

---

## 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

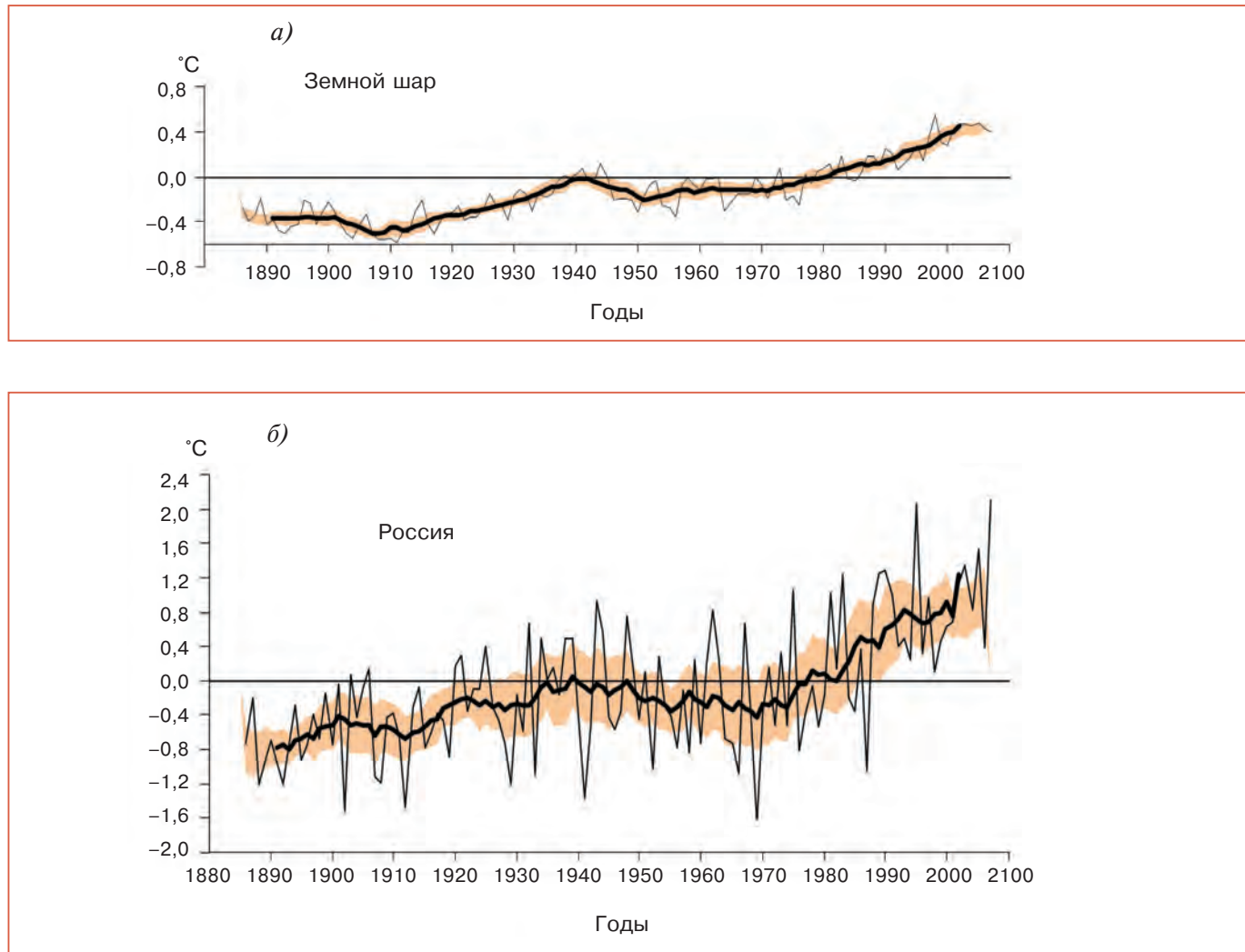
приповерхностная температура вычисляется как средняя из температуры приземного воздуха над континентами (на высоте 2 м над поверхностью, как правило, в метеорологической будке) и температур воды поверхности морей и океанов. Для пространственного осреднения используются не сами значения температуры, а 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**

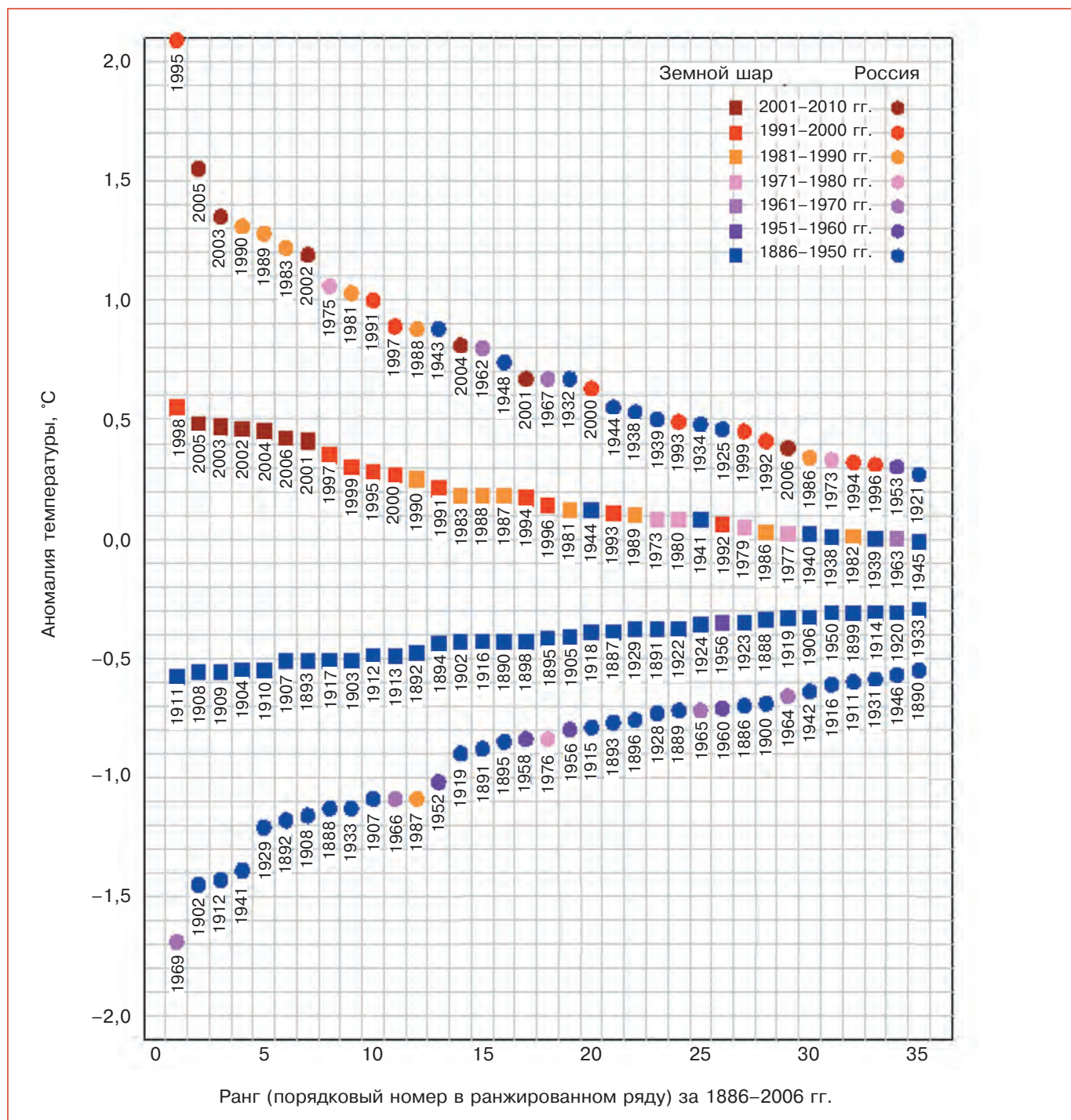
Общее представление о характере изменений температуры на территории РФ во второй половине XX и начале XXI века дают временные ряды пространственно осредненных средних годовых и сезонных аномалий температуры (Груза и др., 2007; Груза, Ранькова, 2004; Gruza et al., 1999; Ранькова, Груза, 1998).

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. Различие средней го-

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ



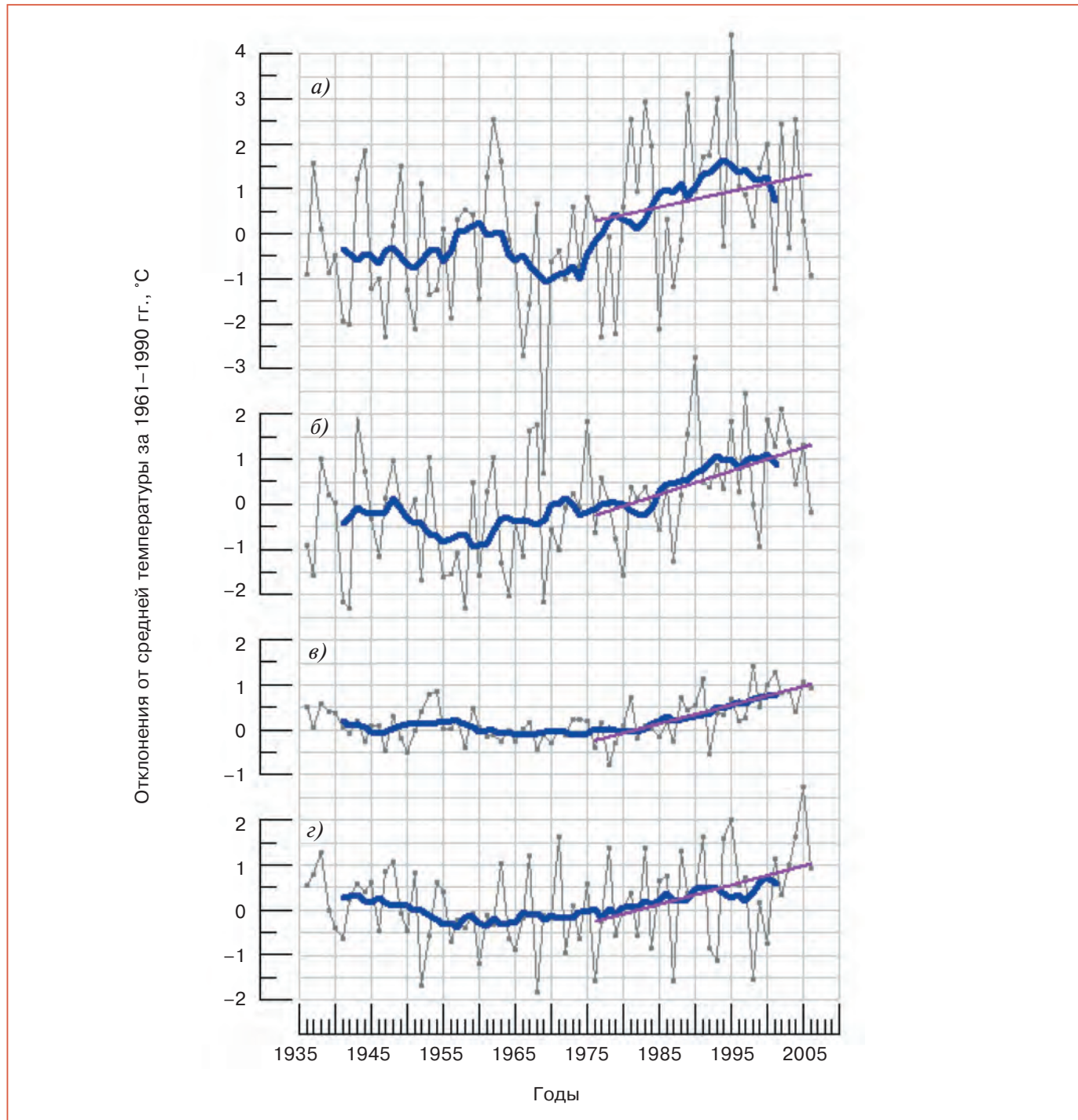
**Рис. 3.2.** Ранжированные ряды среднегодовой аномалии приповерхностной температуры земного шара (квадраты) и России (кружки). Показаны 35 самых теплых лет в порядке убывания температуры (сверху) и 35 самых холодных лет в порядке ее возрастания (снизу) за период 1886–2006 гг. Ордината точки соответствует 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.

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

(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 приняты 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.

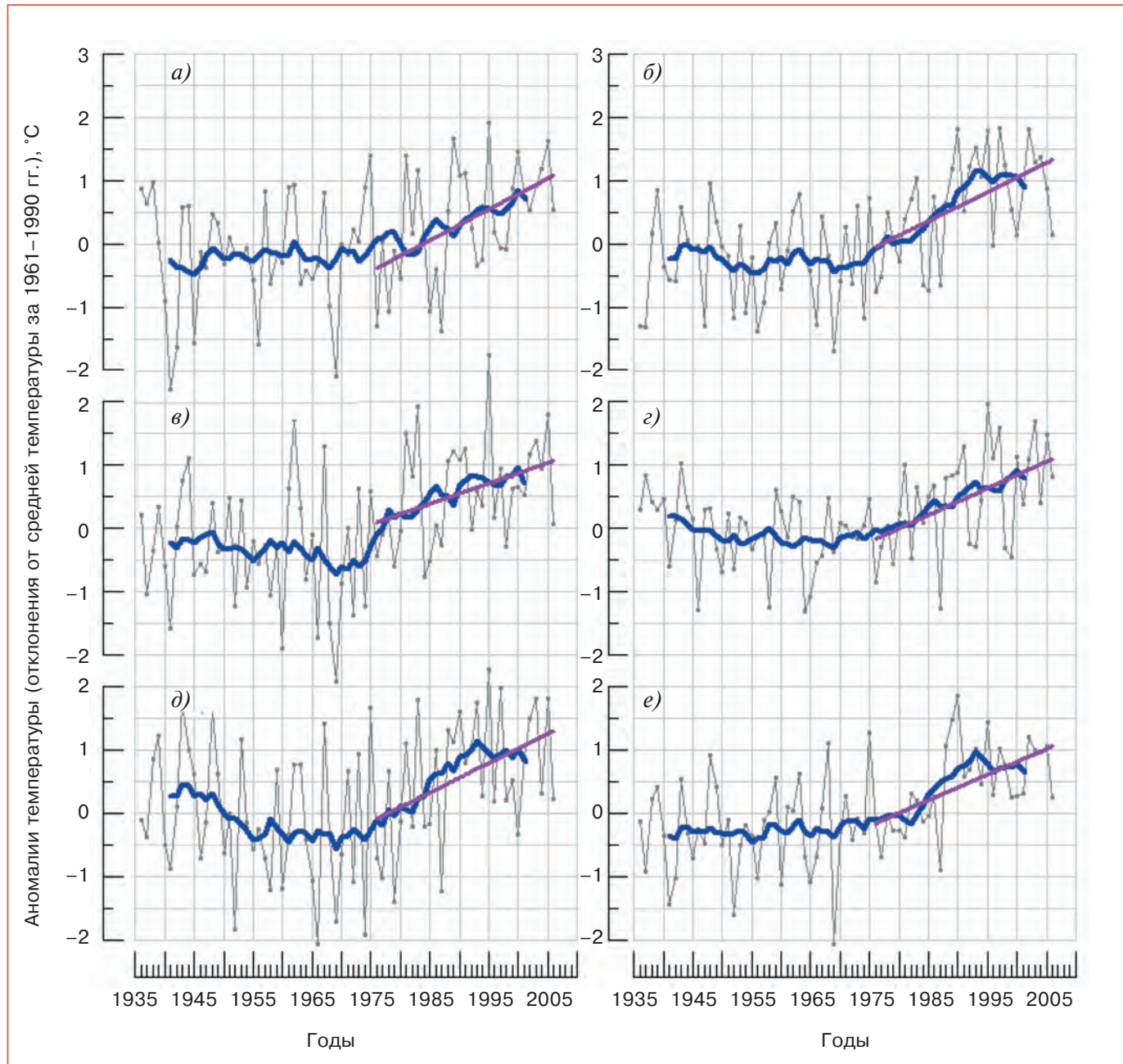
Анализируя приведенные оценки, можно отметить, что повышение среднегодовой температу-



**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>	$\Delta$	<i>b</i>	$\Delta$	<i>b</i>	$\Delta$	<i>b</i>	$\Delta$
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);  $\Delta$  — 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, обуславливает лишь 3% межгодовой изменчивости температуры зимой в течение рассматриваемого периода.

