

---

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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

**Рецензент:** член-корреспондент РАН В. Н. Лыкосов

---

### 5.1. Предсказуемость климата

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

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

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

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

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

---

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

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

Глобальное радиационное воздействие на климатическую систему, вызванное накопленными в атмосфере парниковыми газами, начиная с доиндустриального периода, способствовало формированию неравновесного радиационного режима системы (Trenberth et al., 2002). В настоящее время суммарное воздействие антропогенных парниковых газов и аэрозоля на климатическую систему составляет  $1,6 \text{ Вт/м}^2$  по сравнению с доиндустриальным периодом (раздел 4.2). При нынешней скорости увеличения содержания парниковых газов в атмосфере концентрация  $\text{CO}_2$  во второй половине XXI века должна удвоиться, и глобальное радиационное воздействие составит примерно  $4 \text{ Вт/м}^2$ .

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

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

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

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

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

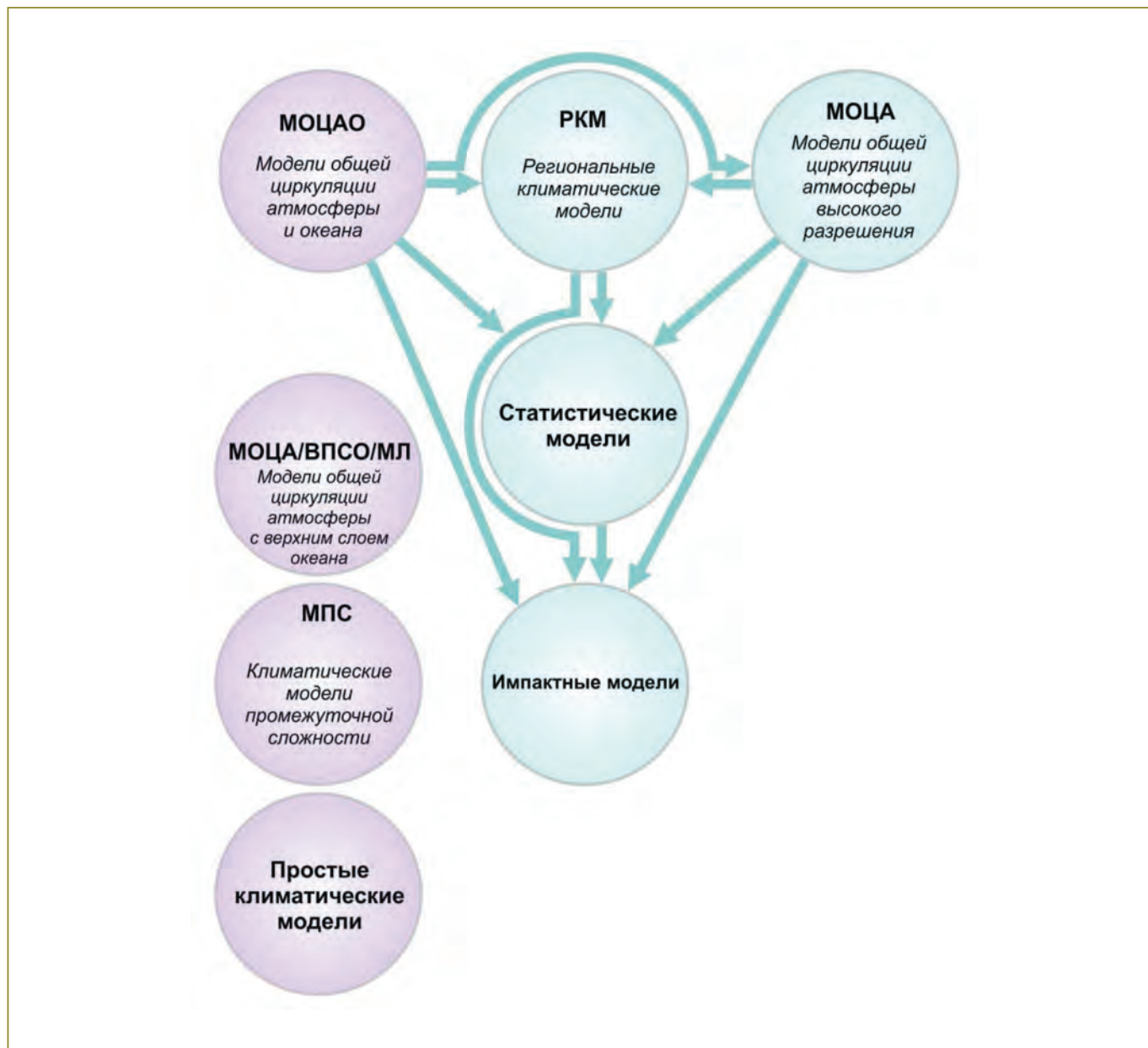
Однако, как отмечалось выше, даже наличие совершенной модели не позволило бы дать точный прогноз изменения климатической системы (например, на ближайшие десятилетия) из-за невозможности точно определить начальное состояние, в особенности ее медленно эволюционирующих компонентов, не говоря уже о невозможности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

### 5.2. Иерархия и структура современных моделей климатической системы

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

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

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

### 5.3. Чувствительность климата и обратные связи

*Чувствительность* климата — это характеристика, используемая для оценки реакции глобальной климатической системы на заданное внешнее воздействие. Чувствительность определяется обратными связями, которые усиливают или подавляют радиационное воздействие на климат. Наиболее часто в качестве такой характеристики используется равновесное изменение средней за год глобальной приземной температуры воздуха при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Равновесная чувствительность обычно рассчитывается с помощью МОЦА/ВПСО/МЛ.

Помимо вышеописанной “равновесной” чувствительности используется также так называемый “неравновесный отклик климата”. Последний определяется в расчетах с МОЦАО как разность средних глобальных значений приземной температуры воздуха, осредненной за 20 лет в окрестности момента удвоения концентрации  $\text{CO}_2$  при ее ежегодном 1%-ном приросте и полученной в контрольном расчете при постоянной концентрации  $\text{CO}_2$  (Cubasch et al., 2001). В экспериментах с МОЦАО при увеличении концентрации  $\text{CO}_2$  на 1% в год удвоение достигается через 70 лет. Неравновесный отклик климата зависит как от чувствительности, так и от поглощения тепла океаном.

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

### 5.4. Оценка качества моделей климата

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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

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

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

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

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

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



### 5.5. Ансамблевый подход

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

Наибольшую успешность при сравнении с данными наблюдений, как правило, показывает результат осреднения по мультимодельному ансамблю (например, (Катцов, Мелешко, 2004)). Это связано с тем, что систематические ошибки, присущие каждой модели в отдельности, часто являются случайными по отношению к ансамблю моделей и при осреднении взаимно компенсируются. В настоящее время, по-видимому, нет достаточных оснований для того, чтобы автоматически переносить указанное превосходство “средней” модели над отдельными членами ансамбля на оценки будущих изменений климата. Научное сообщество стоит перед необходимостью создания системы показателей (на основе сравнения модельных расчетов с данными наблюдений), которые позволили бы количественно оценивать *совокупное* качество каждой модели, а не ограничиваться оценками качества расчетов той или иной климатической характеристики в отдельности. Однако в ожидании разработки и апробации таких показателей (или, как их часто называют, “метрик”, см. (Randall et al., 2007)), позволяющих ранжировать модели с точки зрения достоверности рассчитываемых с их помощью будущих состояний климатической системы и соответственно распределять веса между моделями в ансамблевых расчетах, именно средние по ансамблю оценки остаются в центре внимания исследователей (Катцов и др., 2007).

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

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

### 5.6. Модели общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3

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

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



## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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

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

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

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

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

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

**Таблица 5.1.** Модели общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3

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

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

*Продолжение таблицы 5.1*

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

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

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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

### 5.7. Архивы данных наблюдений и реанализа

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

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

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

### *Блок 5.1. О возможности совокупной оценки качества моделей*

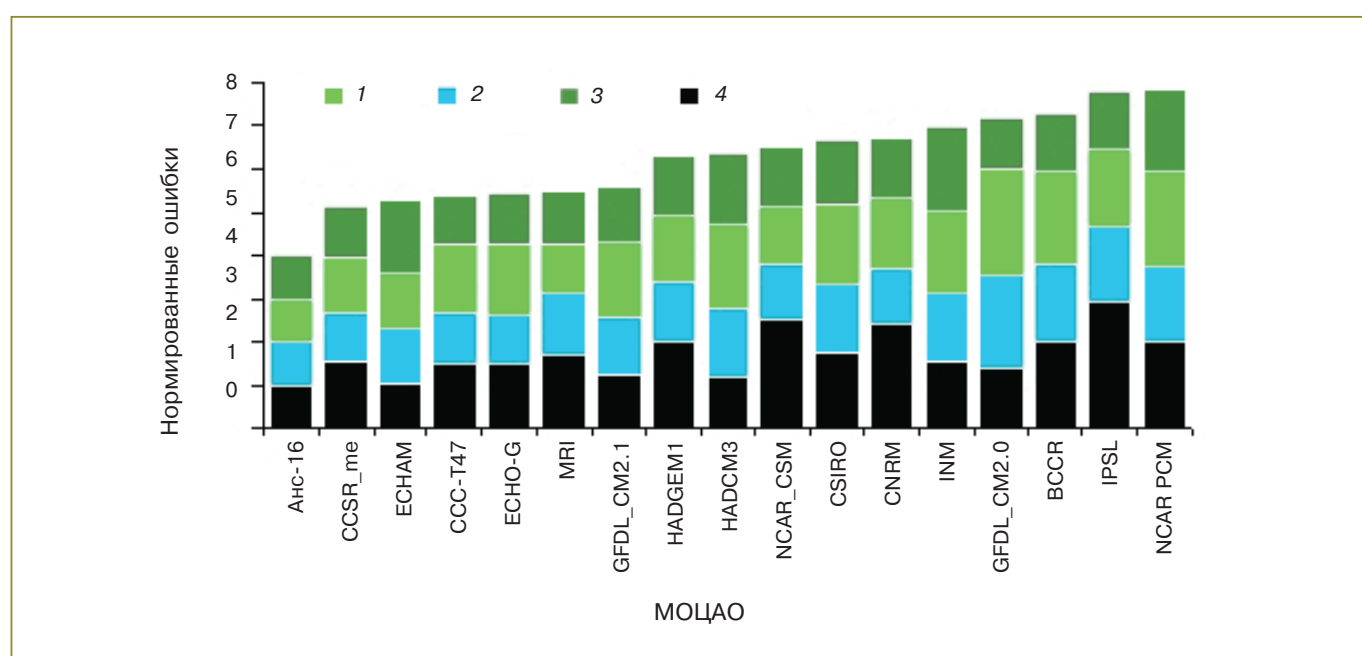
Развитие ансамблевого подхода неразрывно связано с необходимостью разработки системы количественных показателей совокупного качества климатических моделей. На сегодняшний день неясно, возможна ли разработка системы метрик, которая стала бы общепринятой, и позволила ли бы такая система взвешивать члены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

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

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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



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

### 5.8. Воспроизведение наблюдаемого климата России с помощью моделей СМIP3

#### 5.8.1. Радиация и облачность

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

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

Оценки средних годовых значений составляющих радиационного баланса на верхней границе

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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

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

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

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

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

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



## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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

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

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

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

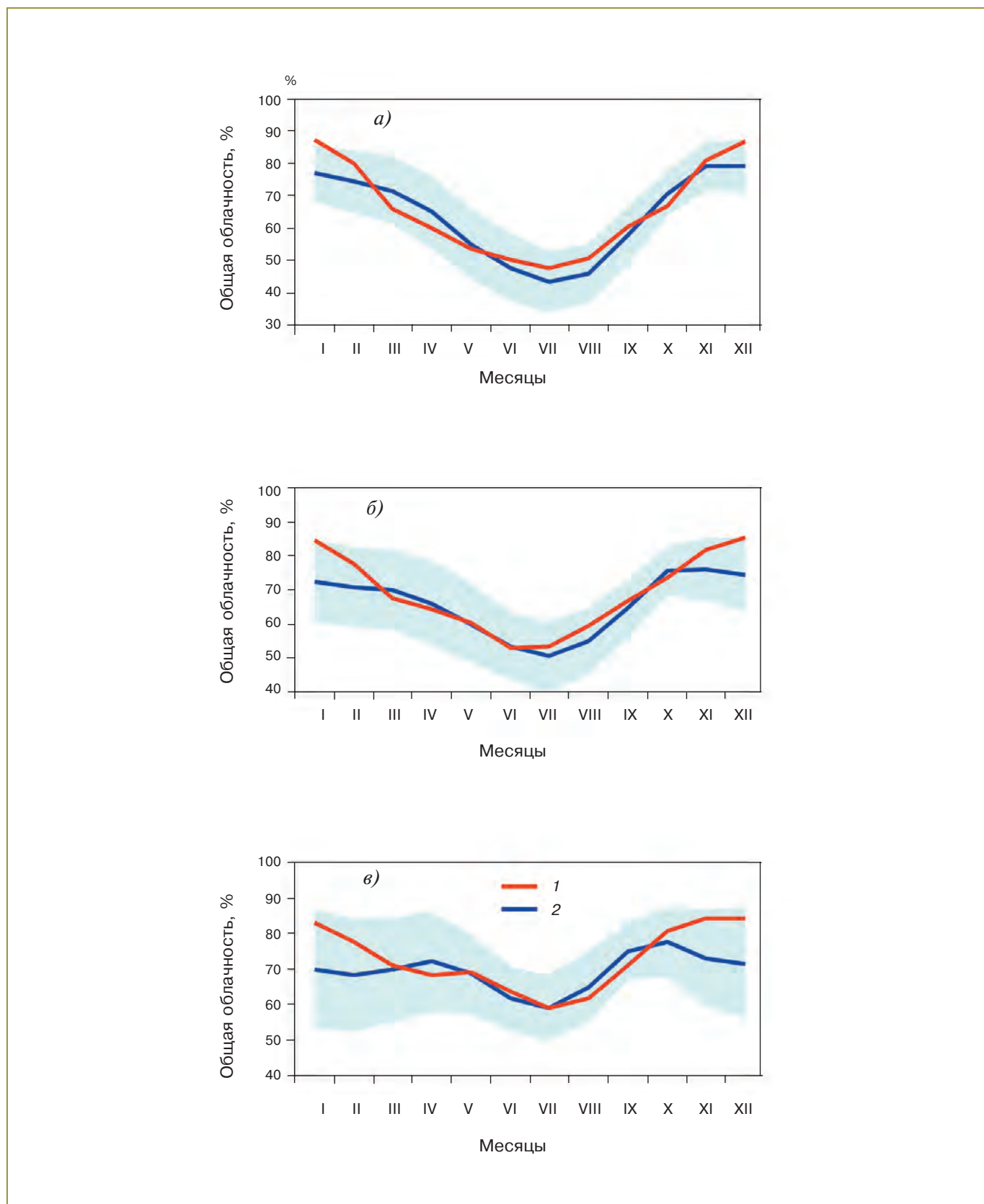
Облачно-радиационное воздействие	МОЦАО CMIP3	Оценки по (Raschke et al., 2005)
Верхняя граница атмосферы		
Солнечная радиация	$-50,1 \pm 3,3$	-50
Длинноволновая радиация	$27,8 \pm 3,4$	25
Суммарное воздействие	$-22,3 \pm 3,8$	-24
Подстилающая поверхность земли		
Солнечная радиация	$-63,9 \pm 5,9$	-52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

