

Эквивалент CO₂ (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.

Экстремальное явление погоды. Редкое событие в границах базового статистического распределения в данном конкретном пункте. Определение “редкое” варьируется в определенных пределах, однако экстремальное явление погоды обычно считается редким или более редким, если оно попадает в диапазон выборки, соответствующий 10-му и 90-му процентилем. По определению, характеристики так называемого экстремального явления погоды в разных пунктах могут быть разными. Экстремальное климатическое явление описывается средним значением числа явлений погоды на протяжении определенного периода времени, причем среднее значение само является экстремальным (например, выпадение осадков в течение сезона).

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

- ААНИИ — Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Росгидромет
- АЕВ — антропогенные и естественные внешние воздействия
- АТР — Азиатская территории России
- БС — Балтийская система высот
- ВМО — Всемирная метеорологическая организация
- ВНИИГМИ–МЦД — Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации — Мировой центр данных, Росгидромет
- ГГИ — Государственный гидрологический институт, Росгидромет
- ГГО — Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова, Росгидромет
- ГСА — Глобальная служба атмосферы
- ГСНК — Глобальная система наблюдений за климатом
- ЕВ — естественные внешние воздействия
- ЕТР — Европейская территории России
- ИГКЭ — Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН
- КП — Киотский протокол
- МГЭИК — Межправительственная группа экспертов по изменению климата
- МОК — Международная океанографическая комиссия
- МОЦАО — объединенная модель общей циркуляции атмосферы и океана
- МПР — Министерство природных ресурсов
- МЦРД — Мировой центр радиационных данных при ГГО им. А. И. Воейкова
- НГМС — национальная гидрометеорологическая служба
- ОДЗ — Третий оценочный доклад МГЭИК
- ОД4 — Четвертый оценочный доклад МГЭИК
- ООН — Организация Объединенных Наций
- ПГ — парниковые газы
- РАН — Российская академия наук
- РКИК — Рамочная конвенция ООН об изменении климата
- РКМ — региональная климатическая модель Росгидромет — Федеральная служба по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды
- РФ — Российская Федерация
- САК — североатлантическое колебание
- СДСВ — Специальный доклад о сценариях выбросов МГЭИК
- ТК — тихоокеанское колебание
- ТПО — температура поверхности океана
- ФО — федеральный округ
- ХФУ — хлорфторуглероды
- ЭНЮК — Эль-Ниньо — южное колебание
- ЮНЕП — Программа по окружающей среде ООН
- ЮНЕСКО — Организация ООН по вопросам образования, науки и культуры
- АСИА — Arctic Climate Impact Assessment (Доклад “Оценка климатических последствий в Арктике”)
- AERONET — Aerosol Robotic Network (сеть наблюдений за аэрозольной оптической толщиной)
- AMIP — Atmospheric Model Intercomparison Project (Проект сравнения атмосферных моделей, первая фаза)
- AMIP-II — вторая фаза проекта AMIP
- AVHRR — Advanced Very High Resolution Radiometer (радиометр высокого разрешения)
- BCCR — Bjerknæs Centre for Climate Research, Norway (Центр климатических исследований Бьеркнеса, Норвегия)
- CALM — Circumpolar Active Layer Monitoring (Циркумполярный мониторинг деятельного слоя)
- С — меридиональная форма циркуляции по Вангенгейму
- C20C — Climate of the 20th Century (Проект климата XX столетия)
- CMIP — Coupled Model Intercomparison Project (Проект сравнения объединенных моделей — МОЦАО)
- CMIP2 — вторая фаза проекта CMIP
- CMIP3 — третья фаза проекта CMIP
- CNRM — Centre National de Recherches Meteorologiques (Национальный центр метеорологических исследований, Франция)
- CRU — Climate Research Unit, University of East Anglia, UK (Группа анализа данных наблюдений за климатом Университета Восточной Англии, Великобритания)
- CSIRO — Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Организация по научным и промышленным исследованиям для стран Содружества наций, Австралия)
- Е — восточная форма циркуляции по Вангенгейму
- ECMWF — European Centre for Medium Range Weather Forecasting (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды)
- ERA-40 — ECMWF Reanalysis (глобальный реанализ атмосферы за 40 лет Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды)

FAO — Food and Agriculture Organization (Продовольственная и сельскохозяйственная организация)

GAW — Global Atmospheric Watch (Глобальная служба атмосферы)

GCOS — Global Climate Observation System (Глобальная система наблюдений за климатом)

GFDL — Geophysical Fluid Dynamic Laboratory (Лаборатория геофизической гидродинамики, США)

GHCN — Global Historical Climatology Network (исторический архив данных анализа наблюдений за климатом в узлах регулярной глобальной сетки)

GISS — Goddard Institute for Space Studies (Годдардский институт космических исследований, НАСА, США)

GLOSS — Глобальная система наблюдений за уровнем моря

GMS — geostationary meteorological satellite (геостационарный метеорологический спутник)

GOOS — Глобальная система наблюдений за океаном

GRDC — Global Runoff Data Centre (Международный центр данных по стоку рек, Кобленц, Германия)

IEA — International Energy Agency (Международное энергетическое агентство, Париж, Франция)

INM — Institute of Numerical Mathematics (Институт вычислительной математики, РАН, РФ)

IPCC — Intergovernmental Panel on Climate Change (Межправительственная группа экспертов по изменению климата)

IPSL — Institut Pierre Simon Laplace (Институт Пьера Симона Лапласа, Франция)

ISCCP — International Satellite Cloud Climatology Project (Международный проект по спутниковой климатологии облаков)

JMA — Japan Meteorological Agency (Японское метеорологическое агентство)

MIRS — multi-angle imaging radiometer (широкоугольный визуальный радиометр)

MODIS — medium resolution imaging spectrometer (визуальный спектрометр среднего разрешения)

MRI — Meteorological Research Institute (Институт метеорологических исследований, Япония)

NOAA — National Oceanic and Atmospheric Administration (Национальная администрация по океану и атмосфере, США)

NCAR — National Center for Atmospheric Research (Национальный центр атмосферных исследований США)

NCDC — National Climate Data Center (Национальный центр климатических данных, США)

NCEP — National Centers for Environmental Prediction (Национальные центры США по предсказанию окружающей среды)

NSIDC — National Sea Ice and Snow Data Center (Национальный центр данных о морском льде и снеге, США)

UKMO — United Kingdom Meteorological Office (Метеорологическая служба Великобритании)

W — западная форма циркуляции по Вангенгейму

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

Том I. Изменения климата

Редактор *Т.В.Лешкевич*
Корректор *В.В.Борисова*
Компьютерная верстка *И.В.Ломакиной*

Подписано в печать 18.11.08. Формат 60x84 1/8. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 24,25. Усл. кр.-отт. 24,50. Уч. изд. л. 26,08.
Тираж 300 экз. Индекс ММ-14. Заказ № 30.

Набрано в ГУ «НИЦ «Планета»
123242, Москва, Б. Предтеченский пер., 7
Отпечатанов ГУ «ВНИИГМИ-МЦД»
249035, Калужская обл., г. Обнинск, ул. Королева, д.6

ISBN 978-5-904206-05-5