#### 3.1.4. Тенденции современных изменений температуры воздуха

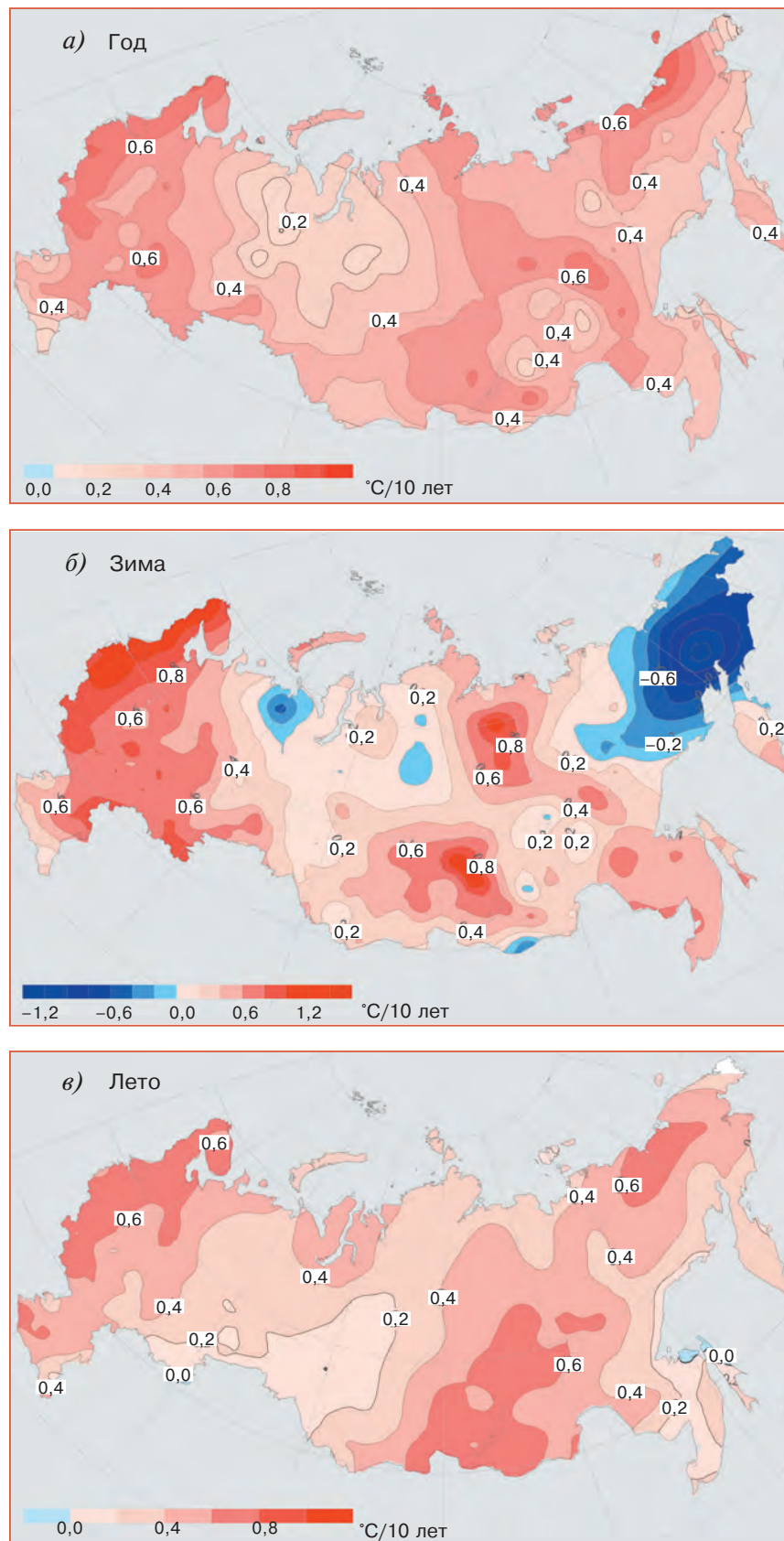
Наиболее подробную картину современных тенденций изменения температуры приземного воздуха дают географические распределения коэффициентов линейного тренда на территории России за 1976–2006 гг., приведенные на рис. 3.6 в

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.



### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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  $0^{\circ}\text{C}$ .

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  $50^{\circ}$  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.

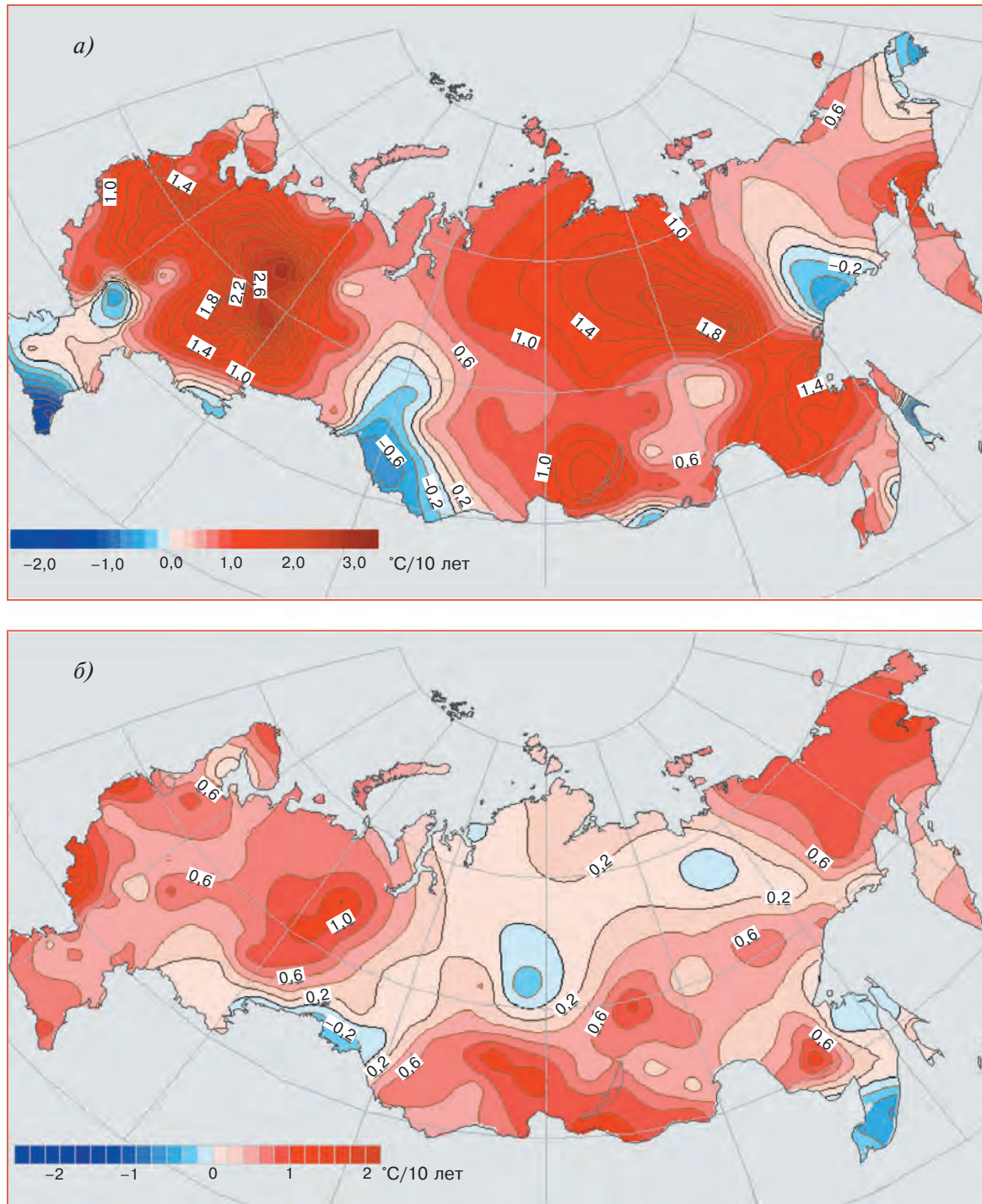
В целом годовые максимумы температуры (летние экстремумы температуры) на территории России менее характеризуют глобальное потепление, чем годовые минимумы (зимние экстремумы).

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.

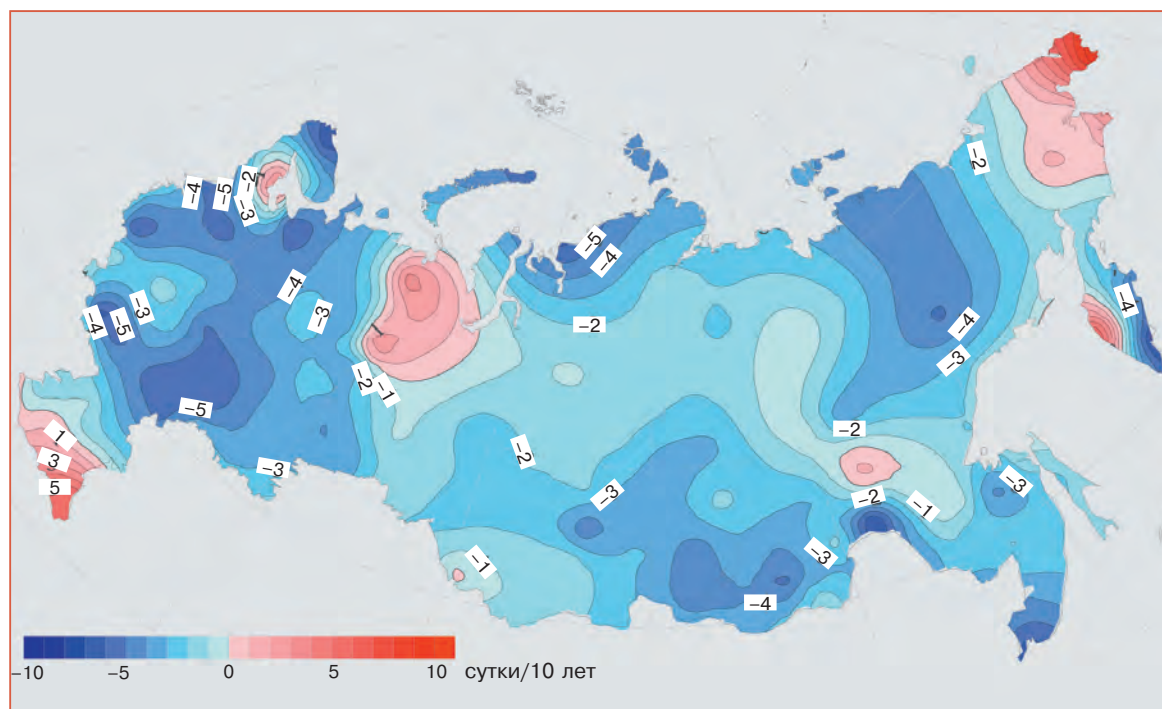
центили индексов определялись по данным за 1936–2006 гг. Отметим выявленные сезонные и региональные особенности в изменчивости рассмотренных температурных экстремумов.

**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.

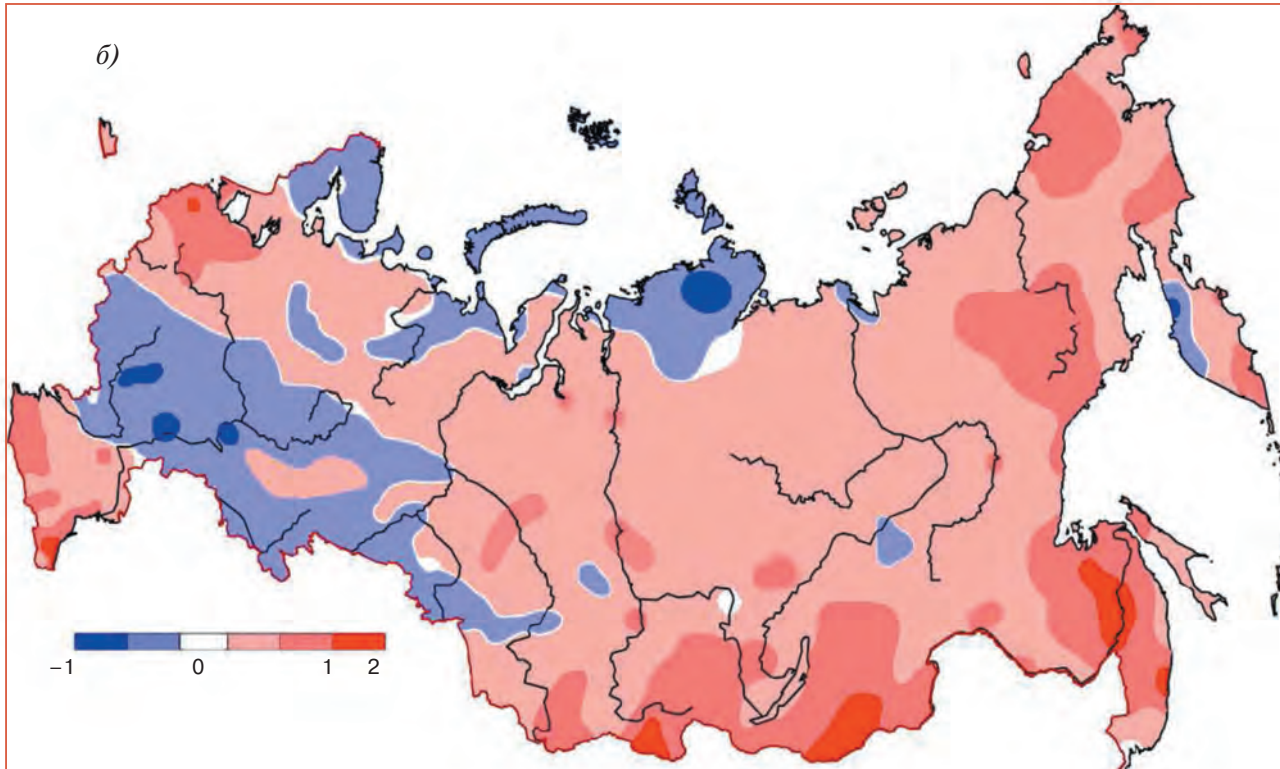
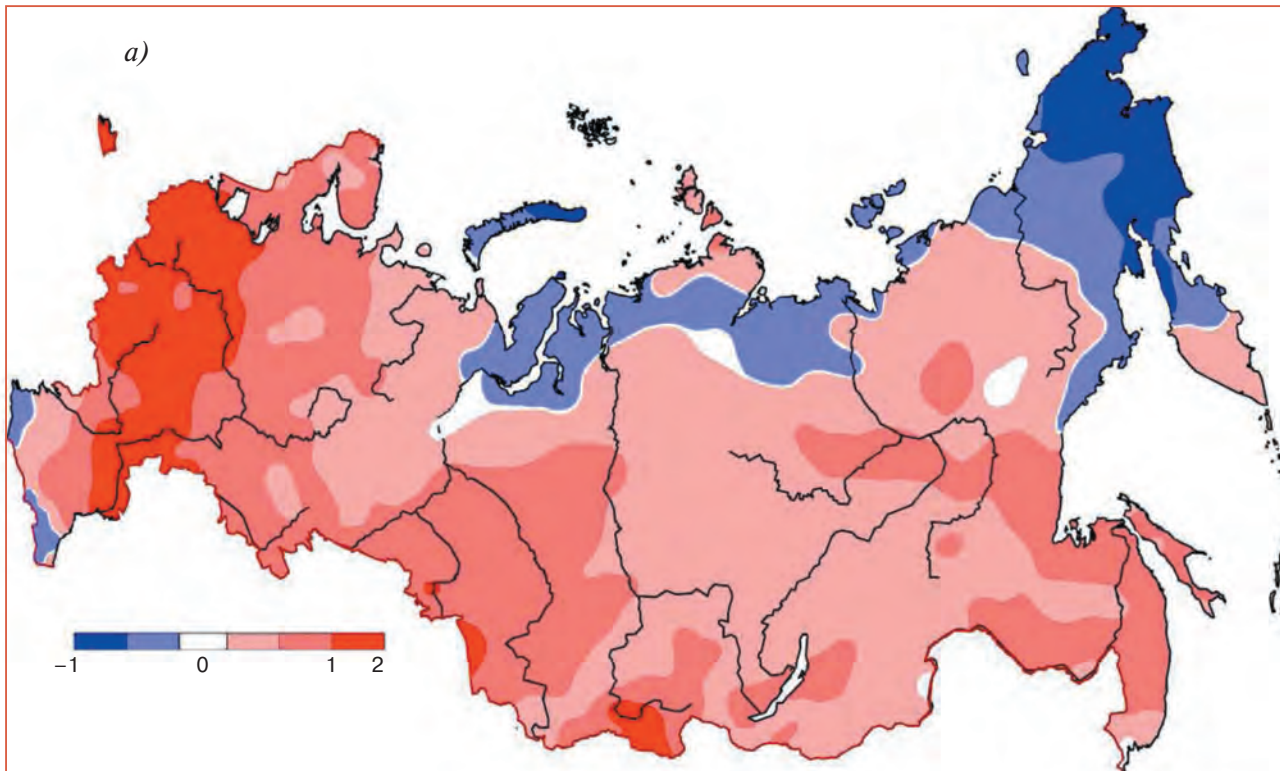
**Максимальная, минимальная температура и амплитуда суточного хода температуры воздуха у поверхности земли.** Сравнение изменений суточного максимума и суточного минимума температуры приземного воздуха на территории России (Мирвис, 1999 (дополненное)) по данным за 1950–2006 гг. показывает, что увеличение 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.