### 5.8.2. Температурный режим

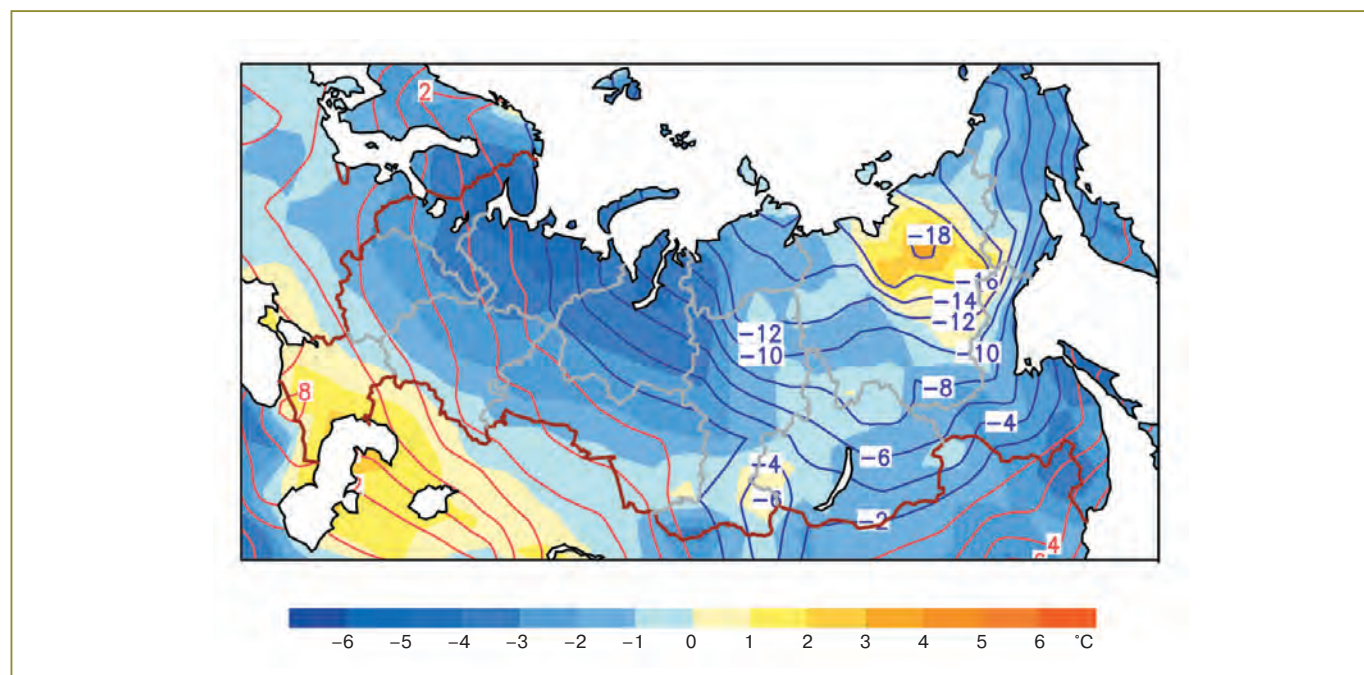
Географическое распределение полученных в результате осреднения по ансамблю МОЦАО отклонений средних годовой и сезонных значений температуры воздуха от данных наблюдений характеризуется рядом особенностей (рис. 5.4). Над большей частью России МОЦАО занижают сред-

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

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА



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



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

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

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

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

словлены особенностями использованных данных наблюдений.

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

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

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



## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

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

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

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

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

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

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

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

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

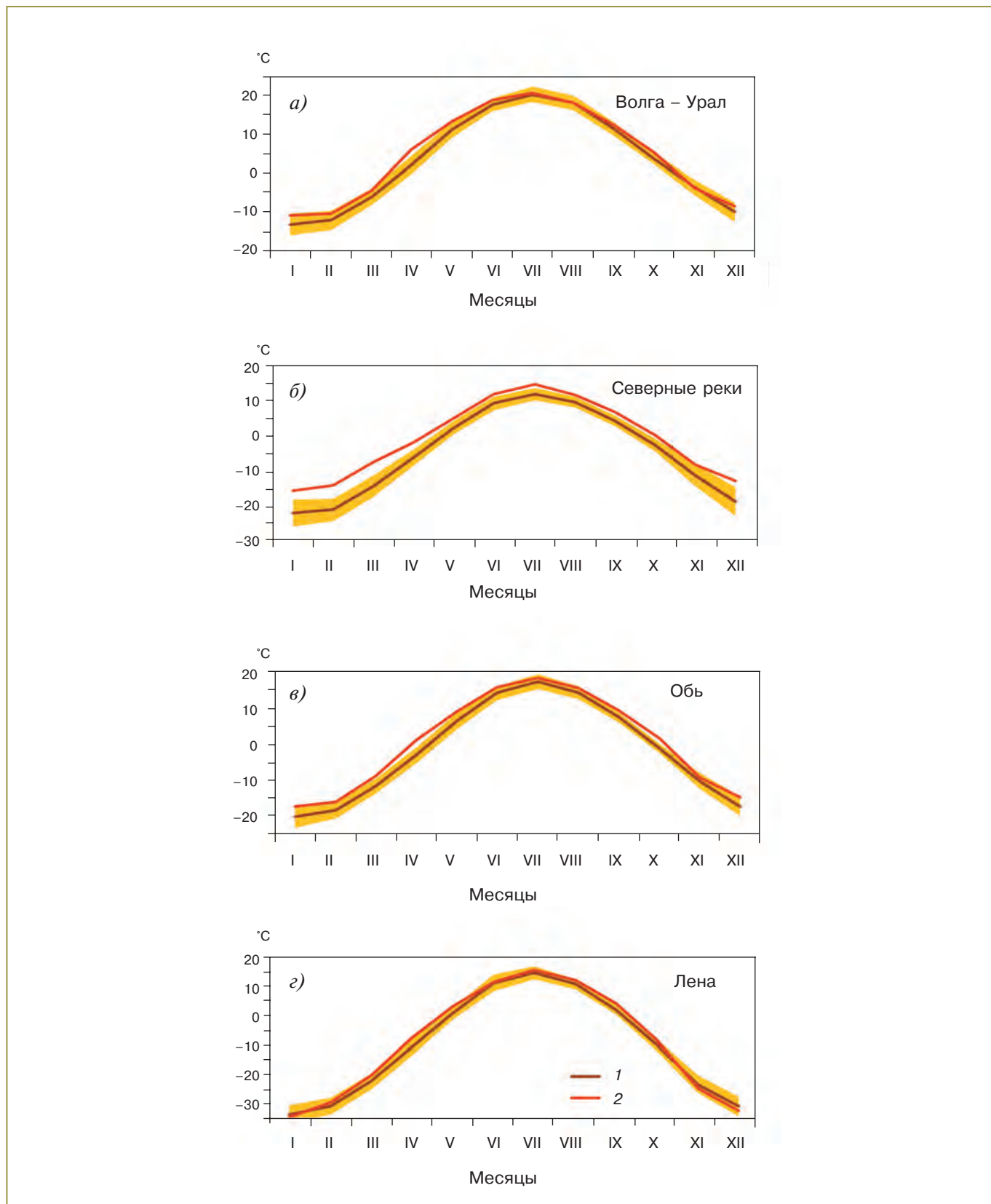
Как и в случае средних сезонных и годовых характеристик климата, для оценки качества расчетов температурных экстремумов, по-видимому, целесообразно использовать ансамбли МОЦАО (Kharin et al., 2005, 2007; Vavrus et al., 2006).

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

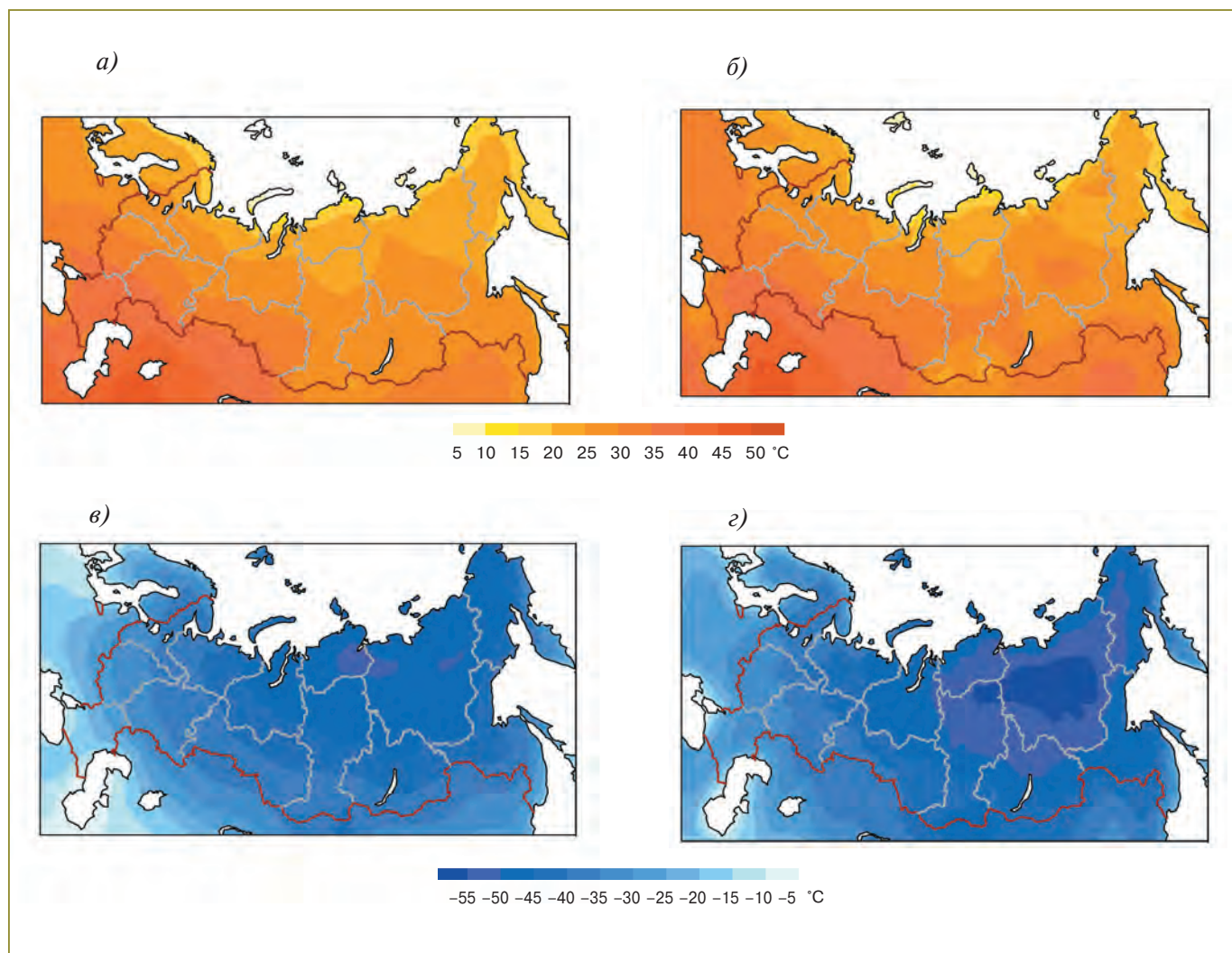
Ансамбль МОЦАО реалистично воспроизводит распределение годовых максимумов, включая положение области наиболее высокой температуры

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

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА



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



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

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

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

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

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



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

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

### 5.8.3. Циркуляционный режим атмосферы

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

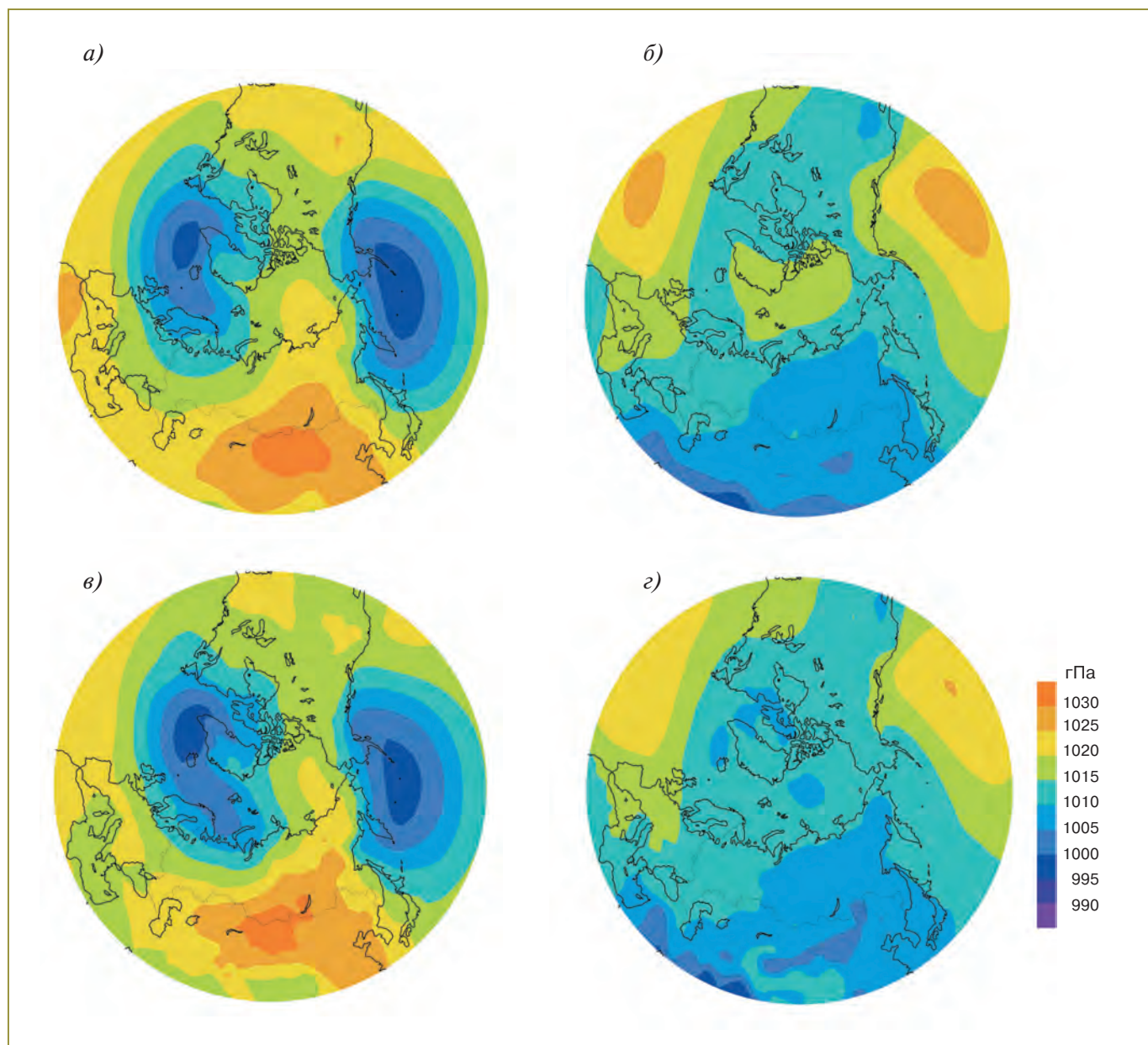
Изменчивость циркуляции атмосферы над Северной Евразией зависит от сезонного положения и интенсивности основных центров действия атмосферы в Северном полушарии. Ансамбль моделей СМIP3 достаточно успешно воспроизводит положение и интенсивность исландского и алеутского минимумов и сибирского максимума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

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

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

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

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



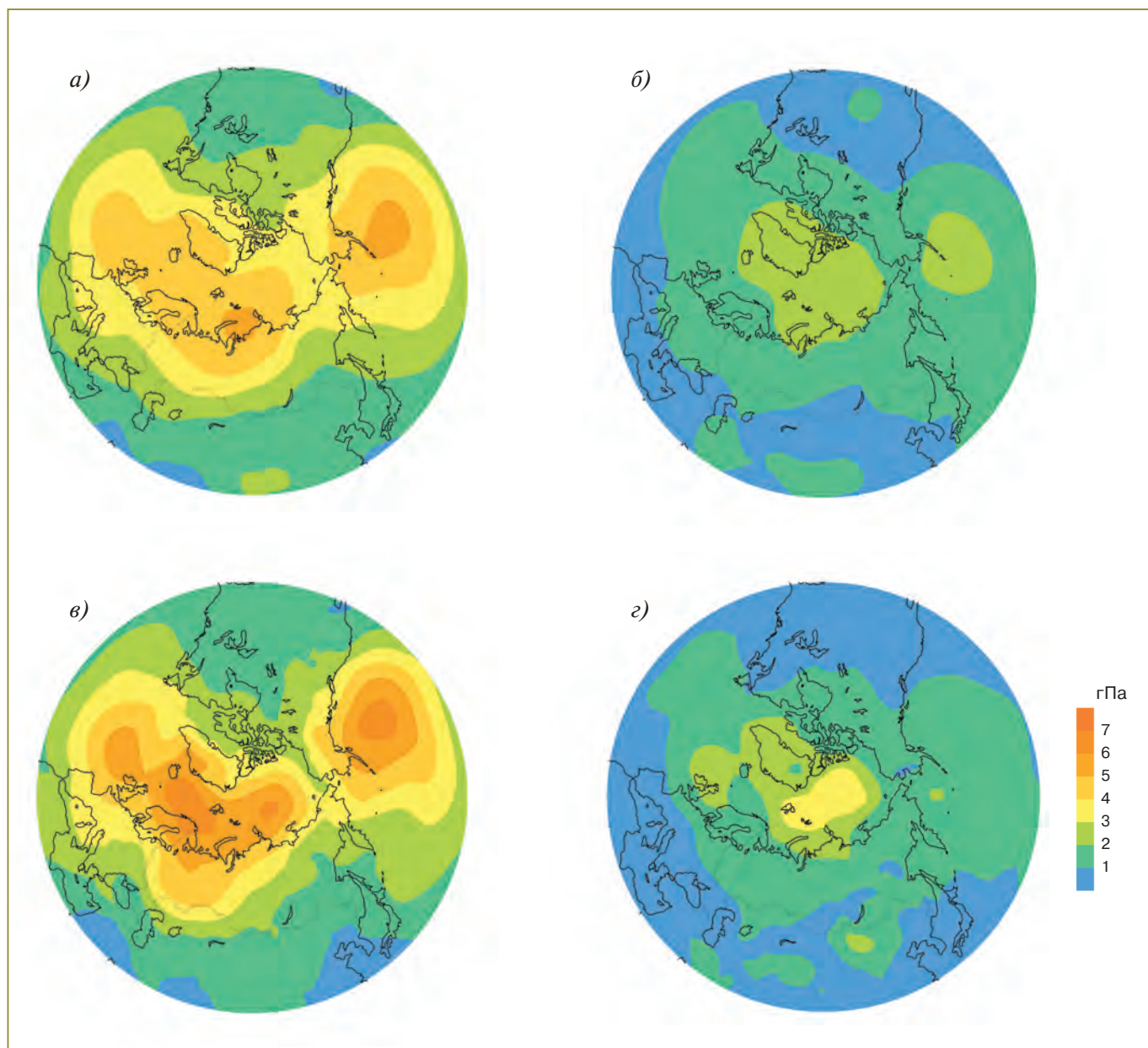
**Рис. 5.7.** Атмосферное давление на уровне моря (гПа) зимой (а, в) и летом (б, г), полученное по ансамблю из 19 МОЦАО (а, б) и по данным реанализа ERA-40 (в, г) за 1980–1999 гг.

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

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

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





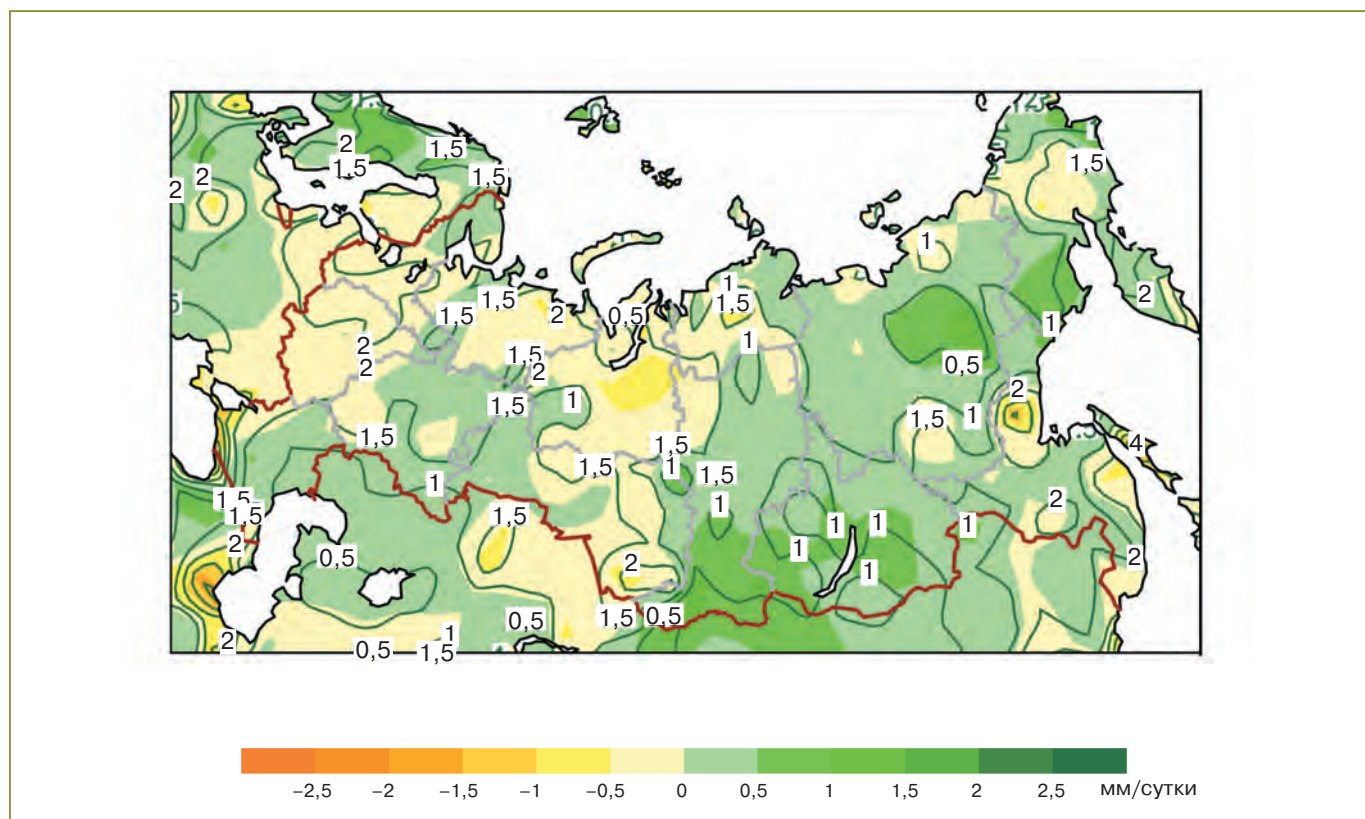
**Рис. 5.8.** То же, что на рис. 5.7, для межгодовой изменчивости атмосферного давления на уровне моря.

#### 5.8.4. Атмосферные осадки

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

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

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



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

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

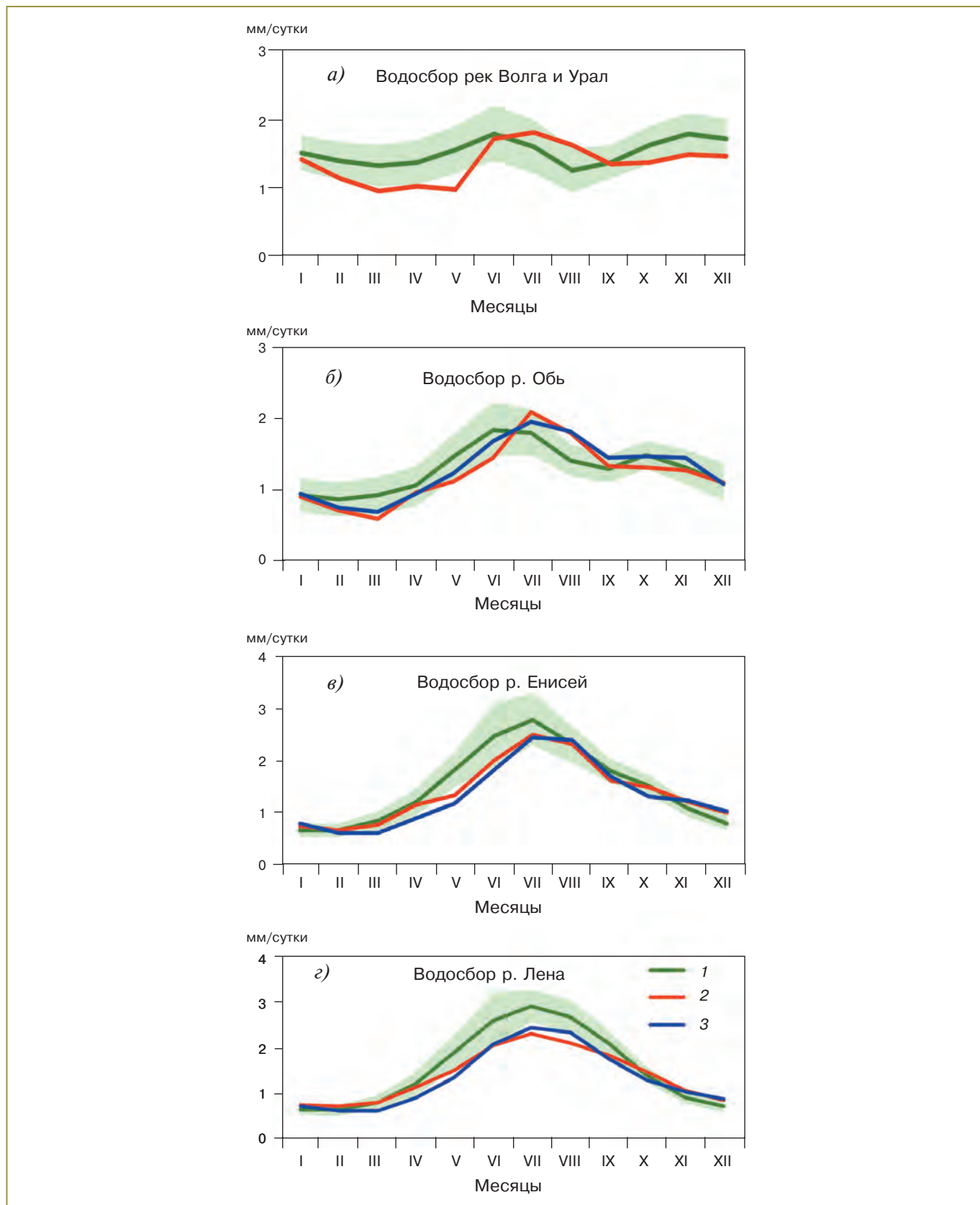
ная Сибирь — 11%). При сравнении рассчитанных сумм осадков с другими их климатическими нормами систематические ошибки оказываются большими (например, при сравнении с архивами ERA-40, NCEP/NCAR и (Xie and Arkin, 1998)). Межмодельные стандартные отклонения оказываются, как правило, значительно большими,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

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

Регион	Зима	Лето	Год
Россия	$-3 \pm 17$	$5 \pm 14$	$8 \pm 13$
ЕТР	$-3 \pm 14$	$-13 \pm 13$	$-2 \pm 11$
Западная Сибирь	$8 \pm 18$	$4 \pm 16$	$12 \pm 14$
Восточная Сибирь	$-20 \pm 26$	$19 \pm 19$	$11 \pm 18$

*Примечание.* Западная Сибирь включает Уральский и Сибирский ФО, Восточная Сибирь — Дальневосточный ФО. В качестве наблюдений использованы данные (Legates and Willmott, 1990). Также приводятся стандартные отклонения осадков, характеризующие межмодельный разброс ( $\pm\sigma$ ) по отношению к средней систематической ошибке по ансамблю МОЦАО.