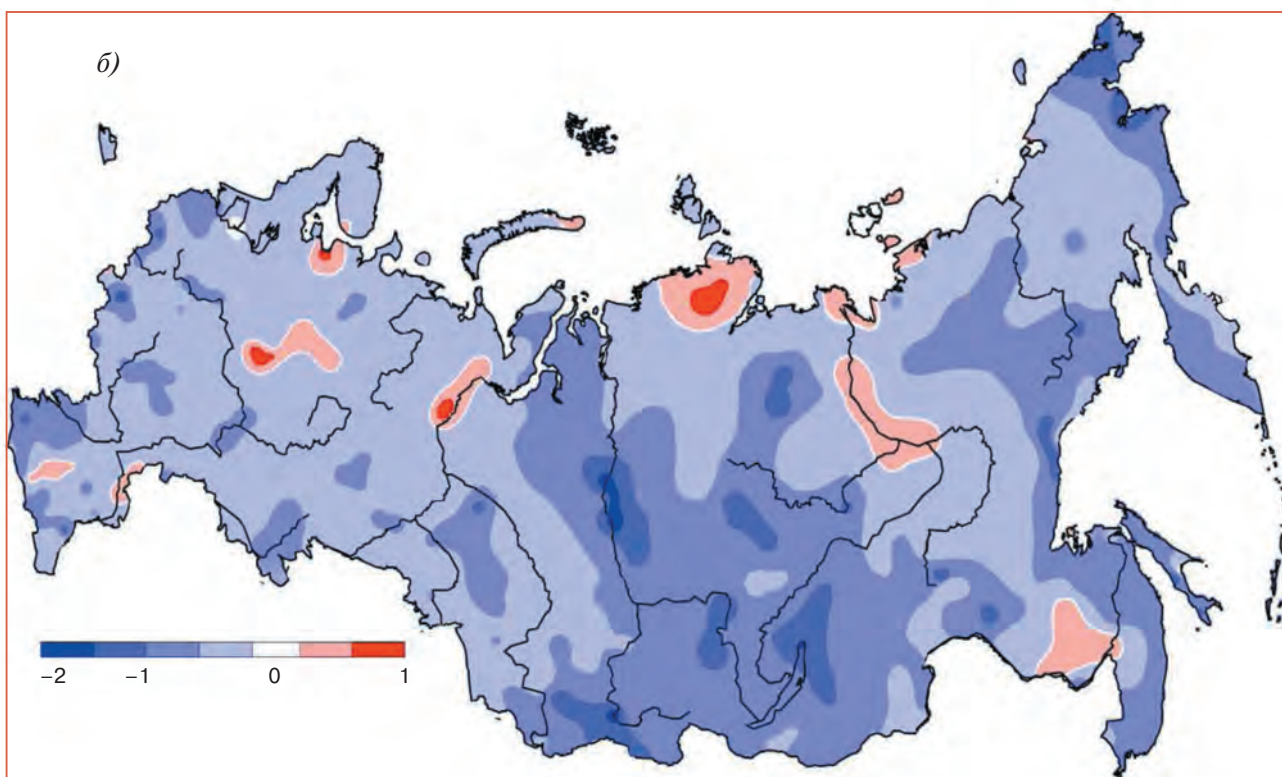
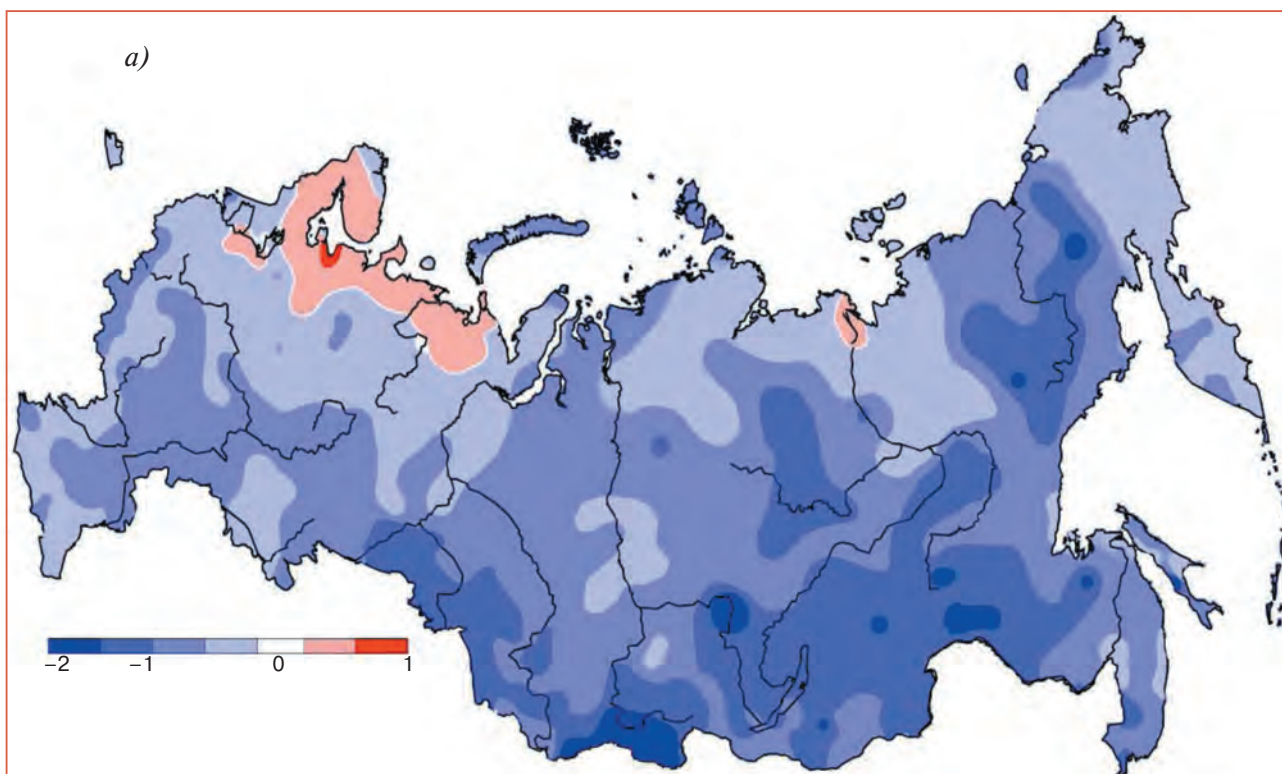


### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ



**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).

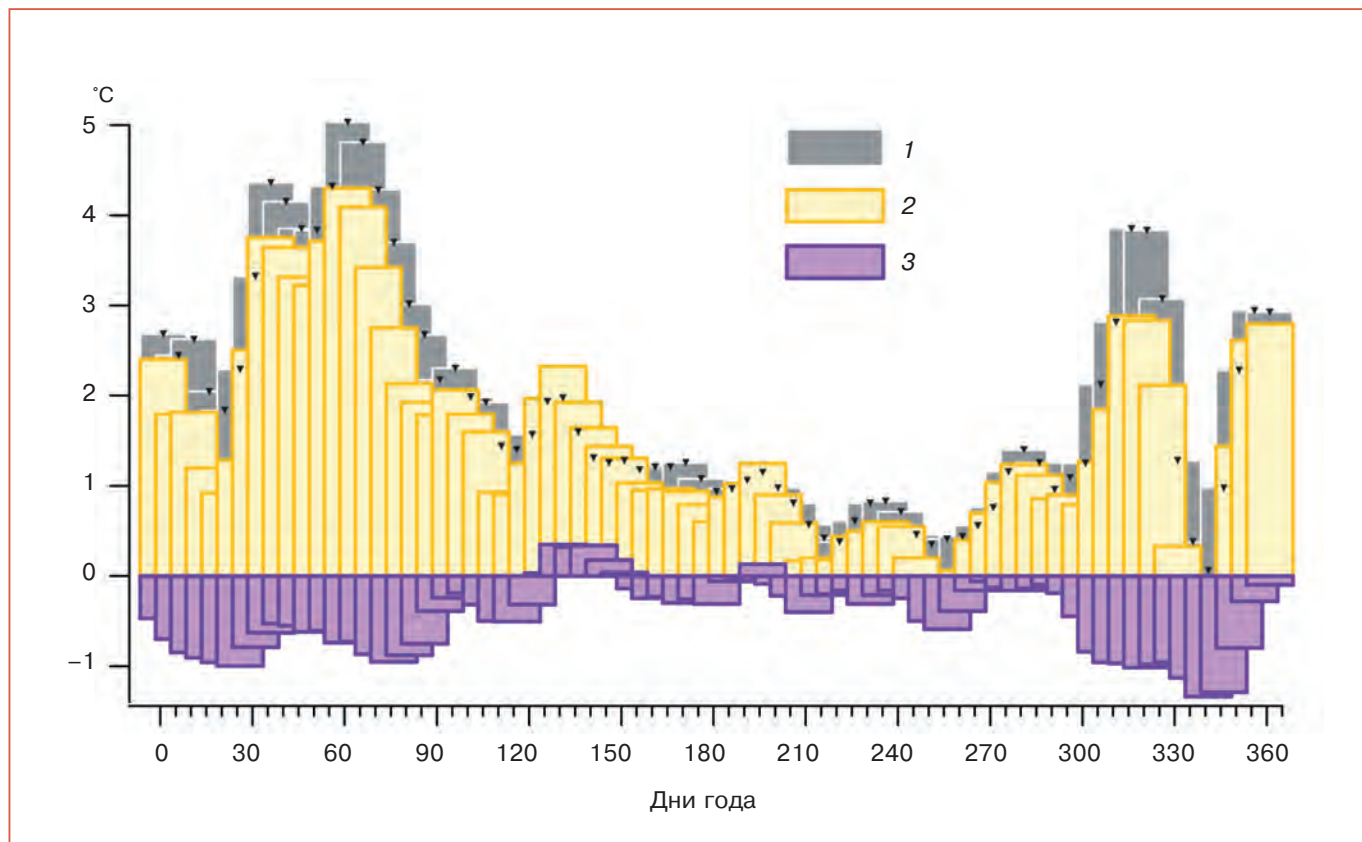
### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ



**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.

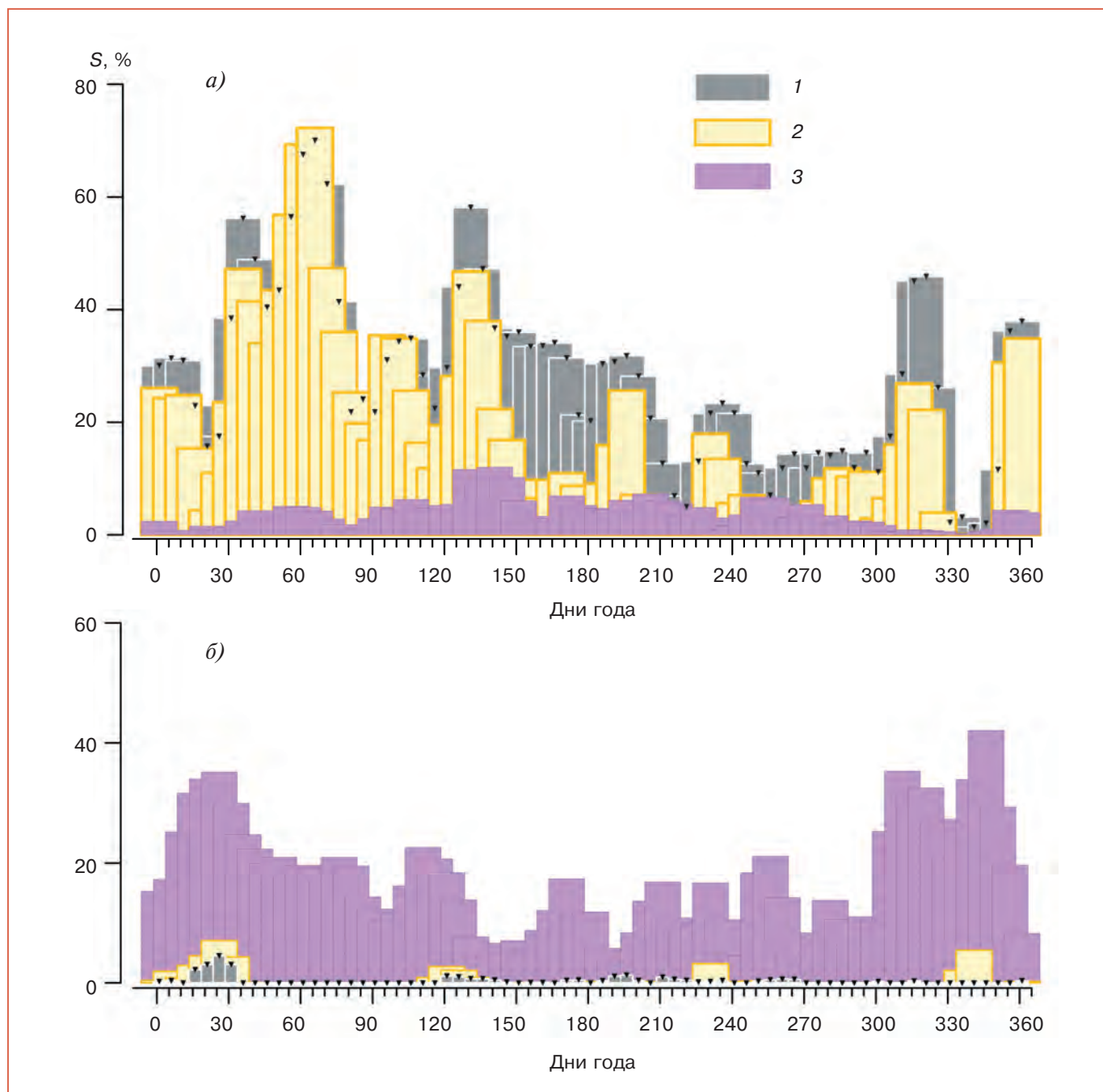
Проблема восстановления инструментальной однородности данных исторических наблюдений за осадками является сегодня одной из ключевых научных проблем в области эмпирических иссле-

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-



### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ



**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.

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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. Соответственно 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).

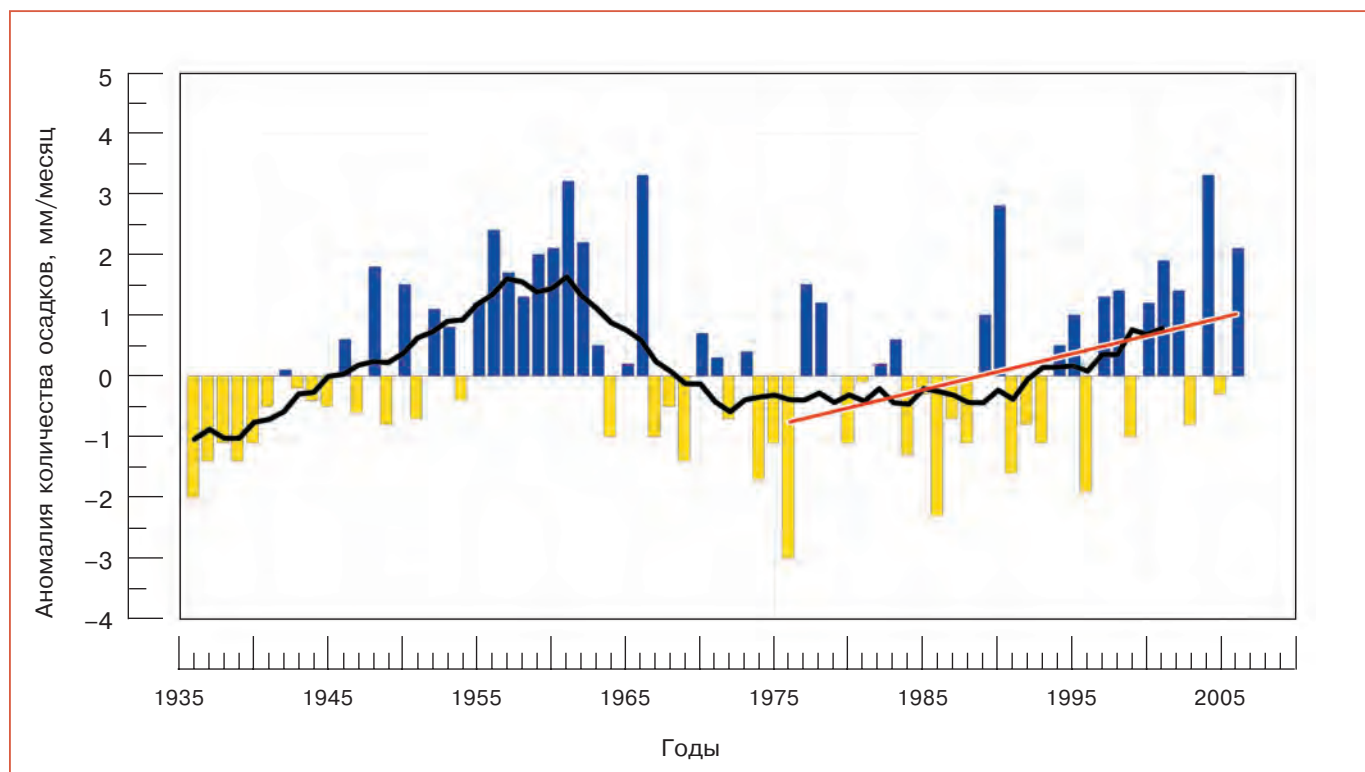
Однако исторические и текущие данные, поступающие по каналам связи, по-прежнему содержат существенную инструментальную неоднородность, связанную, в частности, с недоучетом твердых осадков, особенно при метелях и сильных ветрах. Помимо прямого смещения в оценке количества осадков зимой (их занижение по 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 станционных наблюдений, осредненным за год и по календарным сезонам.

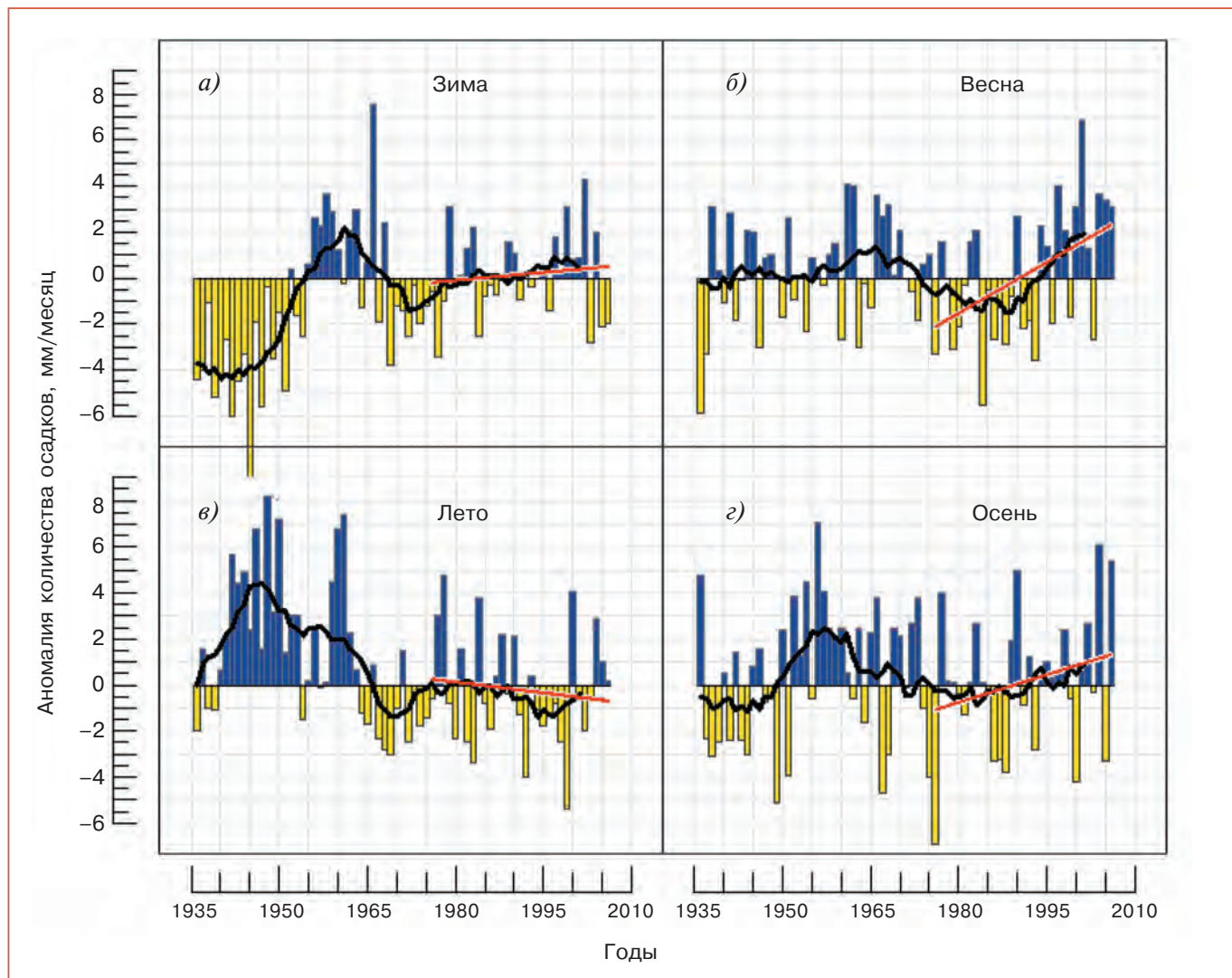
**Таблица 3.3.** Коэффициенты линейного тренда ( $b$ , мм/месяц за 10 лет) регионально осредненных среднегодовых и сезонных аномалий количества осадков на территории России за 1976–2006 гг. и доля суммарной дисперсии, объясненная трендом ( $d$ , %)

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.



### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ



**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.

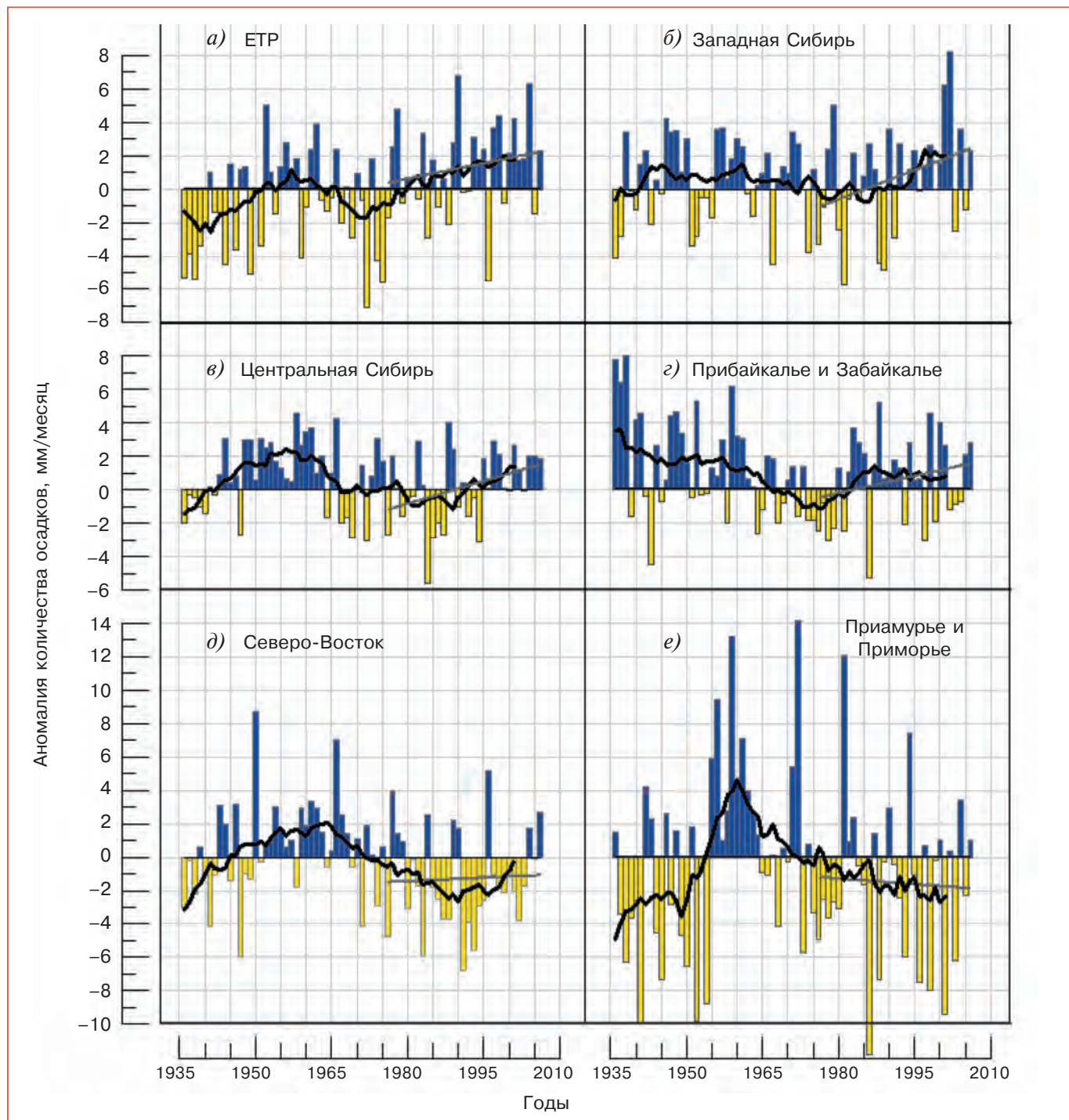
#### 3.2.4. Тенденции современных изменений атмосферных осадков

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-

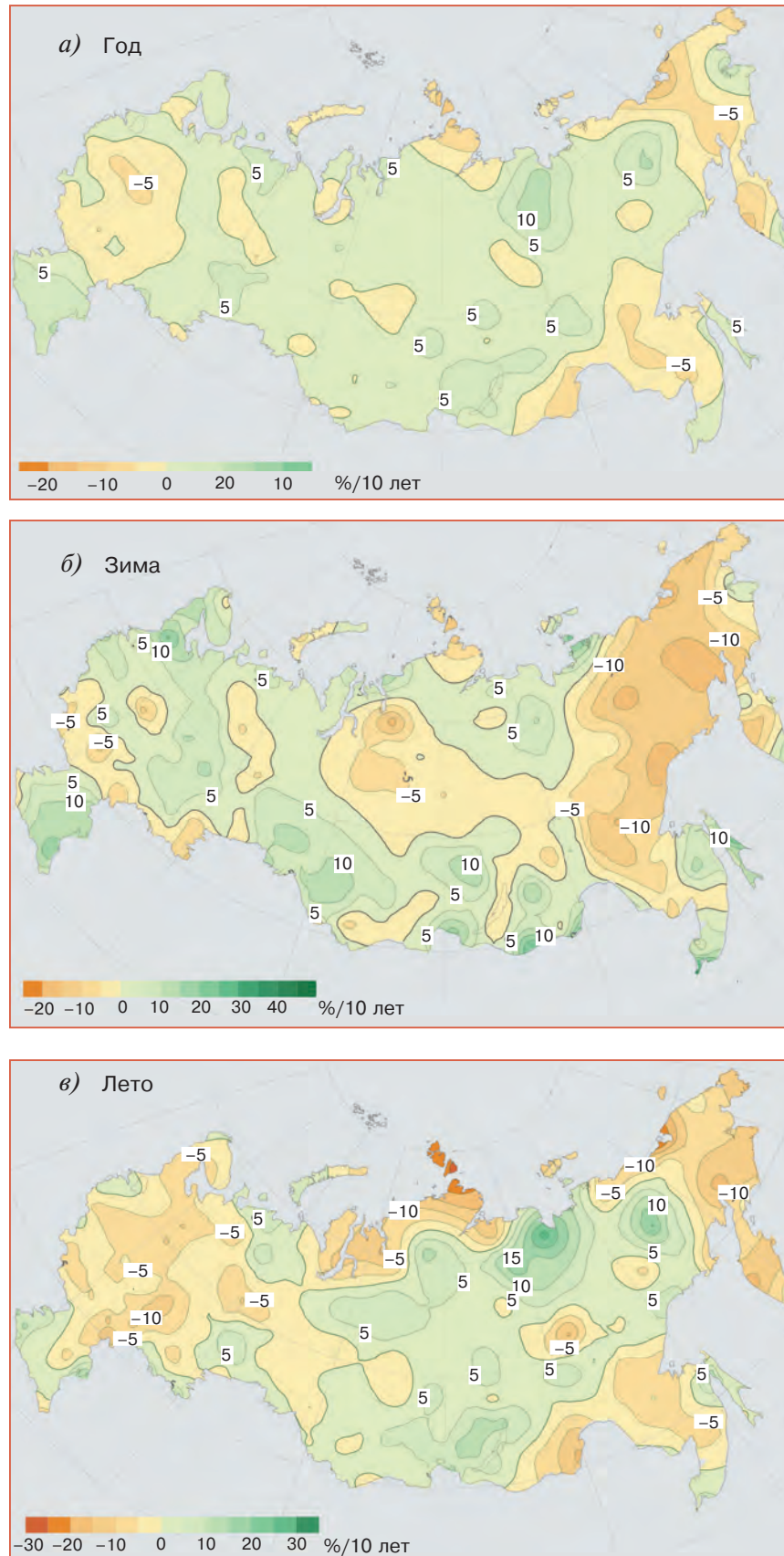
ные в мм/месяц за 10 лет, затем нормированы на соответствующие сезонные (годовые) нормы осадков (полученные осреднением месячных норм) и выражены в %/10 лет. Все оценки выполнены по-станционно и в пространстве лишь картированы.



**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. Прямые линии 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.

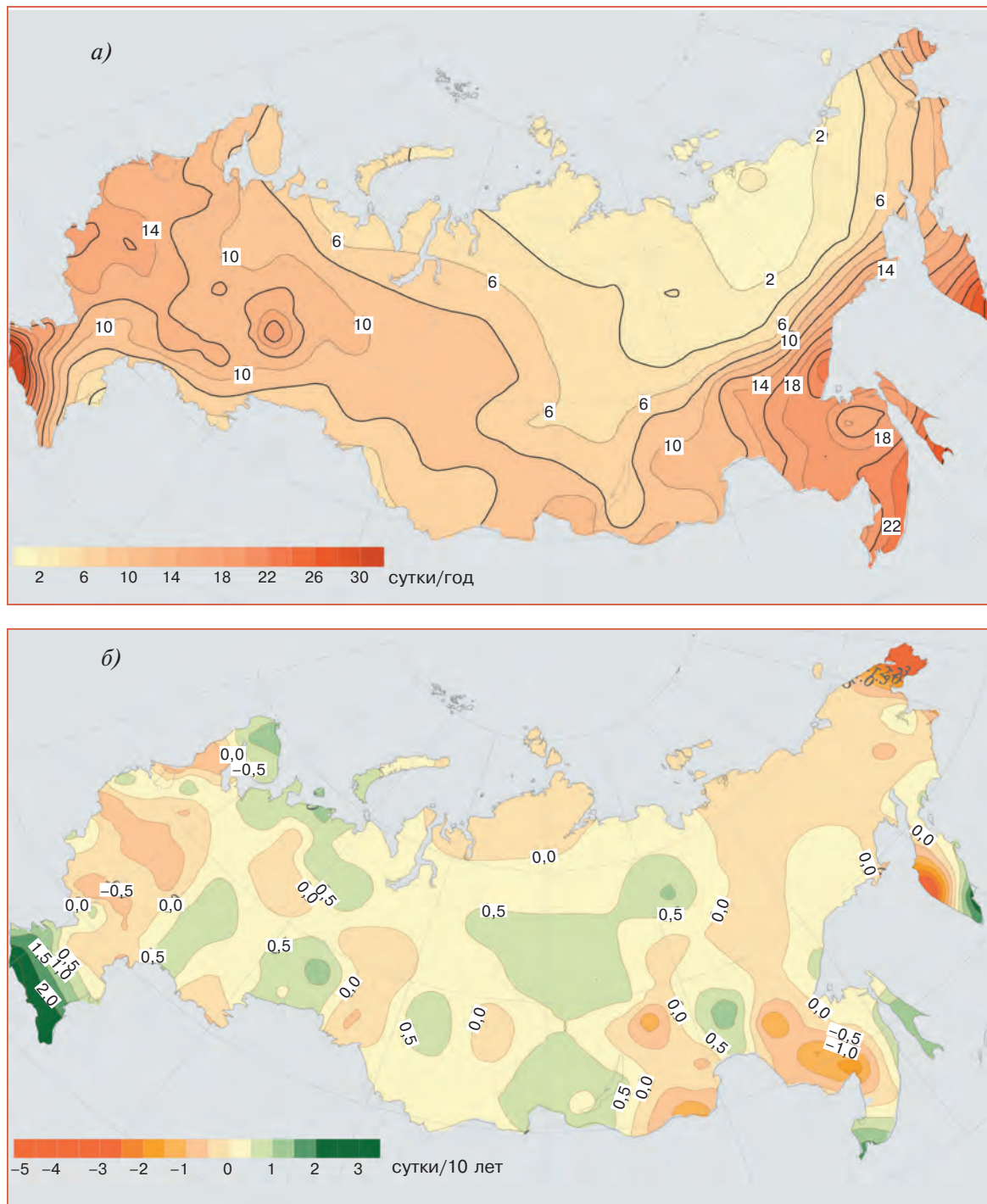
На рис. 3.17 и 3.18 приводятся пространственные распределения двух введенных индексов: поля многолетних средних значений за базовый период 1961–1990 гг., дающих общее представление о среднем уровне значений индекса на территории России, и поля коэффициентов линейного тренда за 1976–2006 гг., характеризующих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

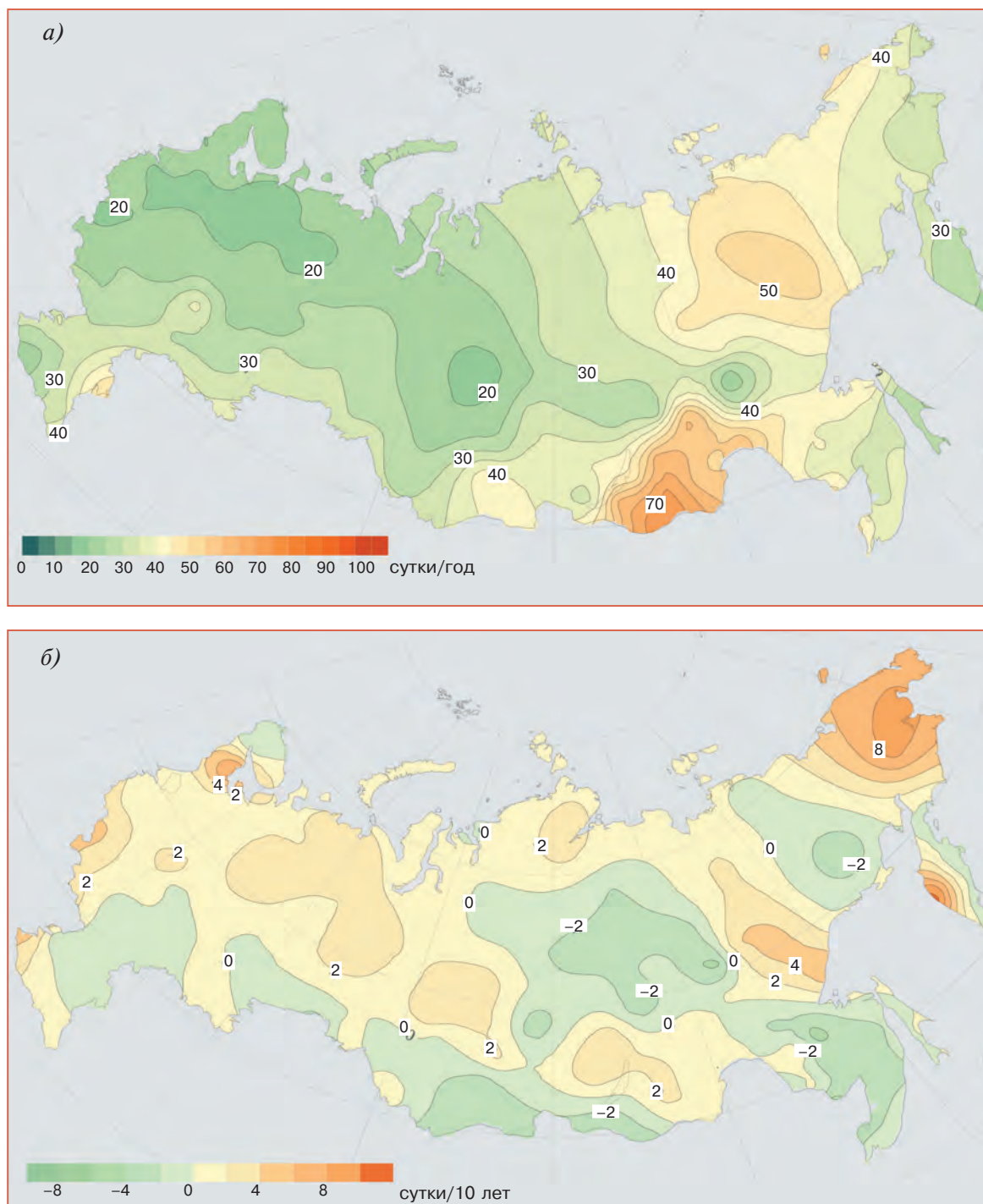
В географическом распределении тенденций временных изменений индексов экстремальности осадков (рис. 3.17а и 3.18б) существенных трендов не обнаружено. Слабое увеличение повторяемости интенсивных осадков сопутствует столь же слабому сокращению максимальной продолжительности сухих периодов. Небольшие по 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 происходили во временном ходе пространственно осредненных годовых аномалий количества облаков нижнего яруса (табл. 3.5). При этом начало периода характеризуется большим 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 Cu 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.