**Рис. 5.10.** Внутригодовой ход осадков на водосборах Волги и Урала (а), Оби (б), Енисея (в) и Лены (г). 1) по ансамблю из 19 МОЦАО за период 1980–1999 гг.; 2) по данным реанализа ERA-40; 3) по данным (Serreze et al., 2005) за период 1960–1989 гг. Выделенная область показывает межмодельные стандартные отклонения от среднего по ансамблю МОЦАО ( $\pm\sigma$ ).

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Средние сезонные колебания осадков в бассейнах крупных российских рек, рассчитанные по моделям, в целом удовлетворительно согласуются с данными наблюдений (рис. 5.10). Количественно по сравнению с двумя источниками климатических данных среднее по ансамблю из 19 моделей превышает летние осадки, особенно в бассейнах Енисея и Лены. Региональные осадки также показывают заметный межмодельный разброс, который особенно выражен летом, что, по-видимому, связано с разнообразием используемых в МОЦАО параметризаций атмосферной конвекции и гидрологии суши (Kattsov et al., 2007). Зимой межмодельный разброс связан в первую очередь с погрешностями в расчетах атмосферной циркуляции (Kattsov et al., 2007).

Несмотря на неопределенности данных наблюдений, модели демонстрируют тенденцию к завышению осадков, осредненных по площади водосборов крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан (Kattsov et al., 2007). Географическое распределение погрешностей расчетов осадков сохраняет основные особенности, которые, по крайней мере, отчасти объясняются недостаточным разрешением орографии, а также ошибками расчетов атмосферной циркуляции и распределения морского льда. Анализ расчета сумм осадков, выполненный для ансамбля из 16 МОЦА, участвовавших в проекте АМIP-II, показал, что среднее за год завышение осадков на территории России было большим по сравнению с МОЦАО СМIP3 (АМIP-II:  $0,309 \pm 0,242$  мм/сутки; СМIP3:  $0,110 \pm 0,179$  мм/сутки). По-видимому, это связано с более высоким качеством моделей нового поколения. Однако это может быть также вы-

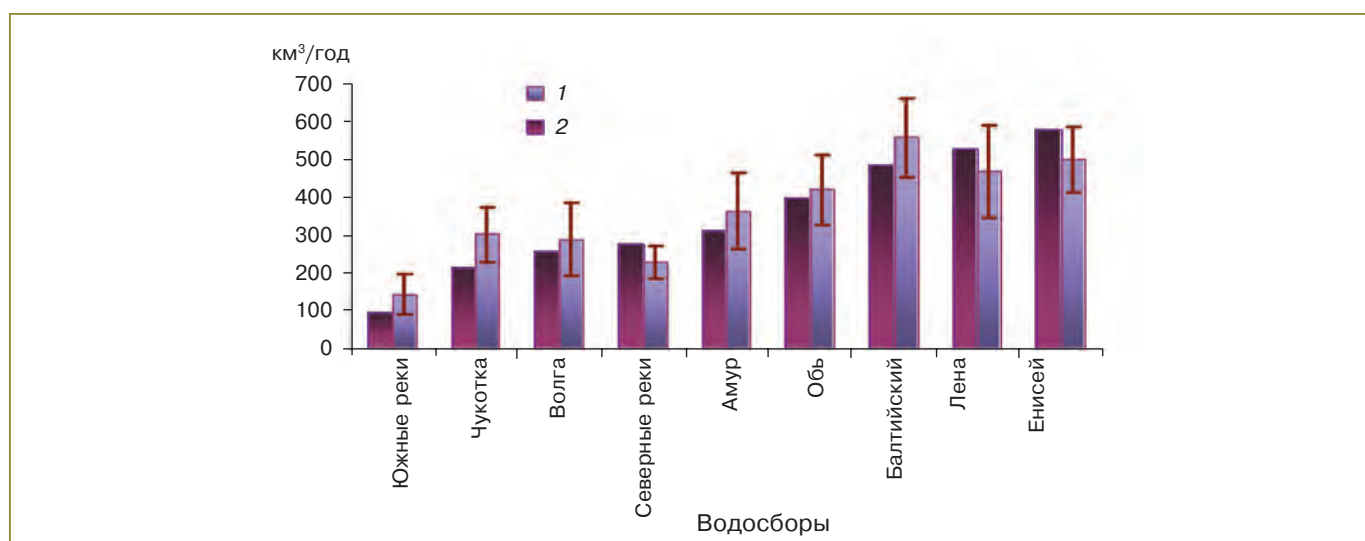
звано и тем, что в расчетах с моделями СМIP3 атмосфера над территорией России более холодная (т. е. имеет меньшую влагоемкость), чем в расчетах АМIP-II (см. раздел 5.8.2).

По сравнению с предыдущим поколением МОЦАО (СМIP2) есть основания говорить о некотором улучшении качества расчета осадков (Kattsov et al., 2007), в частности средние модельные отклонения находятся в пределах разброса оценок по данным наблюдений, и количество моделей, достоверно воспроизводящих ключевые характеристики (средние значения, сезонный ход и тренды), возросло. В настоящее время представляется преждевременным судить о том, какие именно изменения в модельных описаниях физических процессов, а также в численных алгоритмах и разрешении привели к улучшению результатов расчетов.

### 5.8.5. Речной сток

При анализе годового стока, рассчитанного в МОЦАО, удобно использовать водосборы крупных рек, поскольку в отсутствие надежных данных об испарении наблюдения за речным стоком, отличающиеся сравнительно высокой точностью, позволяют получить интегральные среднегодовые оценки разности осадков и испарения для водосбора в целом. Это важно для проверки того, насколько успешно МОЦАО воспроизводят водный баланс на территориях, соответствующих крупным речным бассейнам.

Рассчитанная в моделях средняя многолетняя разность между осадками и испарением характеризует средний годовой сток на крупных водосборах. В работах (Walsh et al., 1998; Kattsov et



**Рис. 5.11.** Средние значения годового стока на крупных водосборах, рассчитанные по ансамблю из 13 МОЦАО (1) за 1980–1999 гг. и полученные по данным наблюдений (2) (Dai and Trenberth, 2002; Hagemann and Dümenil, 1996). В столбцах с модельными данными, помимо средних, приводятся стандартные отклонения, характеризующие межмодельный разброс ( $\pm\sigma$ ).

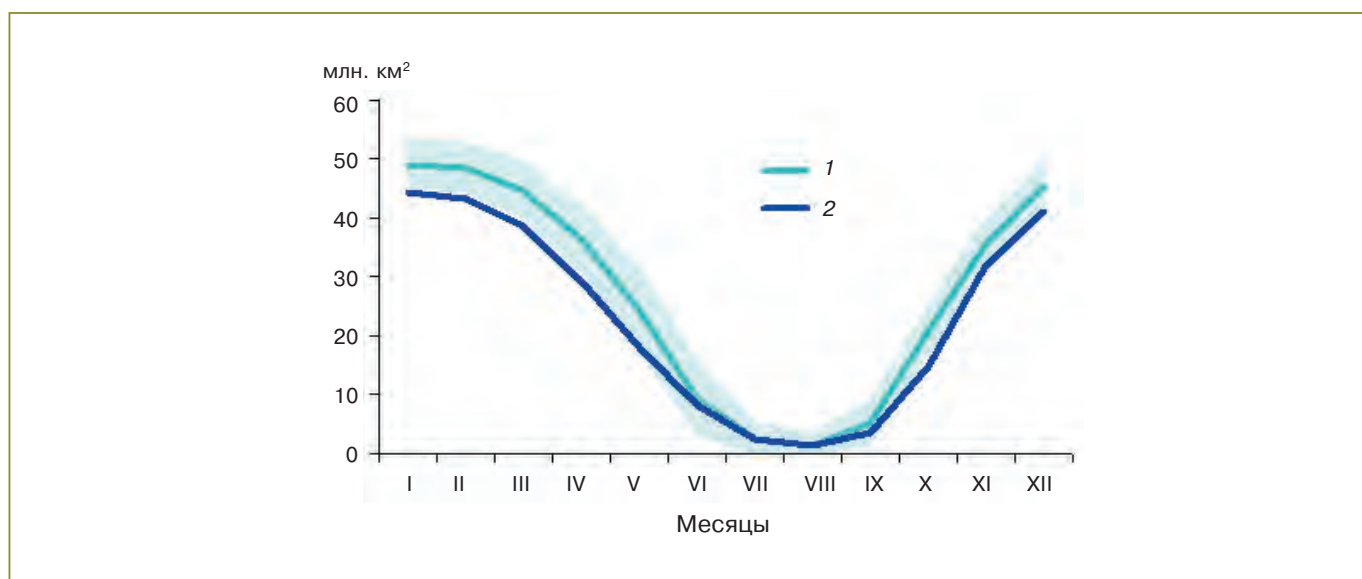
al., 2007) отмечается, что вследствие высокой корреляции между осадками и эвапотранспирацией среднегодовые оценки разности осадков и испарения для крупных водосборов средних и высоких широт хорошо согласуются с данными наблюдений. Вместе с тем на большинстве рассматриваемых водосборов (рис. 5.11) годовой сток несколько завышен. С другой стороны, модельные оценки стока на водосборах Лены, Енисея и северных рек оказались на 12–14% ниже наблюдаемых. Следует отметить, что оценки межгодовой изменчивости (стандартных отклонений) стока сибирских рек (Оби, Енисея, Лены), полученные по данным наблюдений за периоды продолжительностью до 60 лет, составляют 7–15% среднегодовых значений стока. При этом межмодельный разброс оказался больше, чем межгодовые изменения наблюдаемого стока, и составил 18–26%.

### 5.8.6. Снежный покров суши

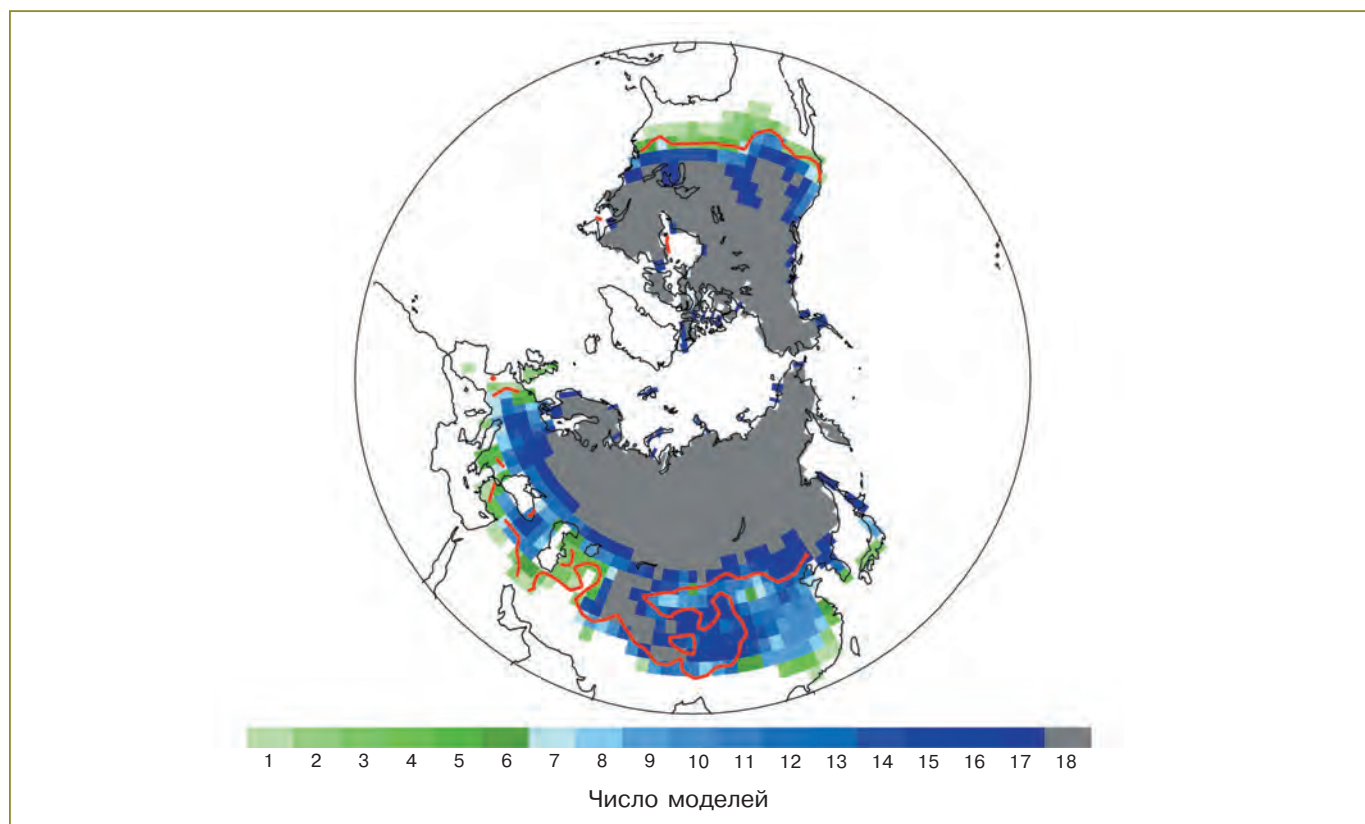
Прогностическими характеристиками снежного покрова суши в МОЦАО обычно являются его высота, удельная масса или водный эквивалент, температура поверхности и в толще снега, а также в некоторых моделях доля суши, покрытая снегом. Благодаря спутниковым наблюдениям площадь снежного покрова является наиболее надежно измеряемой характеристикой и потому используется в сравнительных анализах модельных расчетов в качестве основной.

Ансамбль МОЦАО в среднем завышает площадь снежного покрова в течение холодного вре-

мени года (рис. 5.12), а также демонстрирует значительный межмодельный разброс его географического распределения (рис. 5.13). С октября по май наблюдаемые значения площади снежного покрова суши в Северном полушарии оказываются меньше ее средних значений по ансамблю моделей приблизительно на величину стандартного отклонения, характеризующего разброс между модельными расчетами. По отношению к данным наблюдений многие модели демонстрируют избыток снега весной и запаздывание весеннего таяния вследствие занижения температуры приземного воздуха в Северной Евразии. Формирование снежного покрова в осенне-зимний период воспроизводится моделями в целом достаточно хорошо — об этом говорят и отклонения среднего по ансамблю моделей от данных наблюдений, и средние квадратические ошибки, оказывающиеся заметно меньшими в период увеличения площади снежного покрова по сравнению с периодом ее сокращения. Согласно (Roesch, 2006), МОЦАО, как правило, занижают межгодовую изменчивость площади снежного покрова в Евразии в зимний и весенний периоды. При этом МОЦАО обычно завышают альбедо в покрытых лесом областях в присутствии снега. Разброс между МОЦАО в расчетах водного эквивалента снега также значителен. К сожалению, оценить относительную успешность воспроизведения этой характеристики разными моделями не представляется возможным из-за отсутствия надежных данных наблюдений.



**Рис. 5.12.** Внутригодовой ход площади (млн. км<sup>2</sup>) снежного покрова на суше в Северном полушарии в 1980–1999 гг. Средняя площадь по ансамблю из 18 МОЦАО (1) и по данным наблюдений (2) (<http://climate.rutgers.edu/snowcover/>). Выделенная область соответствует стандартному отклонению расчетов отдельных МОЦАО от среднего значения по ансамблю (Павлова и др., 2007).



**Рис. 5.13.** Распределение снежного покрова суши в расчетах с 18 МОЦАО для февраля 1980–1999 гг. В каждой ячейке сетки  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  разными цветами показано число моделей, в которых для этой ячейки получен снег (водный эквивалент снега  $> 5$  мм). Наблюдаемые границы снежного покрова с концентрацией не менее 20% (красная линия) получены по данным <http://climate.rutgers.edu/snowcover/> (Павлова и др., 2007).

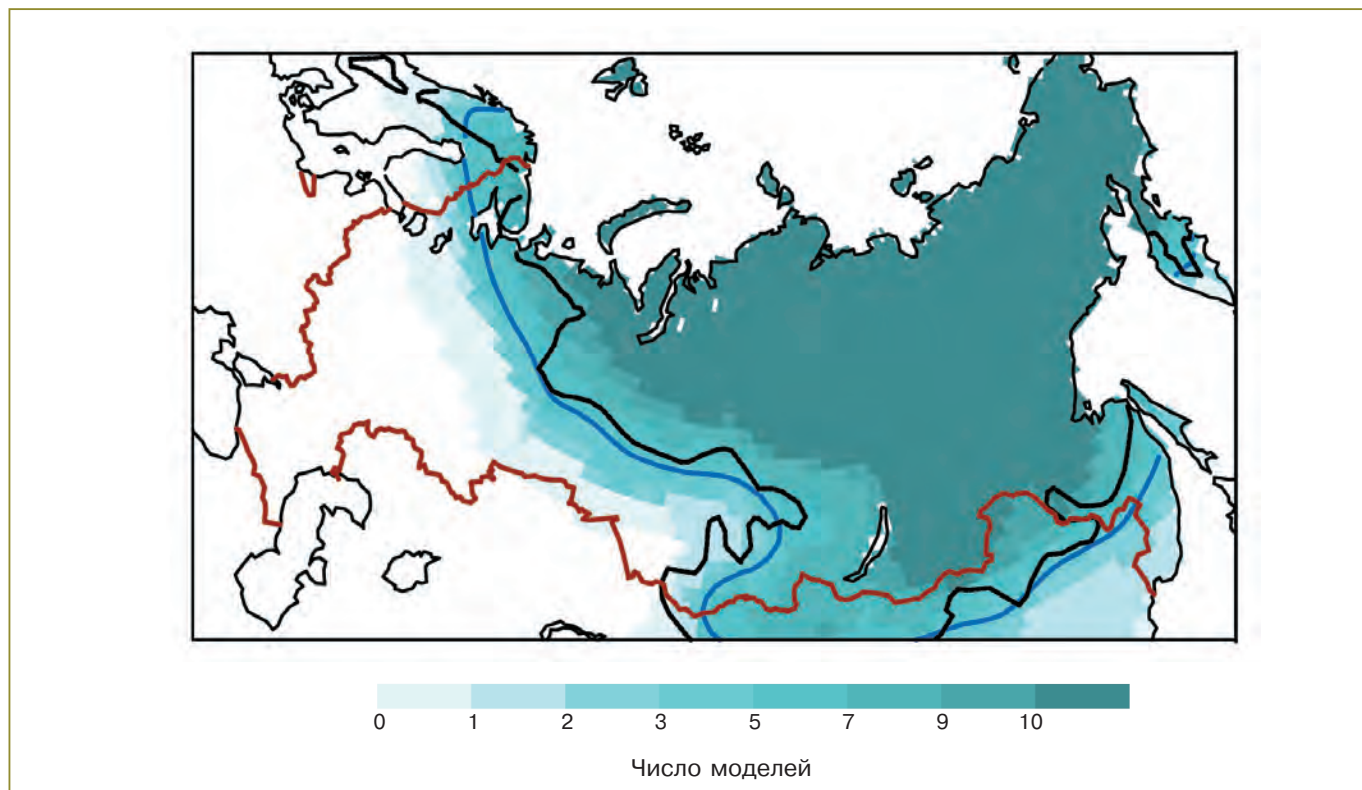
#### 5.8.7. Многолетняя мерзлота

Наиболее значимыми характеристиками многолетней мерзлоты, которые с разной степенью точности описываются данными натурных наблюдений, являются: положение границ ее отдельных зон, эволюция глубины сезонного протаивания и сезонного промерзания, температура многолетнемерзлых слоев на разных глубинах. Все эти характеристики оценивались в проведенном анализе (Павлова и др., 2007), но далеко не все расчетные характеристики можно сравнить с измеренными значениями. Особую трудность в отличие от пространственных распределений снежного покрова представляет сравнение модельных и определенных на основе наблюдений границ отдельных зон многолетней мерзлоты, в частности положение границы между регионами, которые характеризуются режимами сезонного протаивания или промерзания соответственно. Пространственная неоднородность наблюдений весьма велика, при этом наличие или отсутствие многолетнемерзлых слоев чрезвычайно зависимы от ландшафта

и состава грунтов. Поэтому нельзя ожидать от модельного расчета с пространственным разрешением, имеющим характерный линейный масштаб в несколько десятков или сотен километров, детального описания положения границ отдельных зон многолетней мерзлоты. Вместе с тем анализ модельных распределений температуры по глубине позволяет установить общие закономерности, характеризующие профили температуры в разных зонах многолетней мерзлоты, и сформулировать условия для определения фонового положения границ. В частности, модельное положение среднегодовой нулевой изотермы на глубине 3 м для суглинков, осредненное за период 1980–1999 гг., достаточно реалистично описывает современную границу многолетней мерзлоты, включая зоны прерывистой и островной мерзлоты (рис. 5.14).

Анализ показывает, что на протяжении XX века положение этой границы изменилось незначительно. Расчетная площадь зоны вечной мерзлоты составила 21,8 млн. км<sup>2</sup>, тогда как площадь этой зоны по современным геокриологическим данным составляет 22,8 млн. км<sup>2</sup> (Zhang et al., 1999).





**Рис. 5.14.** Площадь, занятая мерзлотой в верхнем 3-метровом слое почвы, по данным расчетов на базе 11 МОЦАО. В каждой ячейке сетки  $1^\circ \times 1^\circ$  разными цветами показано число моделей, в которых для этой ячейки осредненная за период 1980–1999 гг. среднегодовая температура грунта на глубине 3 м не превышает  $0^\circ\text{C}$ . Черная линия — современная наблюдаемая граница зоны многолетней мерзлоты, синяя линия — положение границы зоны многолетней мерзлоты по модельным расчетам, определяемое как положение среднегодовой изотермы  $0^\circ\text{C}$  на глубине 3 м.

#### 5.8.8. Морской лед

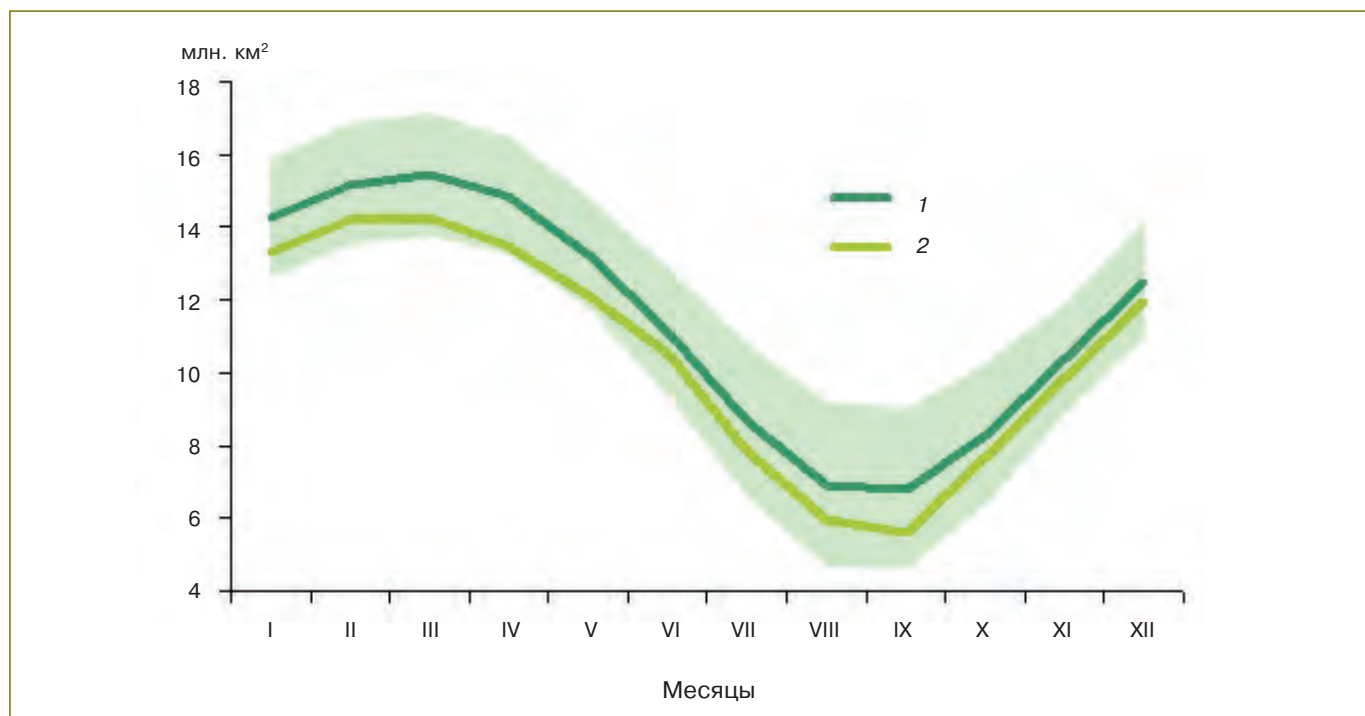
Результаты многочисленных исследований указывают на важную роль, которую играет морской лед в разнообразных обратных связях, действующих в климатической системе и в значительной степени определяющих ее чувствительность к внешним воздействиям (NRC, 2003; Walsh, 2005; Vony et al., 2006). При этом однозначной связи между чувствительностью МОЦАО к увеличению концентрации парниковых газов в атмосфере и полнотой модельных описаний процессов формирования и эволюции морского льда в настоящее время не выявлено.