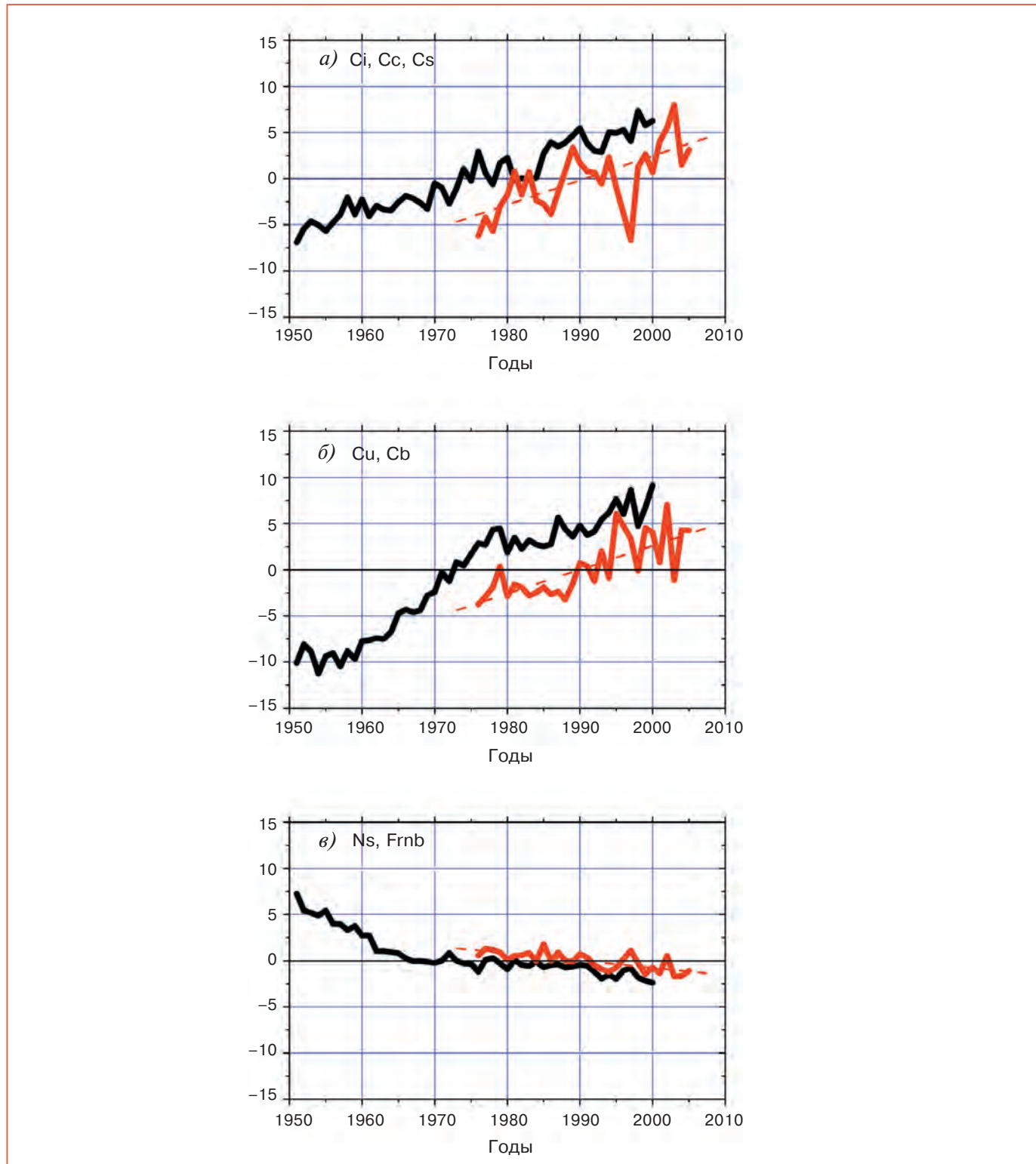
Отмеченное увеличение вклада кучевых и кучево-дождевых облаков (с которыми связываются ливневые осадки) сопровождалось отрицательной тенденцией в изменении доли слоисто-дождевой

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)

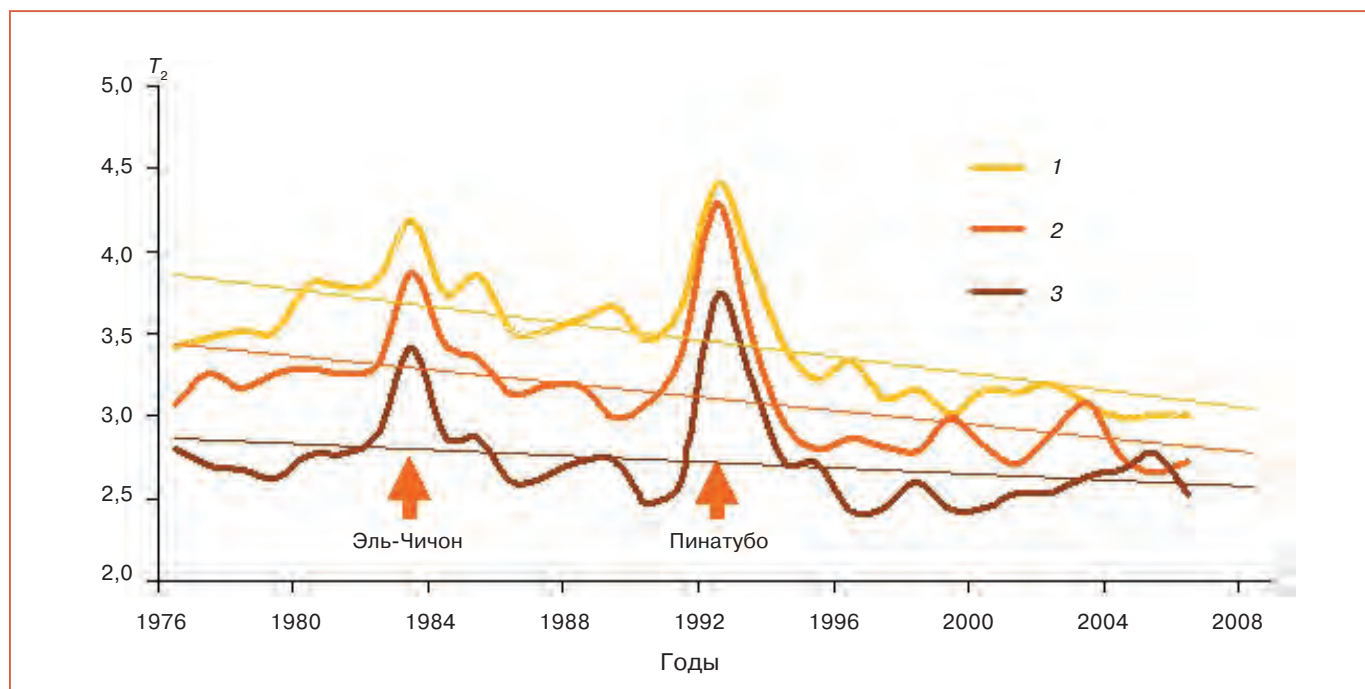
### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ



**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).

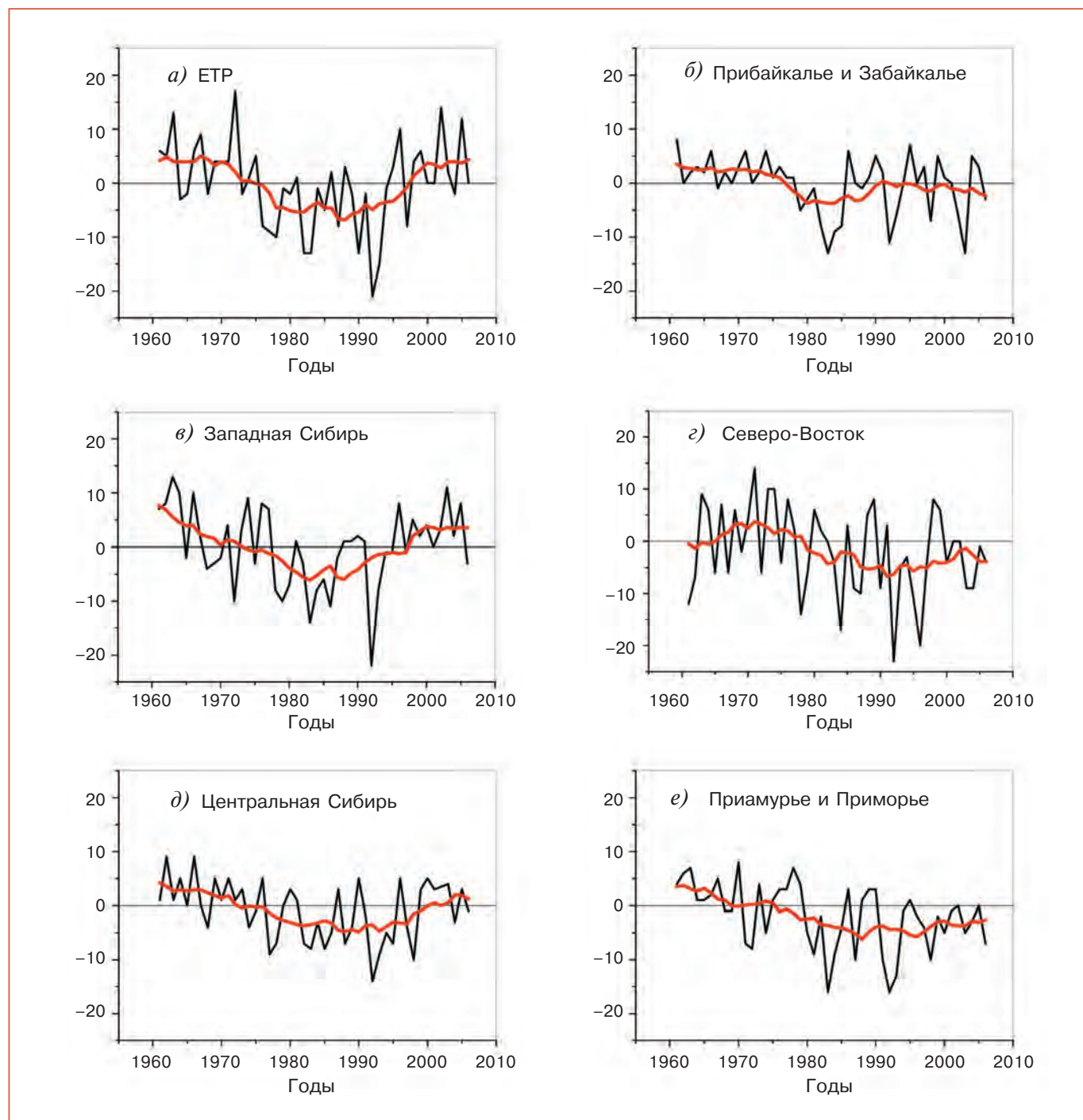
Выделение аэрозольной составляющей ослабления радиации, выполненное по данным многолетних сетевых актинометрических наблюдений за прямой солнечной радиацией с привлечением информации о влажности у поверхности земли, показывает, что аэрозольная оптическая толщина атмосферы на территории России также демон-

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 проходящей 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 Евроазиатского 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 проходящей 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.

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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 сохранялся 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 годовой 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. годовой 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%. Годовой 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. Годовой 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. км<sup>2</sup> (Чеботарев, 1978).



### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

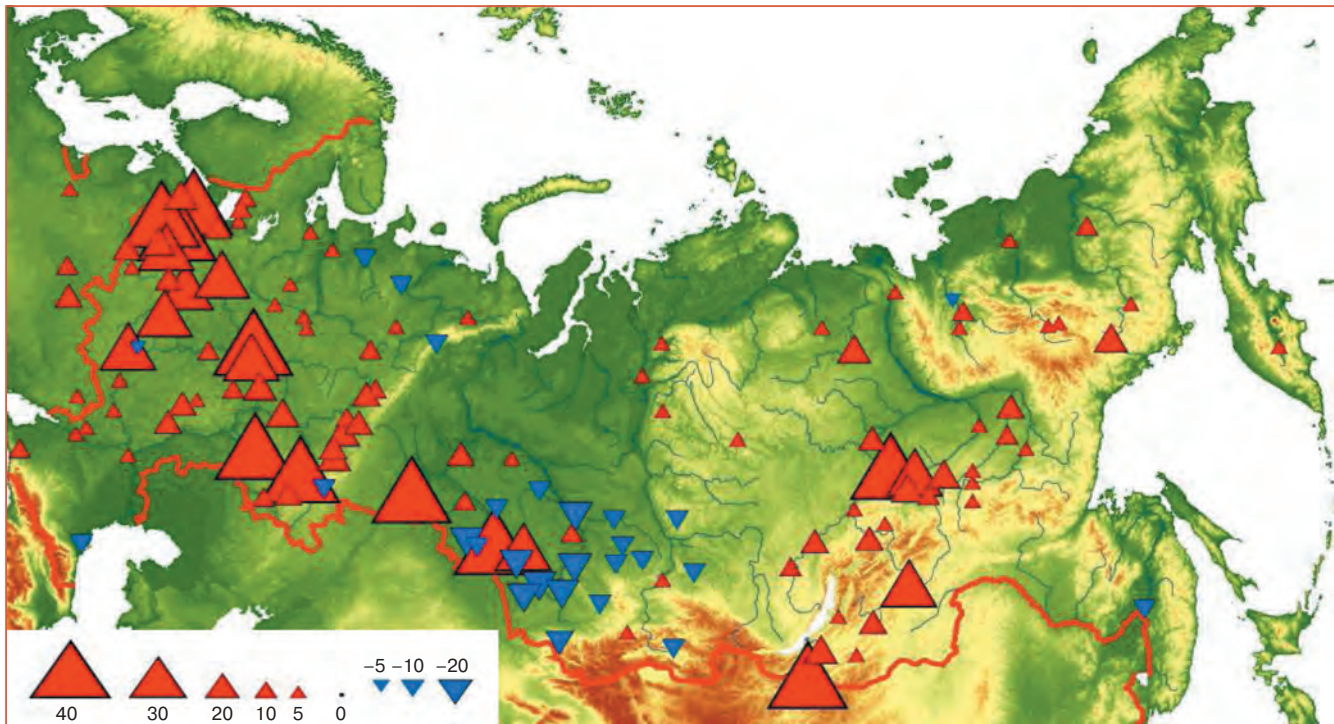


Рис. 3.22. Аномалии среднего годового стока рек за период 1978–2005 гг. (процент нормы за 1946–1977 гг.).

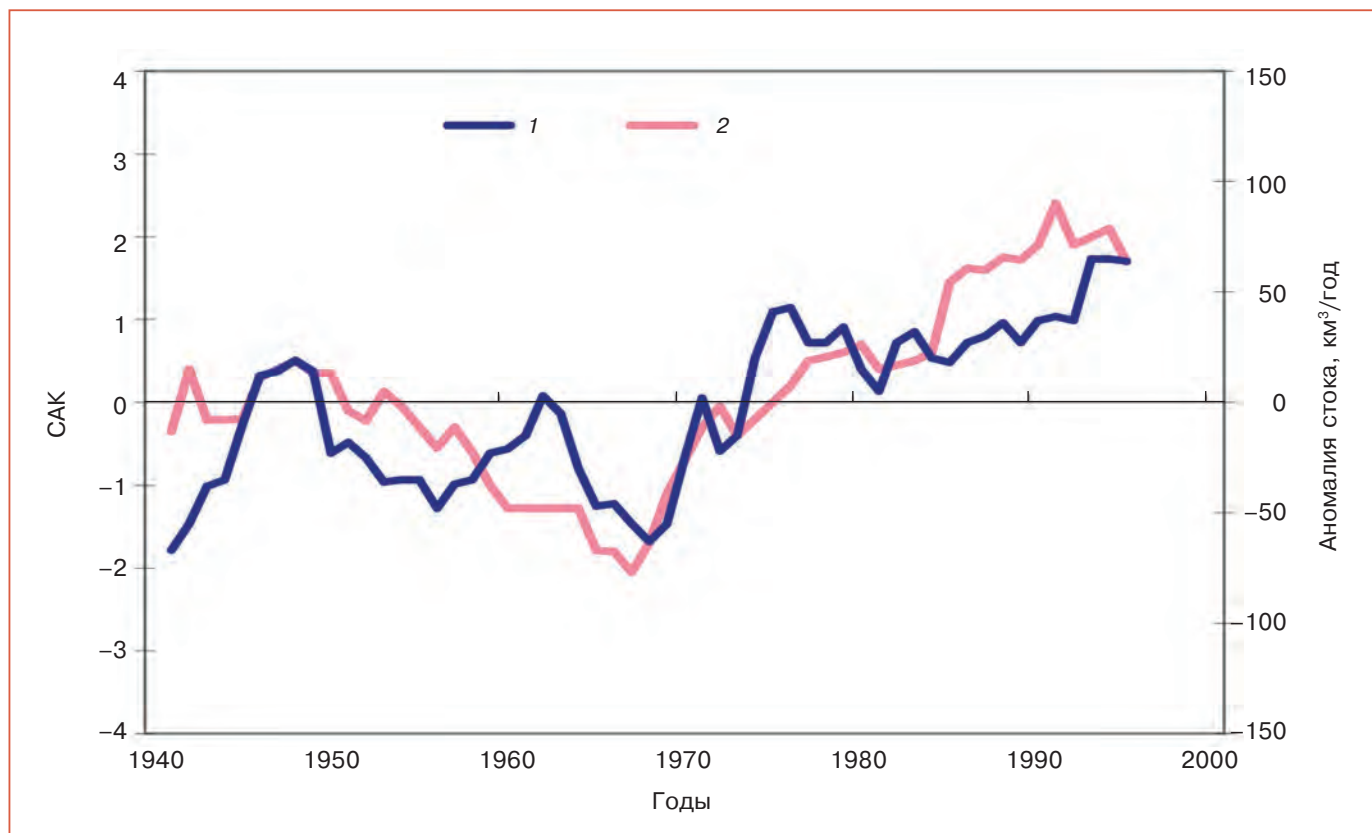


Рис. 3.23. Временной ход аномалий годового стока сибирских рек (1) и индекса северо-атлантического колебания зимой за период 1936–2002 гг. (2). Показанные кривые получены в результате использования 10-летнего скользящего фильтра.

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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 Терек, 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 км<sup>3</sup>/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).