Прогностическими переменными ледовых компонентов МОЦАО обычно являются толщина (или удельная масса) льда, сплоченность, толщина снежного покрова, температура поверхности и в толще морского льда, а также скорость дрейфа. За редким исключением соленость морского льда не является прогностической переменной, а альбедо ледяного покрова океана обычно весьма произвольно связано с толщиной льда и наличием

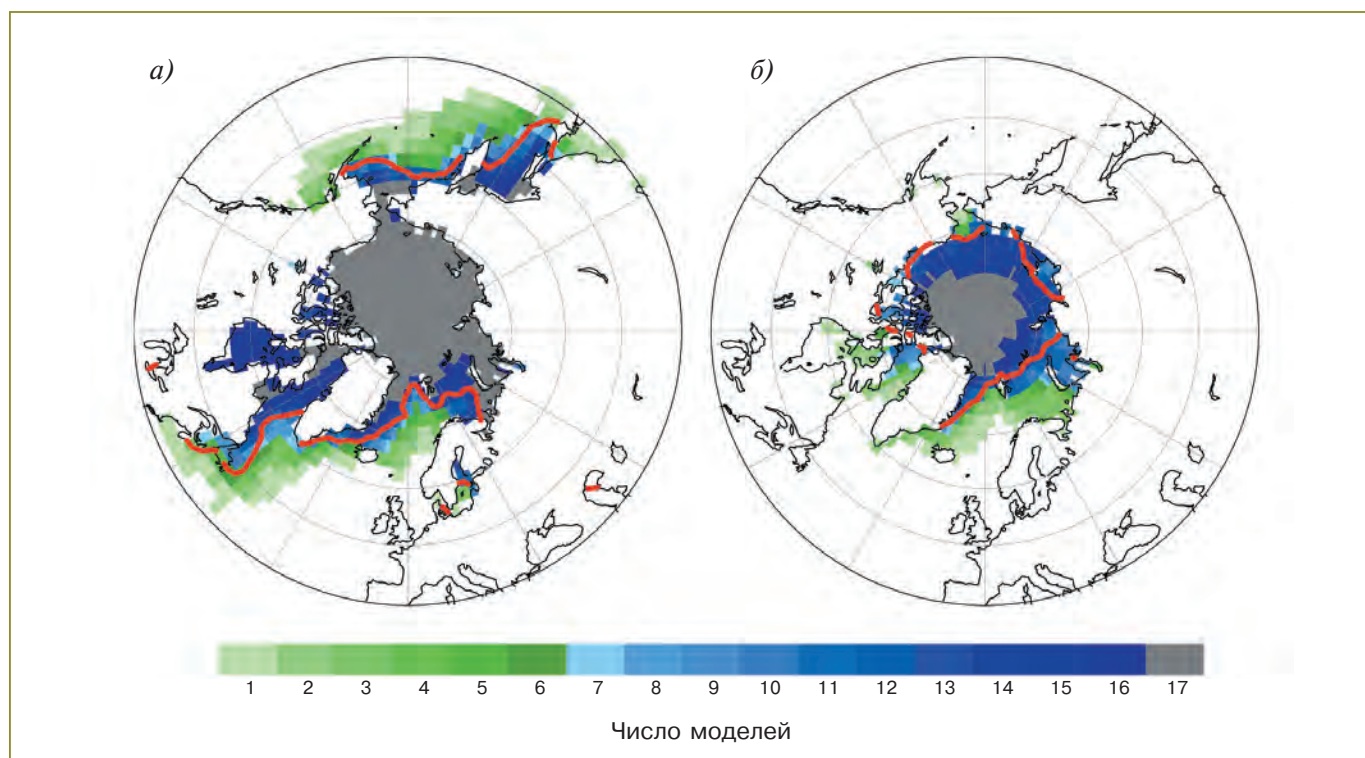
снежного покрова. Площадь распространения морского льда является его относительно надежно измеряемой (со спутников) характеристикой и потому используется в сравнительных анализах модельных расчетов в качестве основной. Имеющиеся данные наблюдений за толщиной и скоростью дрейфа льда недостаточны для полноценного анализа качества модельных расчетов этих характеристик.

Модели удовлетворительно воспроизводят сезонный ход площади ледяного покрова Северного Ледовитого океана (рис. 5.15). По сравнению с данными наблюдений HadISST (Rayner et al., 2003) ансамбль МОЦАО в среднем несколько завышает площадь морского льда в Северном полушарии в течение всего года. Обращает на себя внимание завышение ансамблем моделей сплоченности льда в Баренцевом море (рис. 5.16). Это завышение может быть связано с погрешностями воспроизведения, по крайней мере некоторыми моделями, атмосферной и океанской циркуляции, в частности Гольфстрима.

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА



**Рис. 5.15.** Внутригодовой ход площади морского льда (млн. км<sup>2</sup>) в Северном полушарии (1980–1999 гг.). 1 — по ансамблю МОЦАО, 2 — по данным наблюдений. Выделенная область соответствует стандартному отклонению от среднего по ансамблю (Катцов и др., 2007).



**Рис. 5.16.** Распределение морского льда в Северном полушарии в расчетах с 17 МОЦАО для марта (а) и сентября (б) за период 1980–1999 гг. В каждой ячейке сетки  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  разными цветами показано число моделей, в которых для этой ячейки получен лед сплоченностью  $> 15\%$ . Наблюдаемые границы ледяного покрова сплоченностью  $> 15\%$  (красная линия) получены по данным HadISST (Катцов и др., 2007).

## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Разброс между МОЦАО в расчетах площади и массы морского льда значителен. Существующие представления о географическом распределении этой характеристики позволяют предположить, что, по крайней мере, часть МОЦАО занижает толщину морского льда в Северном Ледовитом океане, а также не воспроизводит характерного для этого океана увеличения толщины льда от Баренцева моря — против часовой стрелки — к Канадскому архипелагу и северному берегу Гренландии.

В целом развитие ледовых компонентов современных МОЦАО, несмотря на значительный прогресс, не привело к радикальному улучшению воспроизведения ледяного покрова океана ансамблем моделей CMIP3 по сравнению с предыдущим поколением моделей ОДЗ МГЭИК (см. в (Kattsov and Källén, 2005), рис. 4.11). Это отчасти связано с тем, что качество воспроизведения ледяного покрова океана зависит не только от совершенства ледовых компонентов МОЦАО, но также и от того, насколько хорошо модели воспроизводят региональные особенности общей циркуляции атмосферы и океана в областях распространения морского льда. Например, анализ погрешностей в расчетах атмосферного давления (Walsh et al., 2002; Chapman and Walsh, 2007) с большой степенью вероятности позволяет предположить, что модельные поля ветра в значительной мере обуславливают погрешности воспроизведения региональных особенностей распределения массы и скорости дрейфа морского льда, какими бы физически полными ни были ледовые компоненты соответствующих МОЦАО. Помимо модельных полей ветра (Bitz et al., 2002; Walsh et al., 2002), погрешности воспроизведения региональных особенностей распределения массы и скорости дрейфа льда могут быть обусловлены погрешностями расчета потоков тепла в высоких широтах, которые связаны с недостатками параметризаций пограничного слоя атмосферы и облачности (Kattsov and Källén, 2005), вертикального и горизонтального перемешивания в океане (Arzel et al., 2005 и др.). Между тем, нельзя не отметить, что отдельные МОЦАО, использовавшиеся при подготовке ОДЗ и ОД4, заметно улучшили воспроизведение географического распределения и сезонного хода ключевых характеристик морского льда.

### 5.9. Региональные климатические модели

С конца 1980-х годов в развитых странах широкое распространение получили исследования климата с помощью региональных климатических моделей. Этому в немалой степени способствовала координация работ по региональному модели-

рованию в рамках крупных международных программ (см., например, <http://prudence.dmi.dk> и <http://ensembles-eu.metoffice.com>). Региональные модели отличаются от глобальных в 5–10 раз более высоким разрешением, что позволяет более достоверно воспроизводить пространственно-временные вариации региональной температуры и осадков, а также экстремальные климатические явления. Современные РКМ имеют горизонтальное разрешение порядка 10 км и размеры модельных областей вплоть до субконтинентальных. Эти модели повышают качество расчетов климата вследствие более реалистичного представления неоднородностей подстилающей поверхности. Однако из-за большой вычислительной ресурсоемкости РКМ ансамблевые расчеты с ними пока не имеют такого широкого распространения, как с МОЦАО.

Поскольку при разработке РКМ используется, как правило, принцип вложенных сеток, то проведение региональных экспериментов требует задания изменяющихся во времени боковых граничных условий для переменных, эволюция которых в РКМ описывается, как и в МОЦАО, системой полных уравнений гидротермодинамики.

Значительным источником неопределенностей в расчетах с помощью РКМ являются боковые граничные условия, которые могут задаваться в каждой отдельно взятой РКМ по данным разных МОЦАО, составляющих мультимодельный ансамбль.

Методы оценки качества РКМ существенно отличаются от тех, которые используются для МОЦАО. Так, в отличие от МОЦАО, валидация которых требует проведения длительных экспериментов, региональные модели в результате задания боковых граничных условий позволяют оценить систематические погрешности расчетов в экспериментах сравнительно небольшой продолжительности. В то же время погрешности глобальной модели, результаты которой используются РКМ в качестве граничных условий, могут оказывать заметное влияние на качество расчета регионального климата. Чтобы исключить влияние погрешностей, содержащихся в расчетах с глобальными моделями, и провести оценку качества самой РКМ, на боковых границах обычно используются данные реанализа (Giorgi and Mearns, 1999). Степень согласованности расчетной и наблюдаемой изменчивости характеризует качество модели и, в конечном счете, ее пригодность для оценок будущих изменений регионального климата.

На сегодняшний день количество РКМ, расчетные области которых включают те или иные части территории России, невелико (Школьник и др., 2000, 2005, 2007; Кузин и др., 2006). Отдельные регионы России попадают на окраины расчетных областей европейских (Raisanen et al., 2004) и азиатских РКМ (Fu et al., 2005).



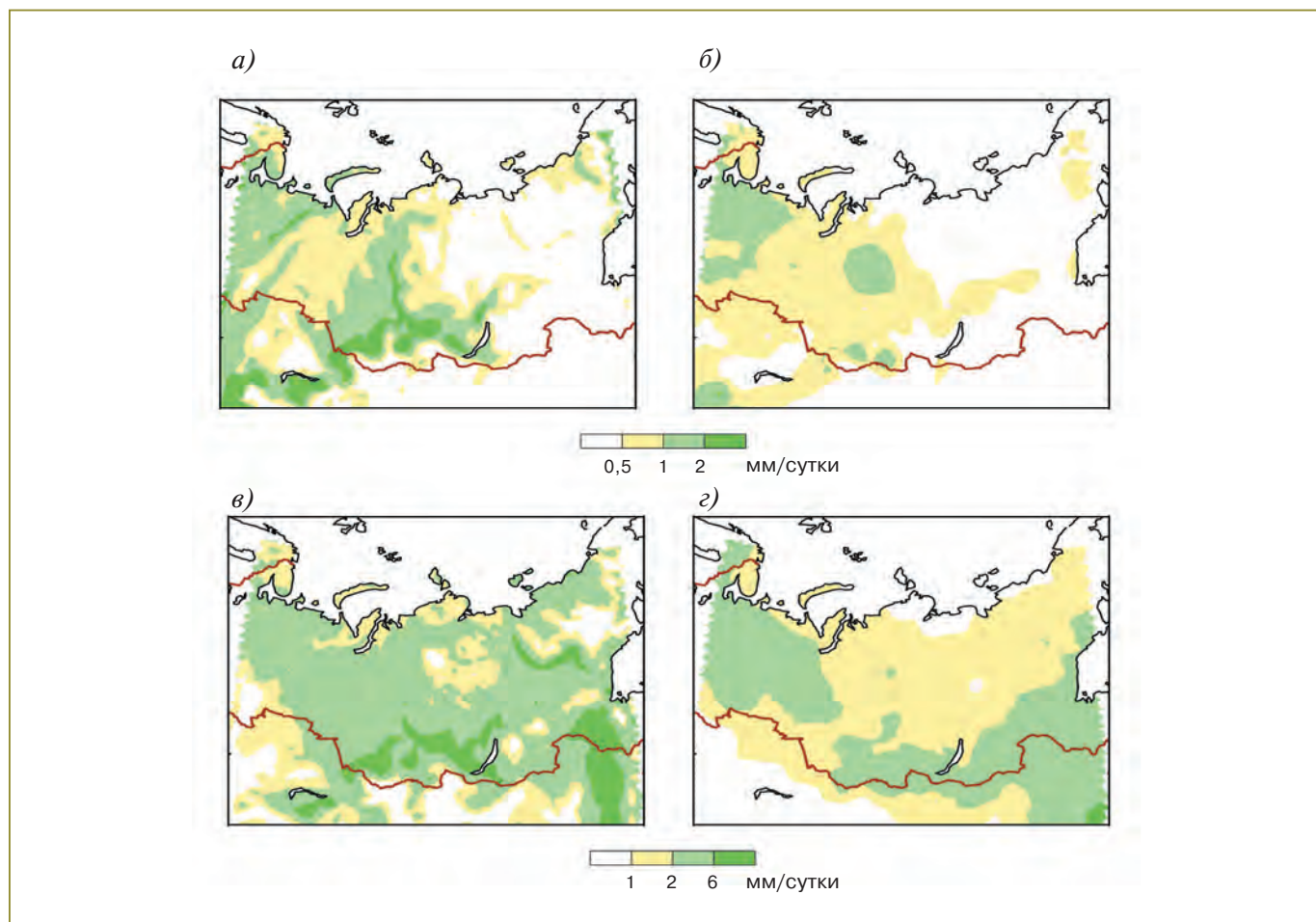
## 5. МОДЕЛИ, ПРЕДНАЗНАЧЕННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ БУДУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Из-за крайней неравномерности расположения пунктов наблюдений на территории России поля анализа данных наблюдений даже высокого пространственного разрешения описывают мезомасштабные вариации температуры и осадков от региона к региону с разной степенью достоверности. Это затрудняет сравнение данных анализа с результатами расчетов РКМ.

Региональные модели дают удовлетворительное описание термического режима. Однако успешность расчета региональных осадков не всегда подтверждается сравнениями с данными наблюдений, например в областях со сложной орографией. Здесь может сказываться как недостаточная надежность полей анализа данных наблюдений за осадками, так и погрешности модельных расчетов осадков и их изменчивости. Различия между расчетным и фактическим количеством осадков наиболее заметно проявляются в летний сезон, когда осадки обусловлены в основном конвекцией. На рис. 5.17 приведено пространственное распределение средних

за зиму и лето осадков в Центральной России и Сибири, рассчитанное с помощью РКМ ГГО (Школьник и др., 2007) и полученное в результате анализа данных наблюдений с горизонтальным разрешением  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  (New et al., 2000). Летом согласованность между пространственными распределениями осадков в РКМ и данными анализа несколько меньшая, чем зимой.

Потенциал РКМ, с точки зрения повышения качества расчета мезомасштабных вариаций климатических характеристик, первоначально полученных на сетке низкого разрешения, открывает перспективы для использования РКМ не только в оценках будущих изменений климата (совместно с МОЦАО), но и в других приложениях. К таким приложениям, например, относятся восстановление временного хода температуры и осадков в регионах с малым числом пунктов наблюдений (Школьник и др., 2007), оптимизация наблюдательных сетей и др.