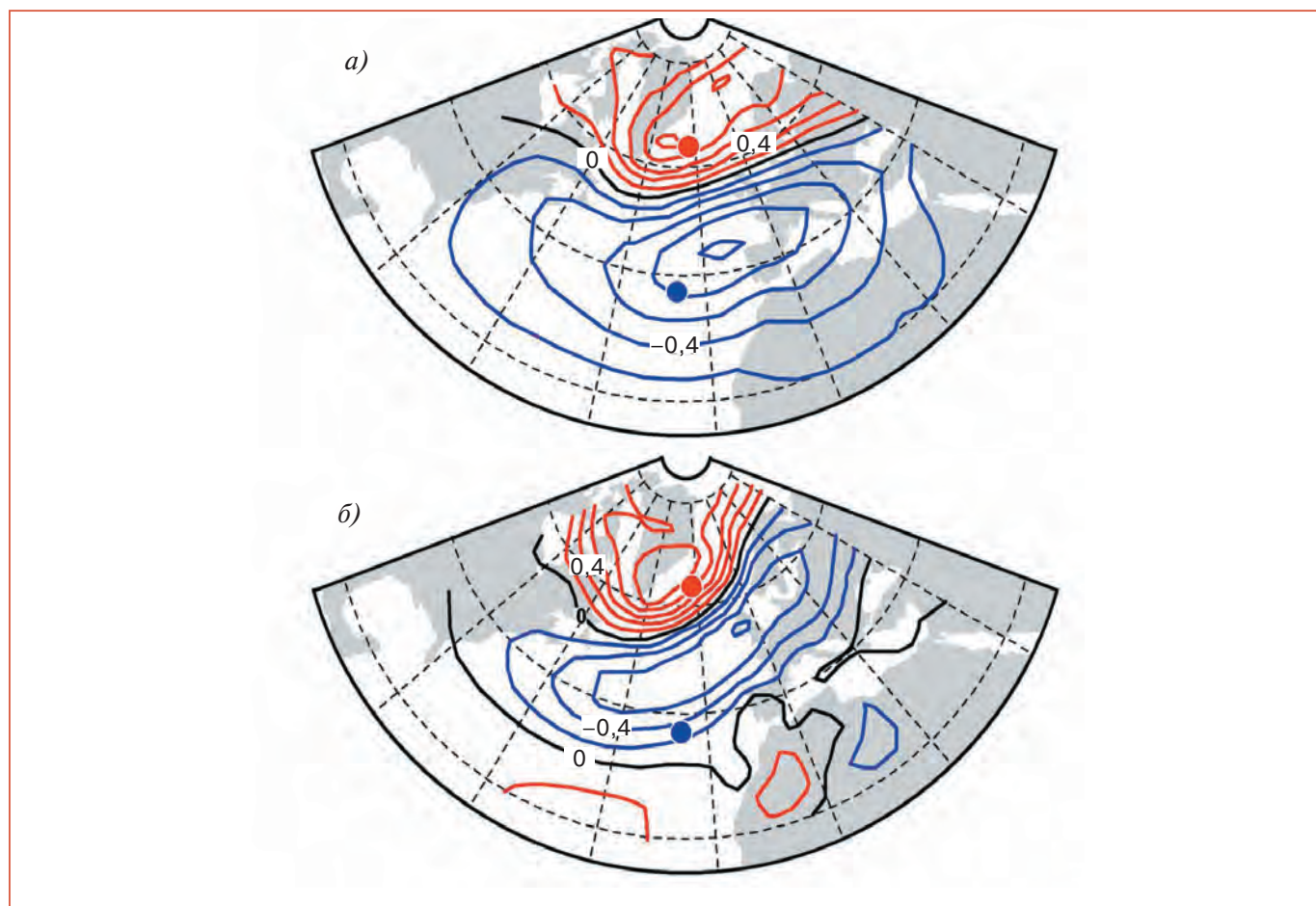
В отличие от изменений температуры и осадков, которые могут изучаться непосредственно по данным наблюдений, изучение атмосферной циркуляции основано на использовании некоторых индексов, характеризующих те или иные циркуляционные структуры. В выборе этих индексов в значительной мере проявляется субъективизм 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





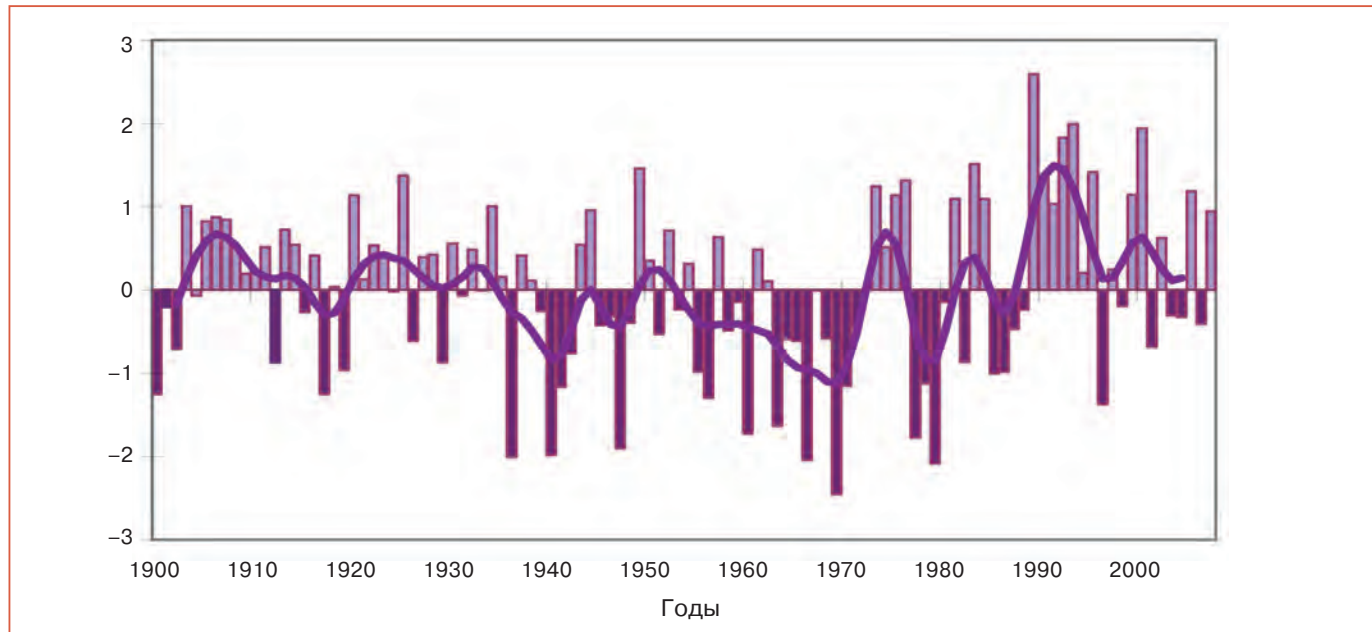
**Рис. 3.24.** Первые естественные ортогональные функции (ЕОФ) давления в Атлантическом секторе в зимний (а) и летний (б) сезоны (данные NCAR за 1899–2006 гг.). Точками отмечено положение станций Рейкьявик (Исландия) и Понта Дельгада (Азорские о-ва), используемых для расчета индекса САК. Источник: <http://www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html>.

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 немногим более 0,5.

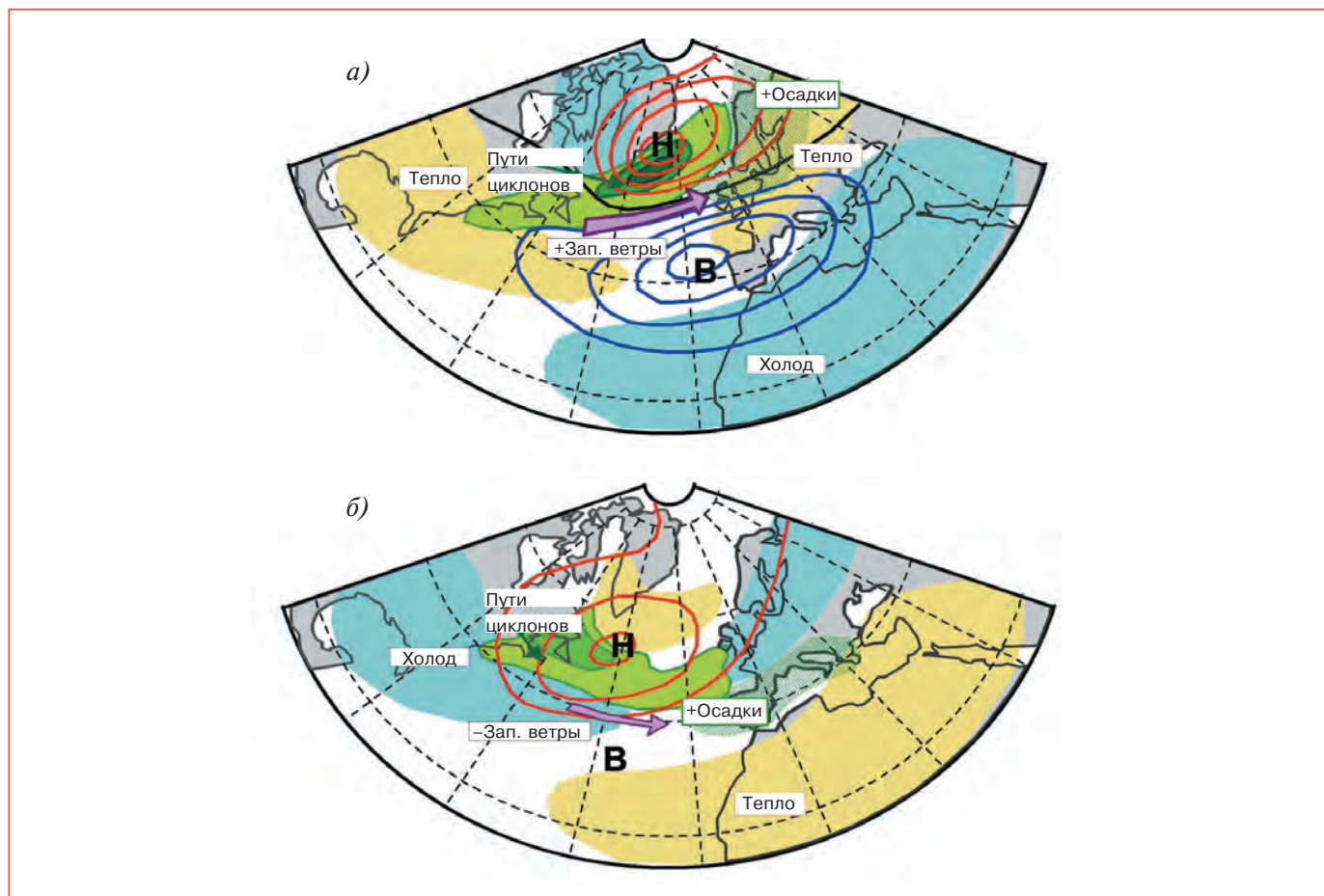
Временной ход индекса САК зимой (рис. 3.25) демонстрирует значительную междесятилетнюю изменчивость (спектральный пик между 6 и 13 годами) и сильный тренд в сторону положительной фазы в период 1960–1990 гг.

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

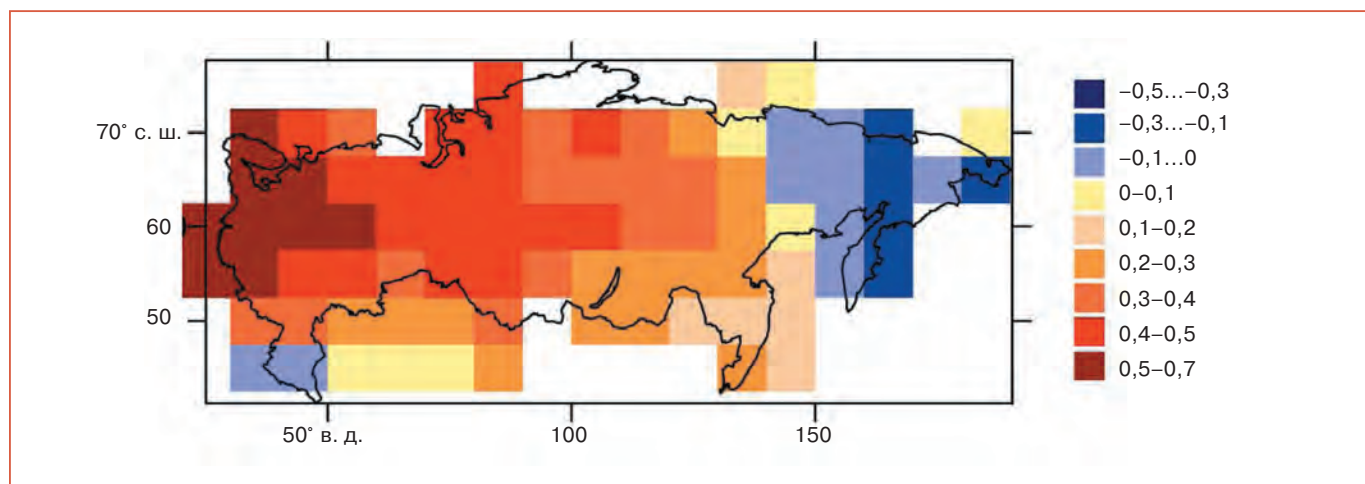


**Рис. 3.25.** Временной ряд индекса САК (первый главный компонент давления в Атлантическом секторе (20–80° с. ш., 90° з. д.–40° в. д.) зимой. Жирная кривая — результат применения фильтра, отсекающего колебания с периодом менее 4 лет.



**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).

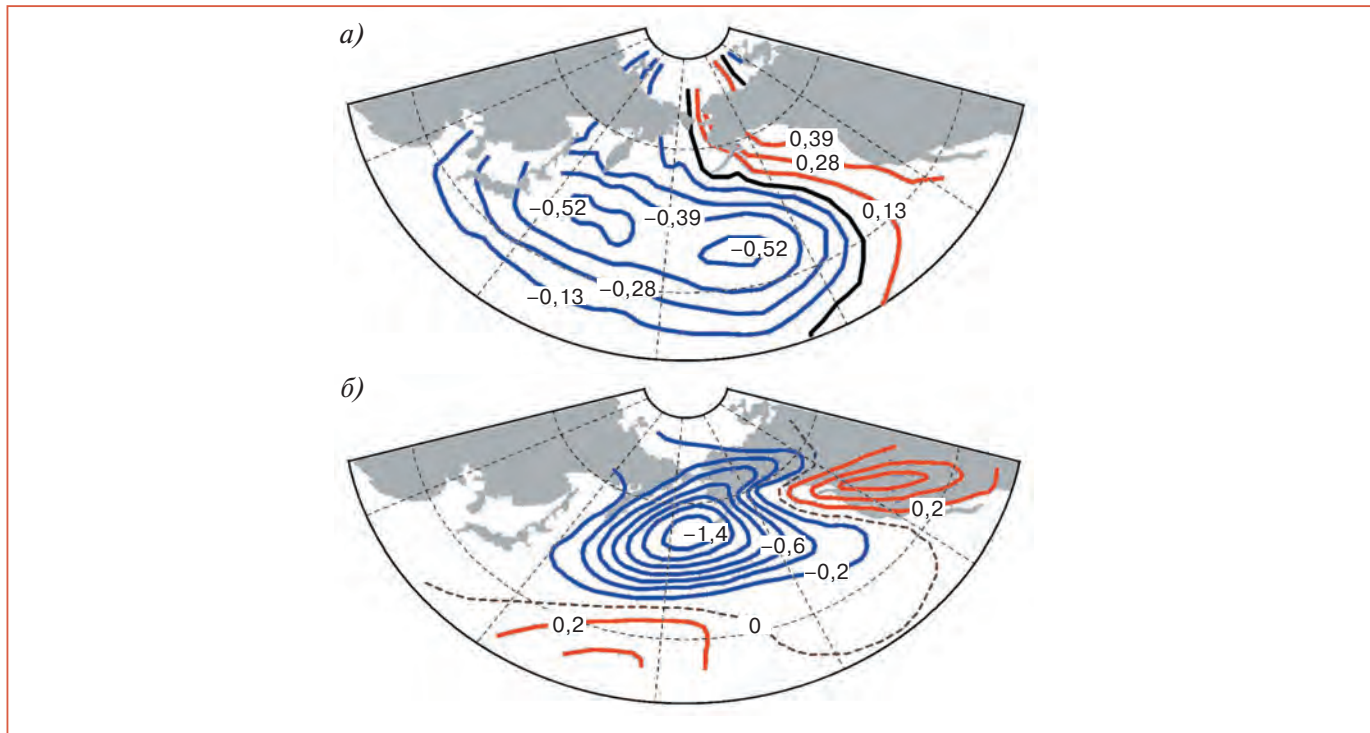
**Тихоокеанское колебание (ТК)** представляет собой основную моду климатической изменчивости на масштабах десятилетий в умеренных широтах Тихоокеанско-Североамериканского сектора, проявляющуюся также в восточной части Северной Евразии (Trenberth and Hurrell, 1994; Mantua et al., 1997). Атмосферные и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

на указанных временных масштабах изменяются согласованно. Атмосферная составляющая представляет собой диполь в поле давления с полюсами 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 Тихого 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).