**Рис. 5.17.** Пространственные распределения осадков, рассчитанные по РКМ ГГО (Школьник и др., 2007) (а, в) и полученные по данным анализа (New et al., 2000) (б, г) для зимы (а, б) и лета (в, г). В обоих случаях данные анализа описывают пространственное распределение осадков с существенно меньшей, чем РКМ, детализацией.



### 5.10. Выводы

Несмотря на значительный разброс между моделями, средние по ансамблю МОЦАО СМIP3 расчеты основных характеристик наблюдаемого приземного климата на территории России удовлетворительно согласуются с данными наблюдений, во всяком случае при осреднении по площади больших регионов — от водосборов крупных рек до территории всей страны. Зачастую эти средние (по ансамблю и по площади) значения попадают в диапазон разброса оценок, полученных по данным наблюдений. В целом осреднение по ансамблю МОЦАО СМIP3 позволяет констатировать его пригодность для оценок будущих изменений климата.

Сравнение моделей разных поколений указывает на постепенное улучшение воспроизведения МОЦАО ряда характеристик приземного климата.

Проведенный анализ проявляет принципиальные сложности совокупной оценки качества моделей и ставит ряд важных вопросов. Например, можно ли считать, что отдельные модели более пригодны для расчетов будущих изменений климата в одних регионах и менее пригодны в других или что отдельные модели пригодны для расчетов будущих изменений одних характеристик и непригодны для других и т. д. В настоящее время эти вопросы остаются открытыми. В ближайшей перспективе, по-видимому, общепринятым останется существенно субъективный подход, при котором из полного ансамбля моделей устраняются те из них, которые неудовлетворительно воспроизводят наблюдаемый климат (в ограниченном наборе характеристик), после чего остальным членам ансамбля приписываются равные веса. Эта сторона ансамблевого подхода нуждается в дальнейших исследованиях и развитии.

Очевидно, дальнейший прогресс в развитии физико-математического моделирования климатической системы связан с включением в модели новых интерактивных компонентов. Воспроизведение изменчивости климата, в частности статистики экстремальных явлений, требует больших ансамблевых расчетов. И то, и другое сопряжено с ростом вычислительной ресурсоемкости соответствующих разработок и исследований.

Наконец, рост потребности в улучшении пространственного разрешения климатических моделей заведомо опережает ожидаемое развитие компьютерной техники, что сохраняет актуальность использования в исследованиях и, прежде всего, в оценках будущих изменений климата региональных климатических моделей высокого разрешения. Развитие таких моделей, а также других моделей, обеспечивающих пространственную детализацию расчетов параметров климата в представляющих интерес регионах (например, моделей со сгущаю-

щимися сетками), несомненно, входят в число приоритетов физико-математического моделирования климатической системы.

### 5.11. Литература

- Алексеев В. А., Володин Е. М., Галин В. Я., Дымников В. П., Лыкосов В. Н., 1998.** Моделирование современного климата с помощью атмосферной модели ИВМ РАН, Препринт № 2086–B98, М., ИВМ РАН, 180 с.
- Богданова Э. Г., Голубев В. С., Ильин Б. М., Драгомилова И. В., 2002.** Новая модель корректировки измеренных осадков и ее применение в полярных районах России, Метеорология и гидрология, № 10, с. 68–94.
- Булгаков К. Ю., Мелешко В. П., Шнееров Б. Е., 2007.** О чувствительности равновесного климата к удвоению концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере, Труды ГГО, вып. 556, с. 3–28.
- Говоркова В. А., Катцов В. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2008.** Климат России в XXI веке. Часть 2. Оценка пригодности моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3 для расчетов будущих изменений климата России, Метеорология и гидрология, № 8, с. 5–19.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003.** Колебания и изменения климата на территории России, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 39, № 2, с. 166–185.
- Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Аристова Л. Н., Клещенко Л. К., 2006.** О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–23.
- Дианский Н. А., Багно А. В., Залесный В. Б., 2002.** Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 38, с. 537–556.
- Дымников В. П., Лыкосов В. Н., Володин Е. М., 2006.** Проблемы моделирования климата и его изменений, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 42, с. 618–636.
- Захаров В. Ф., 2003.** Изменения в распространении морских арктических льдов в XX веке, Метеорология и гидрология, № 5, с. 75–86.
- Захаров В. Ф., 2004.** Изменение состояния морских арктических льдов. Формирование и динамика современного климата Арктики, под ред. Г. В. Алексеева, СПб, Гидрометеоиздат, с. 112–159.
- Кароль И. Л., 1988.** Введение в динамику климата Земли, Л., Гидрометеоиздат, 216 с.

- Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В., Спорышев П. В., Бекряев Р. В., Говоркова В. А., 2007.** Моделирование эволюции ледяного покрова Мирового океана в XX и XXI веках, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 2, с. 165–181.
- Катцов В. М., Вавулин С. В., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2003.** Сценарии изменения климата Арктики в XXI веке, Метеорология и гидрология, № 10, с. 5–19.
- Катцов В. М., Мелешко В. П., 2004.** Сравнительный анализ моделей общей циркуляции атмосферы и океана, предназначенных для оценки будущих изменений климата, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 40, № 6, с. 647–658.
- Кузин В. И., Крупчатников В. Н., Крылова А. И., Фоменко А. А., 2006.** Математическое моделирование климата Сибири, Вычислительные технологии, т. 11 (спец. выпуск), с. 52–59.
- Мелешко В. П., Катцов В. М., Мирвис В. М., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2008.** Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности оценки его расчета, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–19.
- Мохов И. И., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Хон В. Ч., Хворостьянов Д. В., 2002.** Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 38, № 5, с. 629–642.
- Мохов И. И., Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Хон В. Ч., Акперов М. Г., Аржанов М. М., Карпенко А. А., Тихонов В. А., Чернокульский А. В., 2005.** Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН, Доклады РАН, т. 402, № 2, с. 243–247.
- Павлова Т. В., Катцов В. М., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., Говоркова В. А., 2007.** Расчет эволюции криосферы в XX и XXI веках с использованием глобальных климатических моделей нового поколения, Криосфера Земли, т. 11, № 2, с. 3–13.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., 2005.** Валидация региональной климатической модели ГГО, Метеорология и гидрология, № 1, т. 14–27.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М., 2007.** Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5–18.
- Школьник И. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В., 2000.** Региональная гидродинамическая модель для исследования климата на территории России, Метеорология и гидрология, № 4, с. 32–49.
- AchutaRao K. and Sperber K. R., 2006.** ENSO simulation in coupled ocean–atmosphere models: Are the current models better?, *Climate Dynamics*, vol. 27, pp. 1–15.
- AchutaRao K. M., Covey C., Doutriaux C., Fiorino M., Gleckler P., Phillips T., Sperber K., and Taylor K., 2004.** An Appraisal of Coupled Climate Model Simulations, Bader D. (ed.), PCMDI Technical Report, UCRL-TR-202550.
- ACIA: Arctic Climate Impact Assessment, 2005.** Cambridge, Cambridge University Press, 1042 p.
- Alexander L. V., Zhange X., Peterson T. C., Caesar J., Gleason B., et al., 2006.** Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation, *J. Geophys. Res. Atmosphere*, vol. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Allen M. R. and Stott P. A., 2003.** Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting. Part I: Theory, *Climate Dynamics*, vol. 21, pp. 477–491.
- Arzel O., Fichefet T., and Goosse H., 2006.** Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by the current AOGCMs, *Ocean Modelling*, vol. 12, pp. 401–415.
- Benestad R. E., 2005.** Climate change scenarios for northern Europe from multi-model IPCC AR4 climate simulations, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L17704, doi:10.1029/2005GL023401.
- Bitz C., Flato G., and Fyfe J., 2002.** Sea ice response to wind forcing from AMIP models, *J. Climate*, vol. 15, pp. 523–535.
- Bleck R., Rooth C., Hu D., and Smith L. T., 1992.** Salinity-driven thermocline transients in a wind- and thermohaline-forced isopycnic coordinate model of the North Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 22, pp. 1486–1505.
- Boer G. J., 2000.** Analysis and verification of model climate, in: *Numerical Modeling of the Global Atmosphere in the Climate System*, Mote P. and O’Neill A. (eds.), NATO Science Series C-550, Kluwer Academic Publishers, 517 p.
- Boer G. J. and Yu B., 2003.** Climate sensitivity and climate state, *Climate Dynamics*, vol. 21, pp. 167–176.
- Bogdanova E. G., Pyin B. M., and Dragomilova I. V., 2002.** Application of an improved bias correction model to precipitation measured at Russian North Pole drifting stations, *J. Hydrometeorology*, vol. 3, pp. 700–713.
- Bony S. and Dufresne J.-L., 2005.** Marine boundary-layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32(20), L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
- Bony S., Colman R., Kattsov V., Allan R., Bretherton C., Dufresne J.-L., Hall A., Hallegatte S., Holland M., Ingram W., Randall D., Soden B., Tselioudis G., and Webb M., 2006.** How well do we understand and evaluate climate change feedback processes?, *J. Climate*, vol. 19, pp. 3445–3482.
- Briegleb B. P., Bitz C. M., Hunke E. C., Lipscomb W. H., Holland M. M., Schramm J. L., and Moritz R. E., 2004.** Scientific Description of the Sea Ice Component in the Community Climate System

- Model, Version three, Technical Note TN-463STR, NTIS No. PB2004-106574, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 75 p.
- Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., and Jones P. D., 2006.** Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Cattle H. and Crossley J., 1995.** Modelling Arctic climate change, *The Royal Society of London, Philosophical Transactions*, vol. A352, pp. 201–213.
- Chapman W. L. and Walsh J. E., 2007.** Simulations of Arctic temperature and pressure by global coupled models, *J. Climate*, vol. 20, pp. 609–632.
- Claussen M., Mysak L. A., Weaver A. J., Crucifix M., Fichefet T., Loutre M.-F., Weber S. L., Alcamo J., Alexeev V. A., Berger A., Calov R., Ganopolski A., Goosse H., Lohmann G., Lunkeit F., Mokhov I. I., Petoukhov V., Stone P., and Wang Z., 2002.** Earth system models of intermediate complexity: Closing the gap in the spectrum of climate system models, *Climate Dynamics*, vol. 18, pp. 579–586.
- Collins W. D., Rasch P. J., Boville B. A., McCaa J. R., Williamson D. L., Kiehl J. T., Briegleb B., Bitz C., Lin S.-J., Zhang M., and Dai Y., 2004.** Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM3.0), Technical Note TN-464+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, USA, 214 p.
- Colony R., Radionov V. F., and Tanis F. J., 1998.** Measurements of precipitation and snow pack at Russian North Pole drifting stations, *Polar Record*, vol. 34, pp. 3–14.
- Corti S., Molteni F., and Palmer T. N., 1999.** Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature*, vol. 398, pp. 799–802.
- Cubasch U., Meehl G. A., Boer G. J., Stouffer R. J., Dix M., Noda A., Senior C. A., Raper S., and Yap K. S., 2001.** Projections of future climate changes, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Cullather R. I., Bromwich D. H., and Serreze M. C., 2000.** The atmospheric hydrologic cycle over the Arctic Basin from reanalyses. Part I: Comparison with observations and previous studies, *J. Climate*, vol. 13, pp. 923–937.
- Dai A. and Trenberth K. E., 2002.** Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations, *J. Hydrometeorology*, vol. 3, No. 6, pp. 660–687.
- Delworth T., Rosati A., Stouffer R. J., Dixon K. W., Dunne J., Findell K. L., Ginoux P., Gnanadesikan A., Gordon C. T., Griffies S. M., Gudgel R., Harrison M. J., Held I. M., Hemler R. S., Horowitz L. W., Klein S. A., Knutson T. R., Lin S.-J., Ramaswamy V., Schwarzkopf M. D., Sirutis J. J., Spelman M. J., Stern W. F., Winton M., Wittenberg A. T., and Wyman B., 2006.** GFDL's CM2 global coupled climate models. Part 1: Formulation and simulation characteristics, *J. Climate*, vol. 19, pp. 643–674.
- Denman K. L., Brasseur G., Chidthaisong A., Ciais P., Cox P. M., Dickinson R. E., Hauglustaine D., Heinze C., Holland E., Jacob D., Lohmann U., Ramachandran S., da Silva Dias P. L., Wofsy S. C., and Zhang X., 2007.** Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Deque M., Drevet C., Braun A., and Cariolle D., 1994.** The ARPEGE/IFS atmosphere model: A contribution to the French community climate modeling, *Climate Dynamics*, vol. 10, pp. 249–266.
- Dümenil-Gates L., Hagemann S., and Golz C., 2000.** Observed historical discharge data from major rivers for climate model validation, MPI-Report No. 307, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, 93 p.
- Dümenil L., Isele K., Liebscher H.-J., Schroeder U., Schumacher M., and Wilke K., 1993.** Discharge data from 50 selected rivers for GCM validation, Report No. 100, Max Planck Institut für Meteorologie/Global Runoff Data Centre, 61 p.
- Flato G. M., 2005.** The Third Generation Coupled Global Climate Model (CGCM3). CCCMA, Victoria, Canada, <http://www.cccma.bc.ec.gc.ca/models/cgcm2.shtml>.
- Flato G. M. and Boer G. J., 2001.** Warming asymmetry in climate change simulations, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 28, pp. 195–198.
- Flato G. M. and Hibler W. D., 1992.** Modeling pack ice as a cavitating fluid, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 22, pp. 626–651.
- Folland C. K., Karl T. R., Christy J. R., Clarke R. A., Gruza G. V., Jouzel J., Mann M. E., Oerlemans J., Salinger M. J., and Wang S.-W., 2001.** Observed climate variability and change, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*,