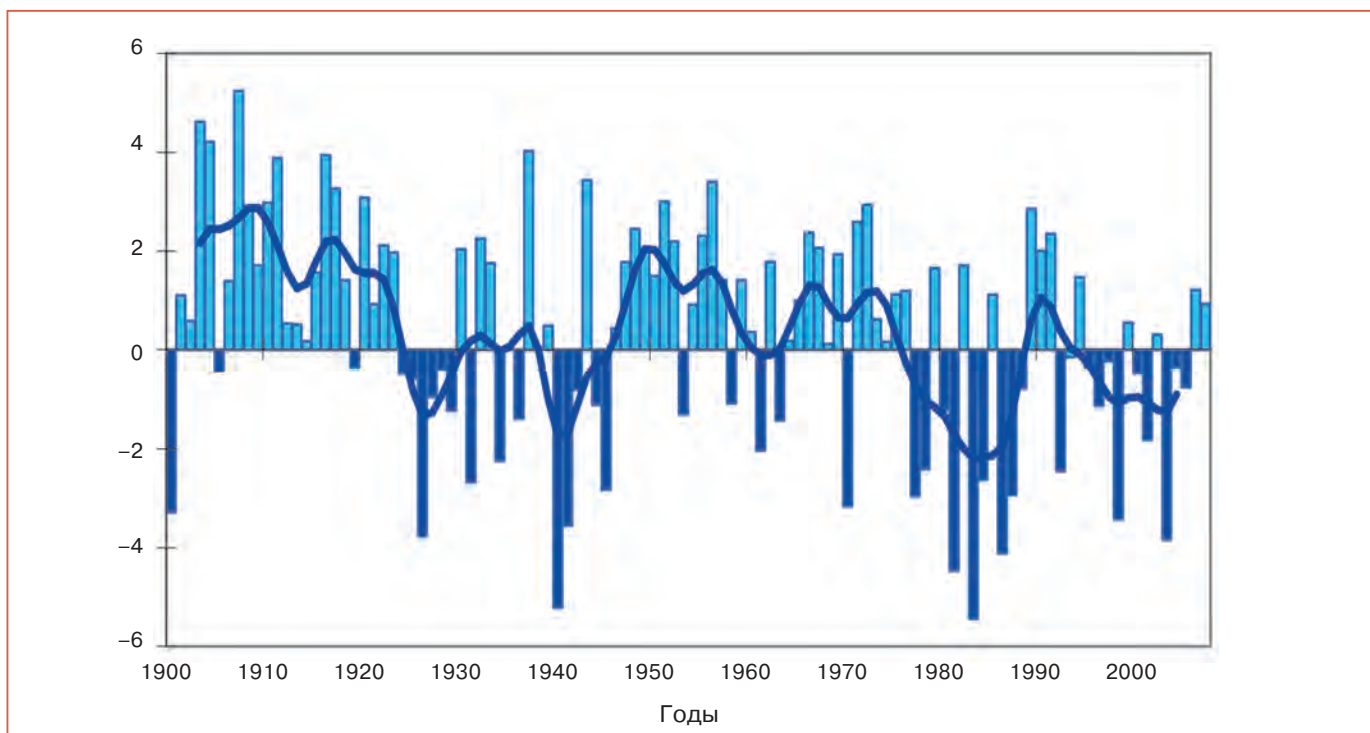
Климатические особенности в Тихоокеанско-Североамериканском секторе в зимний период, связанные с теплой (“сильной”) фазой ТК



### 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](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 — междесятилетние 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 североатлантическим 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-

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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*

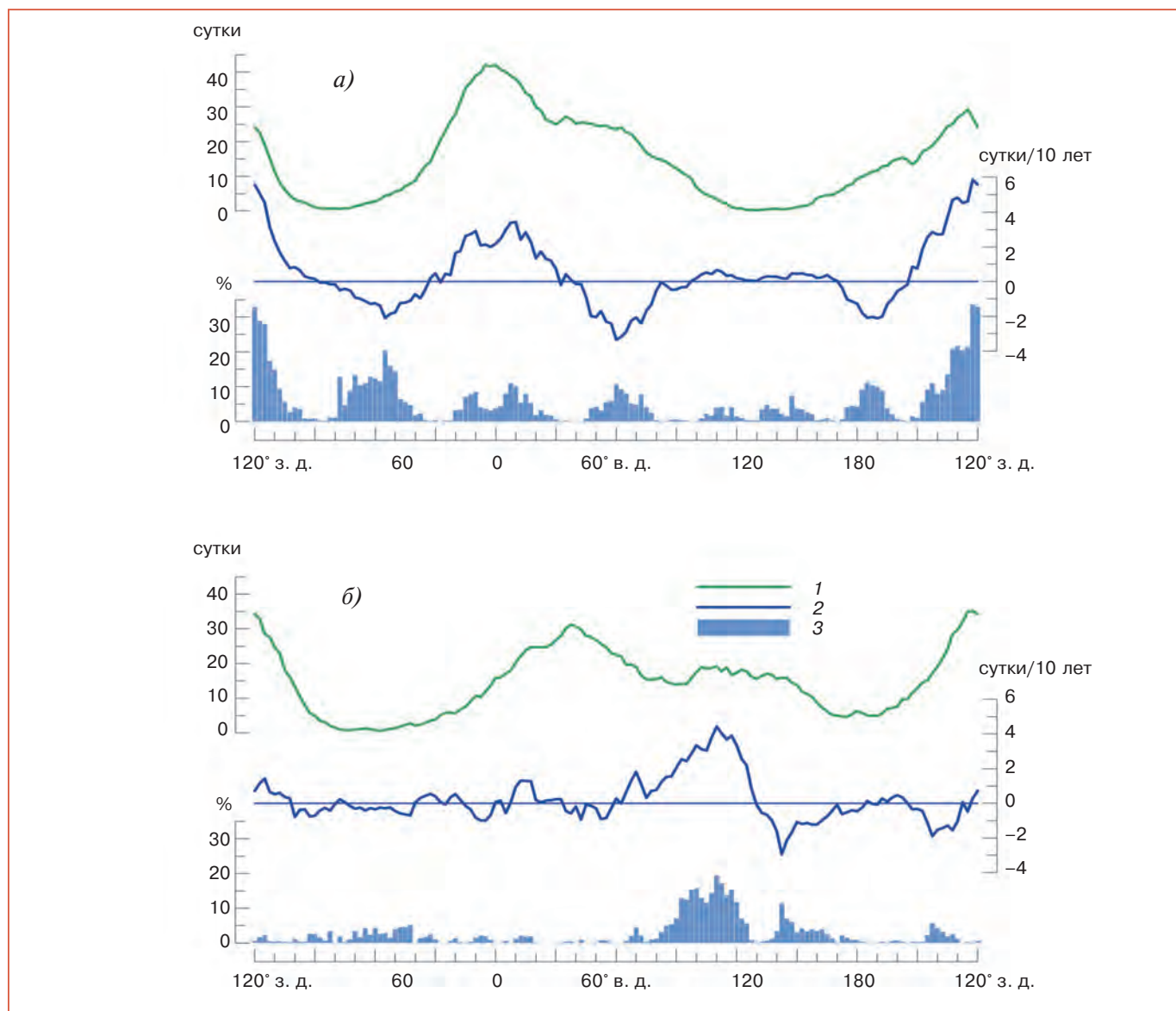
Явление блокирования хорошо известно в метеорологии, однако до сих пор нет четкого общепризнанного определения этого явления. В основу использованного метода идентификации эпизодов блокирования положен известный факт длительного существования в процессе блокирования малоподвижного, высокого гребня или 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  $60^\circ$  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  $60^\circ$  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  $60^\circ$  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%.

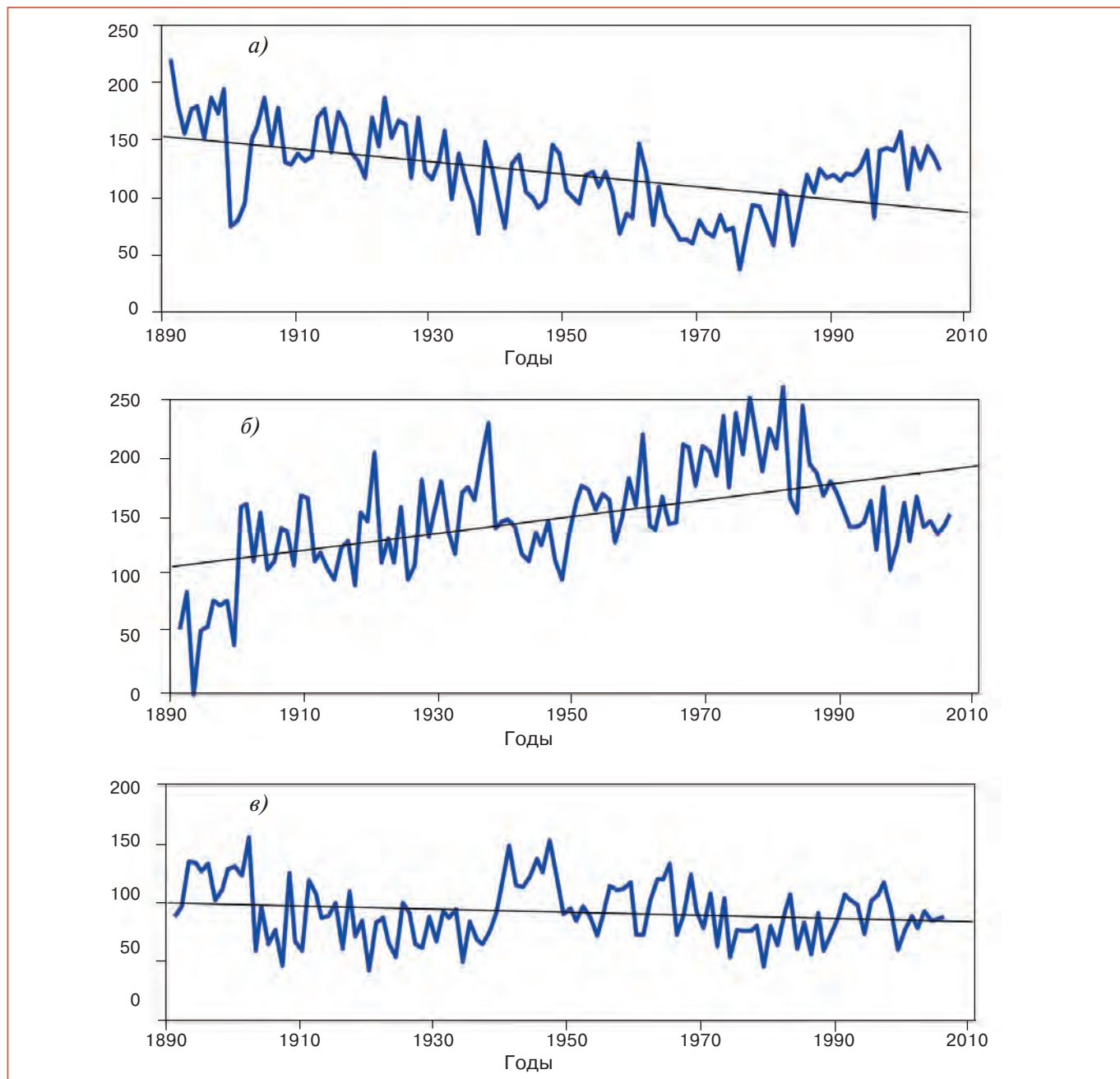
#### 3.5.4. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата

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 *С* (*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 *С* 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/сезон за 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 (Дзерdzeевский 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).

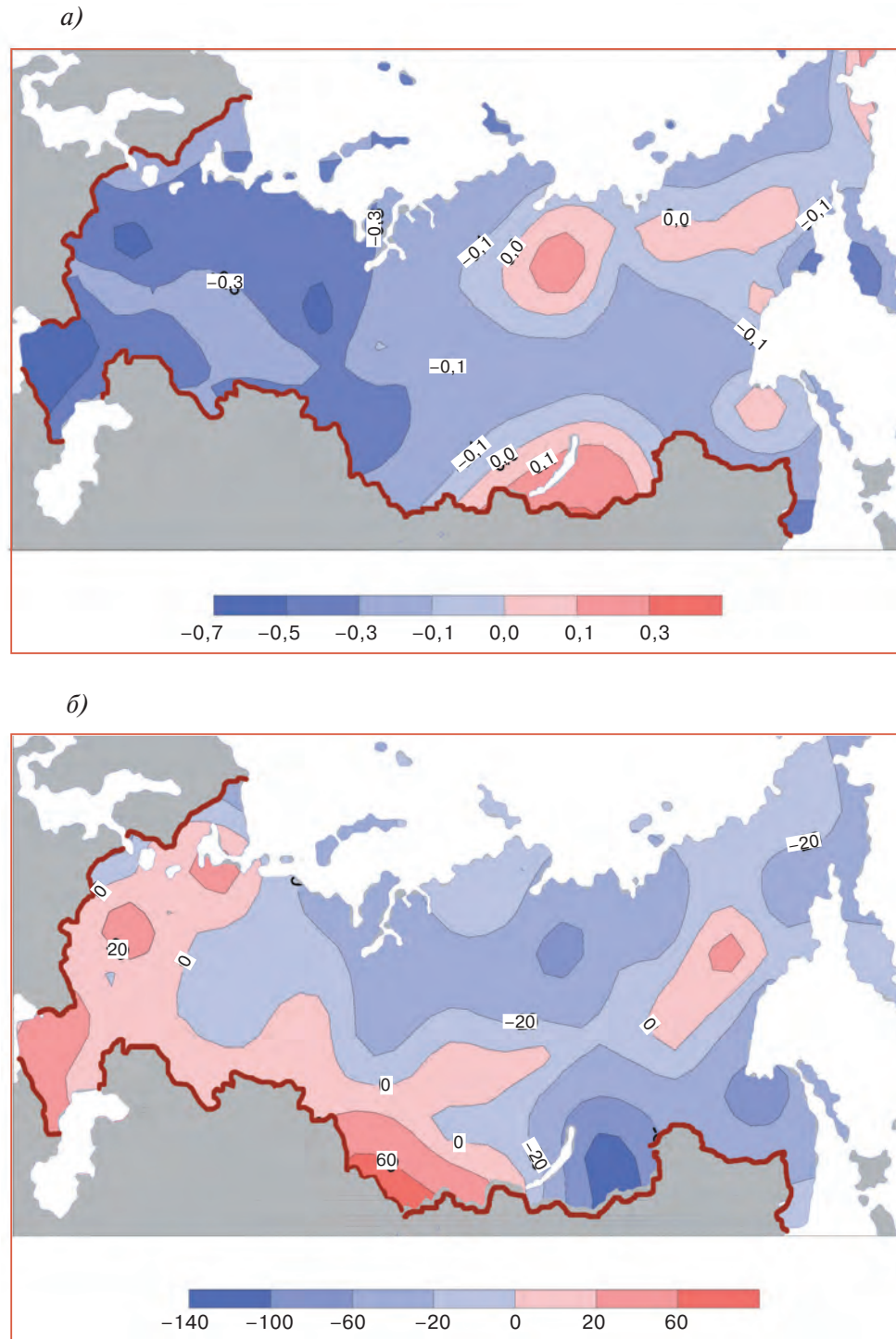
Одновременно с уменьшением скорости ветра на большинстве рассматриваемых станций произошло ее перераспределение по градациям (Ме-

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.

щерская 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-

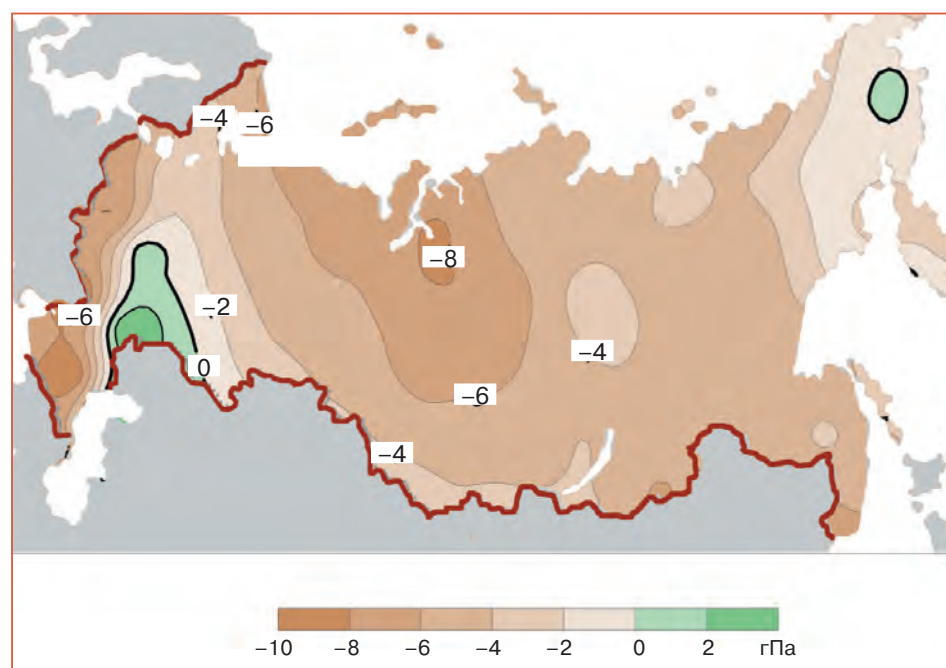


Рис. 3.33. Изменение приземного давления воздуха зимой на территории России за период 1946–2005 гг.

### 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).

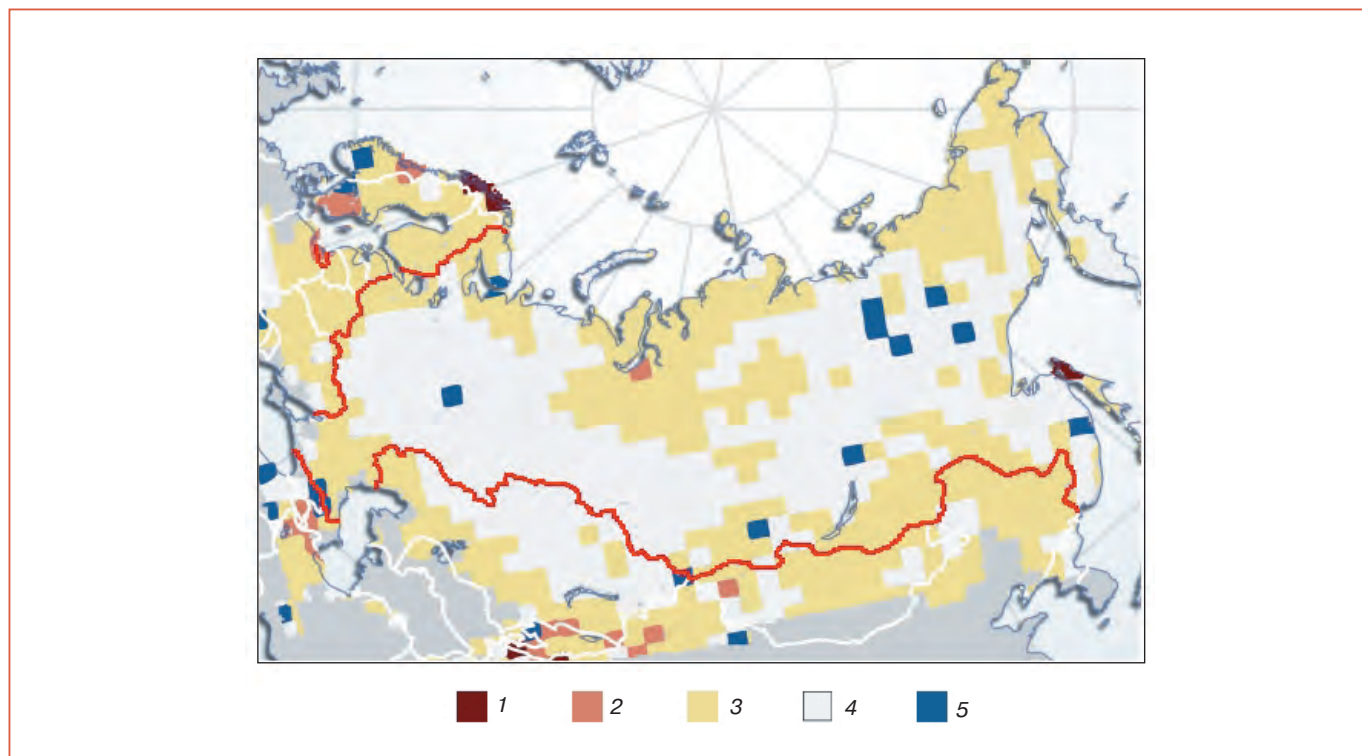
Вторая группа причин уменьшения скорости ветра связана с изменением методики наблюдений и сменой ветроизмерительных приборов. Особая роль принадлежит увеличению защищенности метеорологических площадок, которая увеличивается, особенно в последние 10-летия, вследствие застройки территорий вокруг площадок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

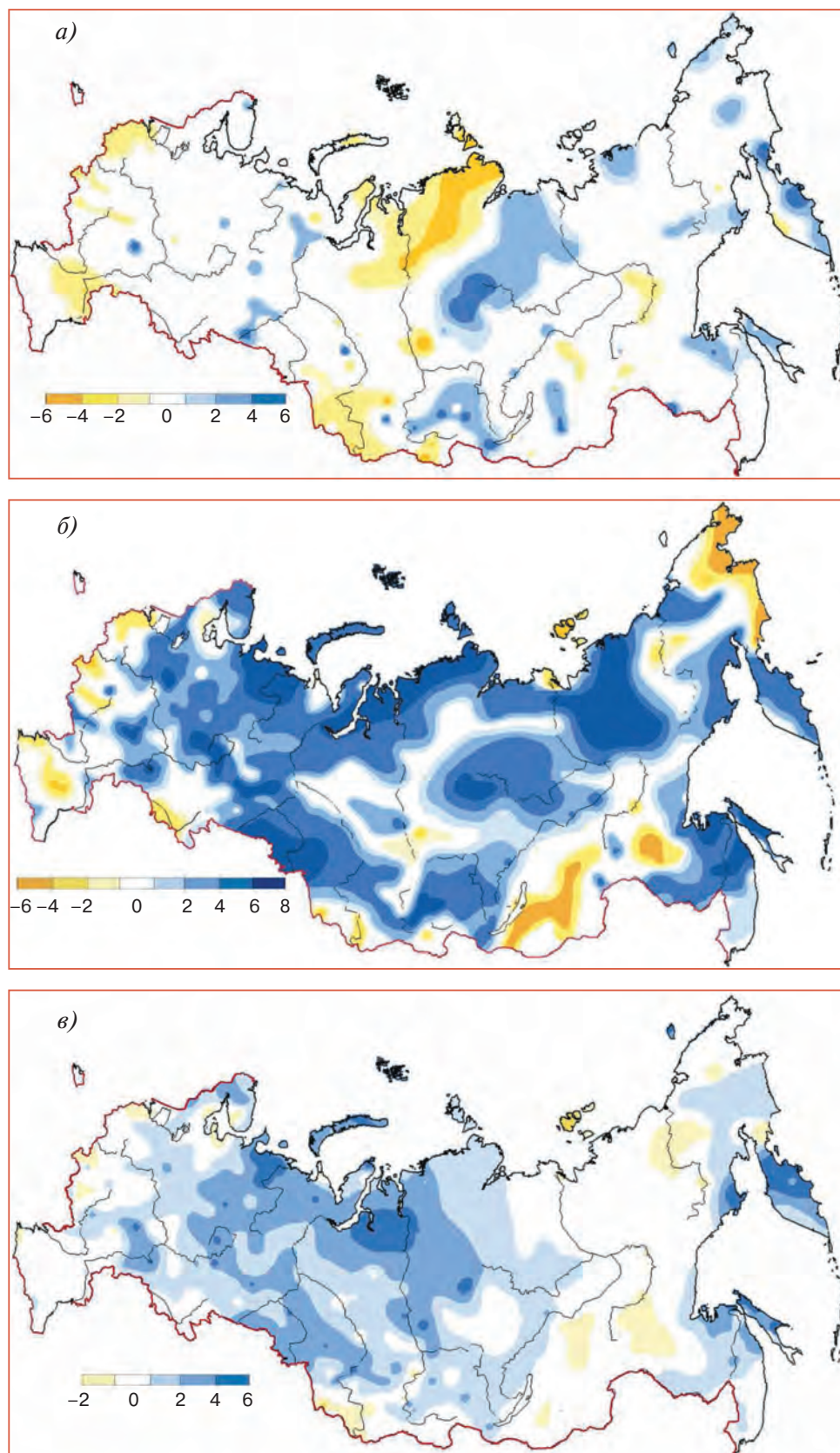


**Рис. 3.34.** Коэффициенты линейного тренда (сутки/год) продолжительности залегания снежного покрова в весенне-летний период (февраль – июль) по спутниковым данным из архива NOAA за 1970–2004 гг. Изменения, превышающие примерно  $\pm 1$  сутки/год, статистически значимы на 5%-ном уровне. Источник: 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

\* См. на сайте [http://www.unep.org/geo/ice\\_snow](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.

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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-

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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. км<sup>2</sup>/10 лет. При этом положительные тренды 1900–1918 гг. и 1939–1968 гг. составляют соответственно 169 и 25 тыс. км<sup>2</sup>/10 лет, а отрицательные тренды 1918–1939 гг. и 1968–1999 гг. соответственно –200 и –121 тыс. км<sup>2</sup>/10 лет.

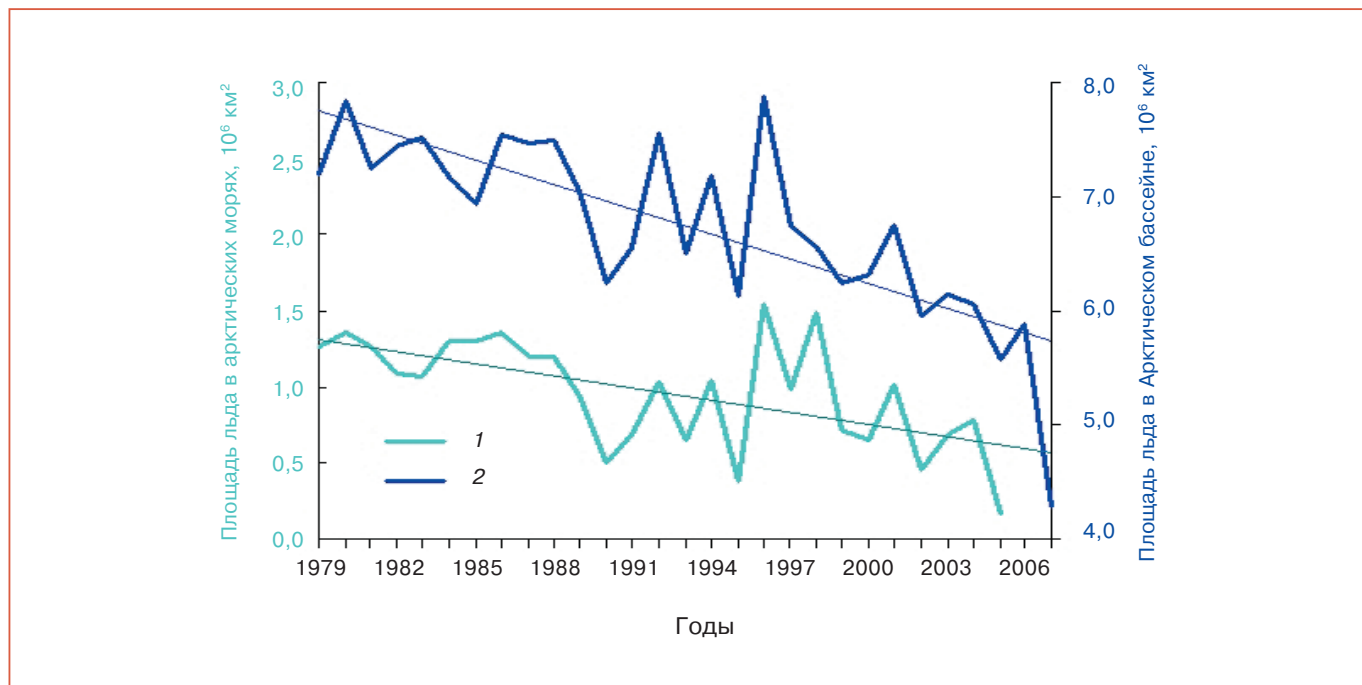
Данные регулярных спутниковых наблюдений, которые начались в 1979 г., также показывают на существование устойчивого тренда сокращения площади арктического морского льда за последние примерно три десятка лет (Johannessen et al., 2004; Comiso, 2006; Stroeve et al., 2007).

**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.

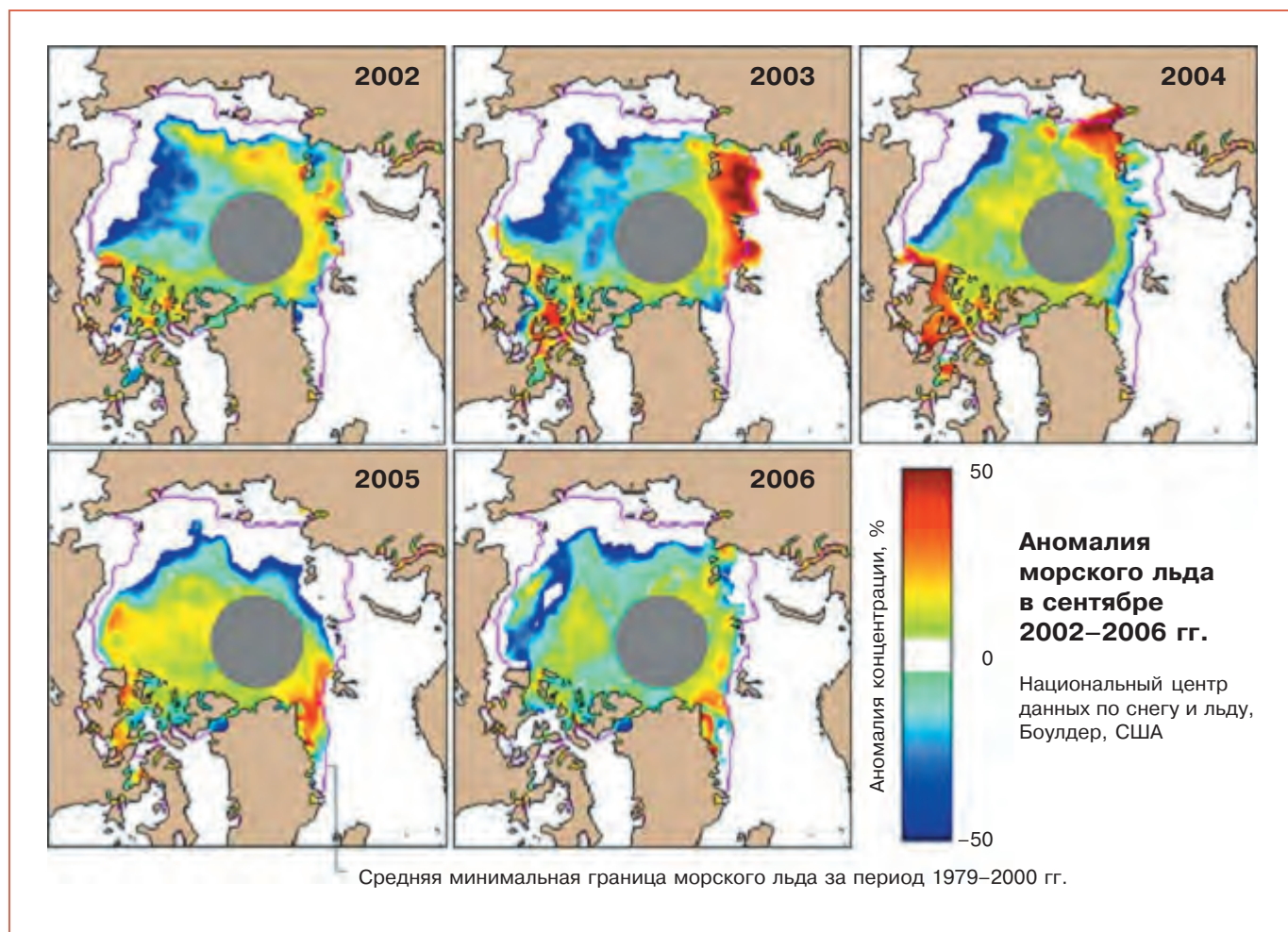
Особенно значительное сокращение минимума площади морского льда, который обычно наблюдается в сентябре, отмечалось за последнее десятилетие. Так, линейный тренд этого сокращения в сентябре составил  $-72 \text{ тыс. км}^2/\text{год}$  за период 1979–2007 гг. (рис. 3.36). Среди последних лет особенно выделяется сентябрь 2007 г., когда был достигнут абсолютный минимум площади льда, равный 4,28 млн.  $\text{км}^2$  (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  $-30 \text{ тыс. км}^2/\text{год}$  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.  $\text{км}^2$ . 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.  $\text{км}^2$ , 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).

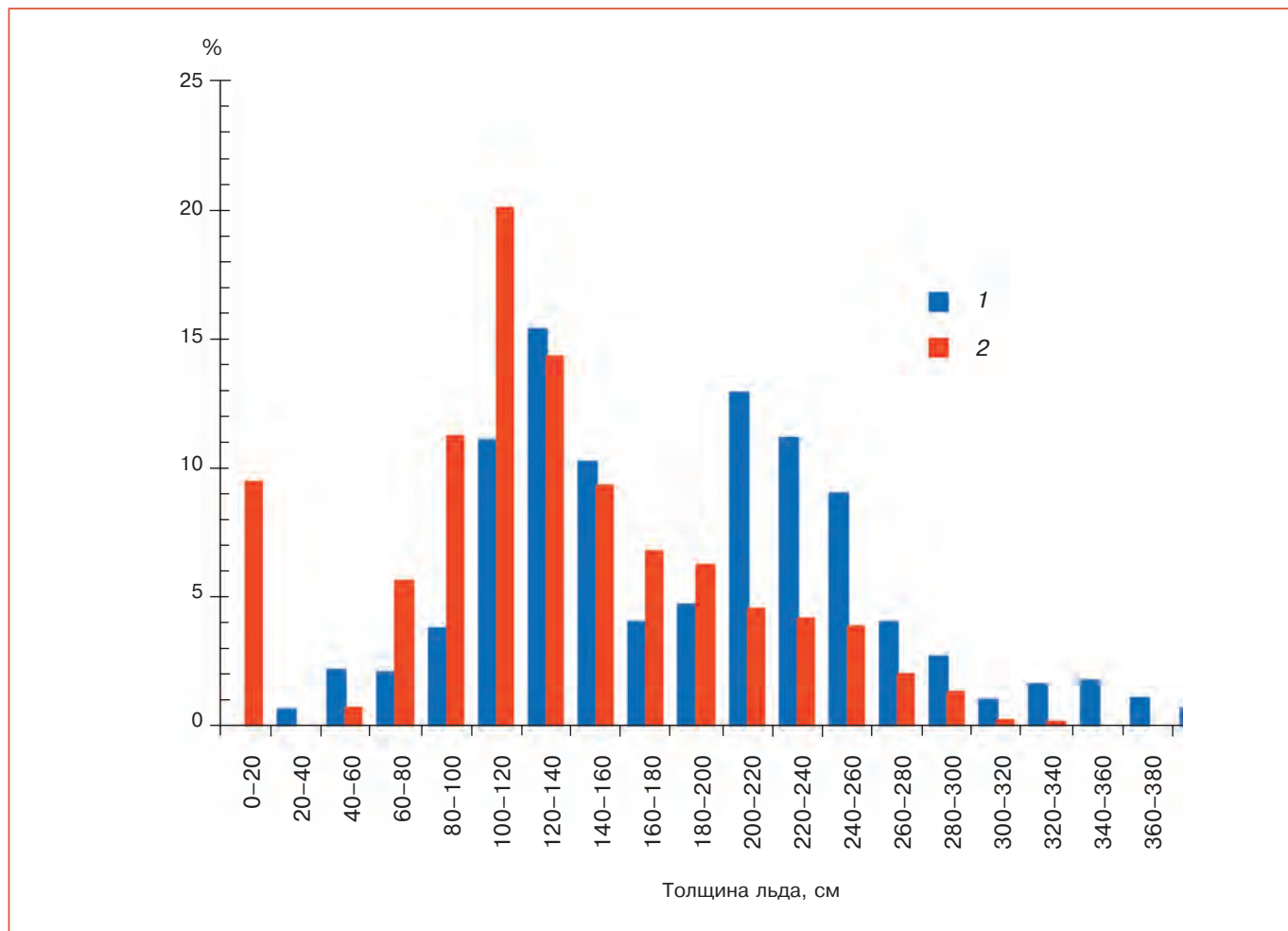
Уменьшение толщины льда также подтверждается измерениями, выполненными с борта а/л “Арктика” во время рейса к Северному полюсу летом 1977 г. и с борта НЭС “Академик Федоров” во время высокоширотной экспедиции летом 2005 г. (рис. 3.38). Сравнение распределений тол-

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-



### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

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, Гидрометеоиздат, 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 криоли-тозоны 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., Мещерская 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., Мещерская 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, Гидрометеоиздат, 156 с.
- Будыко М. И., Винников К. Я., 1976. Глобальное потепление, Метеорология и гидрология, № 7, с. 16–26.
- Булыгина 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.
- Булыгина 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 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., Разуваев В. Н., 1984.** Основные проблемы мониторинга (диагноза) климата, Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 20, № 11, с. 1017–1026.
- Дзердзеевский 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

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

- воздуха и грунтов в Западной Сибири, Криосфера Земли, № 1, с. 51–58.
- Житрчук 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., Чмутова 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.
- Коньгин 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.
- Мещерская 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.
- Мещерская 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.
- Мещерская 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.
- Мещерская 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.
- Мещерская 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 Управлением 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., ротاپринт 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 газоносной 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](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

### 3. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА РОССИИ ЗА ПЕРИОД ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

- 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, Voroasmarty 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.
- Rosow 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.