- Houghton J. T., Ding Y., Griggs D.J., Noguier M., van der Linden P.J., Dai X., Maskell K., Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Bernsten T., Betts R., Fahey D. W., Haywood J., Lean J., Lowe D. C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., and Van Dorland R., 2007.** Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Frich P., Alexander L. V., Della-Marta P., Gleason B., Haylock M., Klein Tank A. M. G., and Peterson T., 2002.** Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century, *Climate Res.*, vol. 19, pp. 193–212.
- Fu C. B. et al., 2005.** Regional climate model intercomparison project for Asia, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 86(2), pp. 257–266, doi:10.1175/BAMS-86-2-257.
- GFDL Global Atmospheric Model Development Team (GAMDT), 2004.** The new GFDL global atmosphere and land model AM2-LM2: Evaluation with prescribed SST simulations, *J. Climate*, vol. 1, pp. 4641–4673.
- Giorgi F. and Mearns L., 1999.** Introduction to special section: Regional climate modeling revisited, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, No. D16, pp. 6335–6352.
- Gnanadesikan A., Dixon K. W., Griffies S. M., Delworth T. L., Harrison M. J., Held I. M., Hurlin W. J., Pacanowski R. C., Rosati A., Samuels B. L., Spelman M. J., Stouffer R. J., Winton M., Wittenberg A. T., and Dunne J. P., 2006.** GFDL's CM2 global coupled climate models. Part 2 The baseline ocean simulation, *J. Climate*, vol. 19, pp. 675–697.
- Goodison B. E., Louie P. Y. T., and Yang D., 1998.** WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison, Final Report, WMO/TD-No. 872, Geneva, WMO, 212 p.
- Goosse H. and Fichefet T., 1999.** Importance of ice-ocean interactions for the global ocean circulation: A model study, *J. Geophys. Res.*, vol. 104, pp. 23337–23355.
- Gordon C., Cooper C., Senior C. A., Banks H. T., Gregory J. M., Johns T. C., Mitchell J. F. B., and Wood R. A., 2000.** The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments, *Climate Dynamics*, vol. 16, pp. 147–168.
- Gordon H. B., Rotstayn L. D., McGregor J. L., Dix M. R., Kowalezyk E. A., O'Farrell, Waterman L. J., Hirst A. C., Wilson S. G., Collier M. A., Watterson I. G., and Elliott T. I., 2002.** The CSIRO Mk3 Climate System Model, CSIRO Atmospheric Research Technical Paper, No. 60, Aspendale, Victoria 3195, Australia, 130 p., [http://www.dar.csiro.au/publications/gordon\\_2002a.pdf](http://www.dar.csiro.au/publications/gordon_2002a.pdf).
- Hagemann S. and Dümenil L., 1996.** A parameterization of the lateral waterflow for the global scale, *Climate Dynamics*, vol. 14, pp. 17–31.
- Hansen J., Johnson D., Lacis A., Lebedeff S., Lee P., Rind D., and Russell G., 1981.** Climate impact of increasing atmospheric carbon dioxide, *Science*, vol. 213 (4511), 95 p., doi:10.1126/science.213.4511.957.
- Hansen J., Sato M., Ruedy R., and Lo K., 2005.** Global Temperature, GISS, NASA, NY, <http://data.giss.nasa.gov>.
- Harder M., 1996.** Dynamik, Rauigkeit und Alter des Meereises in der Arktis, Ph. D. Thesis, Alfred Wegener Institut für Polar und Meeresforschung, Bremerhaven, Germany, 124 p.
- Hegerl G. C., Karl T. R., Allen M., Bindoff N. L., Gillett N., Karoly D., Zhang X., and Zwiers F., 2006.** Climate change detection and attribution: Beyond mean temperature signals, *J. Climate*, vol. 19, pp. 5058–5077.
- Hibler W. D., 1979.** A dynamic thermodynamic sea ice model, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 9, pp. 817–846.
- Holland M. M. and Bitz C. M., 2003.** Polar amplification of climate change in coupled models, *Climate Dynamics*, vol. 21, pp. 221–232.
- Hourdin F., Musat I., Bony S., Braconnot P., Codron F., Dufresne J.-L., Fairhead L., Filiberti M.-A., Friedlingstein P., Grandpeix J.-Y., Krinner G., LeVan P., Li Z.-X., and Lott F., 2006.** The LMDZ4 general circulation model: Climate performance and sensitivity to parameterized physics with emphasis on tropical convection, *Climate Dynamics*, vol. 27(7–8), 787 p.
- Hunke E.C. and Dukowicz J. K., 1997.** An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 27, pp. 1849–1867.
- IPCC. Climate Change 2001.** The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguier M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., and Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001, Cambridge University Press, 881 p.
- K-1 Developers. K-1 Coupled Model (MIROC) Description, 2004.** K-1 Technical Report 1, Hasumi H. and Emori S. (eds.), Center for Climate System Research, University of Tokyo, Tokyo, Japan, 34 p., <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>.
- Kalnay E., 2003.** Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability, Cambridge, UK, Cambridge University Press, 341 p.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G.,**



- Wollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K. C., Ropelewski C., Wang J., Leetma A., Reynolds R., Jenne R., and Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 77, pp. 437–471.
- Kanamitsu M., Ebisuzaki W. I., Woollen J., et al., 2002. NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R–2), *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 83, No. 11, pp. 1631–1643.
- Kattsov V. M., Walsh J. E., Chapman W. L., Govorkova V. A., Pavlova T. V., and Zhang X., 2007. Simulation and projection of Arctic freshwater budget components by the IPCC AR4 global climate models, *J. Hydrometeorology*, vol. 8, pp. 571–589.
- Kattsov V. and Källén E., 2005. Future climate change: Modeling and scenarios for the Arctic, Arctic Climate Impact Assessment (ACIA), Cambridge, Cambridge University Press, pp. 99–150.
- Kharin V. V., Zwiers F. W., and Zhang X., 2005. Inter-comparison of near-surface temperature and precipitation extremes in AMIP-2 simulations, re-analyses, and observations, *J. Climate*, vol. 18, pp. 5201–5223.
- Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X., and Hegerl G. C., 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations, *J. Climate*, vol. 20, pp. 1419–1444, doi:10.1175/JCLI4066.1.
- Kiehl J. T. and Trenbert R. T., 1997. Earth's annual global mean energy budget, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 78, pp. 197–199.
- Kiehl J. T., Hack J. J., Bonan G., Boville B. A., Williamson D., and Rasch P., 1998. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *J. Climate*, vol. 11, pp. 1131–1149.
- Kiktev D., Sexton D., Alexander L., and Folland C., 2003. Comparison of modeled and observed trends in indices of daily climate extremes, *J. Climate*, vol. 16, pp. 3560–3571.
- Kim S.-J., Flato G. M., Boer G. J., and McFarlane N. A., 2002. A coupled climate model simulation of the last glacial maximum. Part 1: Transient multi-decadal response, *Climate Dynamics*, vol. 19, pp. 515–537.
- Lambert S. and Boer G., 2001. CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models, *Climate Dynamics*, vol. 17, pp. 83–106.
- Legates D. R. and Willmott C. L., 1990. Mean seasonal and spatial variability in gauge corrected global precipitation, *Int. J. Climatol.*, vol. 10, pp. 111–133.
- Legutke S. and Maier-Reimer E., 1999. Climatology of the HOPE-G Global Ocean General Circulation Model, Technical Report No. 21, German Climate Computing Centre (DKRZ), Hamburg, 90 p., [http://mad.zmaw.de/Pingo/reports/Report No.21.pdf](http://mad.zmaw.de/Pingo/reports/Report%20No.21.pdf).
- Lipscomb W. H., 2001. Remapping the thickness distribution in sea ice models, *J. Geophys. Res. Oceans*, vol. 106, pp. 13989–14000.
- Lorenz E. N., 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion, *Tellus*, vol. 21, pp. 289–307.
- Lugina K. M., Groisman P. Ya., Vinnikov K. Ya., Konnaeva V. V., and Speranskaya N. A., 2005. Monthly-surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881–2004, in: *Trends: A Compendium of Data on Global Change*, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US DOE, Oak Ridge, Tennessee, USA, <http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/temp/lugina/lugina.html>.
- Madec G., Delecluse P., Imbard M., and Levy C., 1998. OPA version 8.1, Ocean General Circulation Model Reference Manual, Notes du Pole de Modelisation No. 11, Institut Pierre-Simon Laplace, 91 p., [http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/Docu\\_Free/Doc\\_models/Doc\\_OPA8.1.pdf](http://www.lodyc.jussieu.fr/opa/Docu_Free/Doc_models/Doc_OPA8.1.pdf).
- Maltrud M. E., Smith R. D., Semtner A. J., and Malone R. C., 1998. Global eddy-resolving ocean simulations driven by 1985–1995 atmospheric winds, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 30825–30853.
- Marsland S. J., Haak H., JungCLAUS J. H., Latif M., and Roske F., 2003. The Max Planck Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *Ocean Modelling*, vol. 5, pp. 91–127.
- Martin G. M., Dearden C., Greeves C., Hinton T., Inness P., James P., Pope V. D., Ringer M. A., Stratton R. A., and Yang G. Y., 2004. Evaluation of the atmospheric performance of HadGAM/GEM1, Technical Note No. 54, Hadley Centre for Climate Prediction and Research/Met. Office, Exeter, UK, <http://www.metoffice.gov.uk/research/hadleycentre/pubs/HCTN/index.html>.
- McFarlane N. A., Boer G. J., Blanchet J.-P., and Lazare M., 1992. The Canadian Climate Centre second generation general circulation model and its equilibrium climate, *J. Climate*, vol. 5, pp. 1013–1044.
- Meehl G. A. and Tebaldi C., 2004. More intense, more frequent and longer lasting heat waves in the 21st century, *Science*, vol. 305, No. 5686, pp. 994–997.
- Mellor G. L. and Kantha L., 1989. An ice–ocean coupled model, *J. Geophys. Res.*, vol. 94, pp. 10937–10954.
- Miller R. L., Schmidt G. A., and Shindell D. T., 2006. Forced variations of annular modes in the 20th century IPCC AR4 simulations, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- New M., Hulme M., and Jones P., 1999. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology, *J. Climate*, vol. 12, pp. 829–856.
- New M., Hulme M., and Jones P., 2000. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of

- terrestrial surface temperature, *J. Climate*, vol. 13, pp. 2217–2238.
- NRC: National Research Council of the National Academies, 2003.** Understanding Climate Change Feedbacks, Washington D. C., National Academies Press, 152 p.
- O'Farrell S. P., 1998.** Investigation of the dynamic sea ice component of a coupled atmosphere sea-ice general circulation model, *J. Geophys. Res.*, vol. 103, pp. 15751–15782.
- Osborn T. J., 2004.** Simulating the winter North Atlantic Oscillation: The roles of internal variability and greenhouse gas forcing, *Climate Dynamics*, vol. 22, pp. 605–623.
- Pacanowski R. C., Dixon K., and Rosati A., 1993.** The GFDL Modular Ocean Model Users Guide, version 1.0 GFDL Ocean Group, Technical Report No. 2, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, New Jersey, USA.
- Palmer T. N., 2001.** A nonlinear dynamical perspective on model error: A proposal for non-local stochastic-dynamic parameterization in weather and climate prediction models, *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, vol. 127, pp. 279–303.
- Pelly J. L. and Hoskins B. J., 2003.** How well does the ECMWF ensemble prediction system predict blocking?, *Quart. J. Roy Meteorol. Soc.*, vol. 129, pp. 1683–1702.
- Petoukhov V., Claussen M., Berger A., Crucifix M., Eby M., Eliseev A. V., Fichefet T., Ganopolski A., Goosse H., Kamenkovich I., Mokhov I. I., Montoya M., Mysak L. A., Sokolov A., Stone P., Wang Z., and Weaver A., 2005.** EMIC Intercomparison Project (EMIP-CO<sub>2</sub>): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO<sub>2</sub> doubling, *Climate Dynamics*, vol. 25, No. 4, pp. 363–385.
- Pope V. D., Gallani M. L., Rowntree P. R., and Stratton R. A., 2000.** The impact of new physical parametrizations in the Hadley Centre climate model: HadAM3, *Climate Dynamics*, vol. 16, pp. 123–146.
- Raisanen J., Hansson U., Ullerstig A., Doscher R., Graham L. P., Jones C., Meier M., Samuelsson P., and Willen U., 2004.** European climate in the late 21st century: Regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios, *Climate Dynamics*, vol. 22, No. 1, pp. 13–31.
- Randall D. A., Wood R. A., Bony S., Colman R., Fichefet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R. J., Sumi A., and Taylor K., 2007.** Climate Models and Their Evaluation, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Working Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M., and Miller H. L. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Raschke E., Ohmura A., Rossow W. B., Carlson B. E., Zhang Y.-C., Stubenrauch C., Kottke V., and Wild M., 2005.** Cloud effects on the radiation budget based on ISCCP data (1991 to 1995), *Int. J. Climatology*, vol. 25, pp. 1103–1125.
- Rayner N. A., Brohan P., Parker D. E., Folland C. K., Kennedy J. J., Vanicek M., Ansell T. J., and Tett S. F. B., 2006.** Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: The HadSST2 dataset, *J. Climate*, vol. 19, pp. 446–469.
- Rayner N. A., Parker D. E., Horton E. B., Folland C. K., Alexander L. V., Rowell D. P., Kent E. C., and Kaplan A., 2003.** Global analysis of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, vol. 108 (D14), doi:10.1029/2002JD002670.
- Rial J. A., Pielke R. A. Sr., Beniston M., Claussen M., Cnadell J., Cox P., Held H., De Noblet-Ducoudre N., Prinn R., Reynolds J. F., and Salas J. D., 2004.** Nonlinearities, feedbacks, and critical thresholds within the Earth's climate system, *Climatic Change*, vol. 65, pp. 11–38.
- Roberts M. J., 2004.** The ocean component of HadGEM1, GMR Report, Annex IV.D.3, MetOffice, Exeter, United Kingdom.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L., Esch M., Giorgetta M., Schlese U., and Schulzweida U., 1996.** The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate, MPI Report No. 218, Max Planck Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 90 p.
- Roeckner E., Bauml G., Bonaventur L., Brokopf R., Esch M., Giorgetta M., Hagemann S., Kirchner I., Kornbluh L., Manzini E., Rhodin A., Schlese U., Schulzweida U., and Tompkins A., 2003.** The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description, MPI Report No. 349, Max Planck Institute für Meteorologie, Hamburg, Germany, 127 p.
- Roesch A., 2006.** Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models, *J. Geophys. Res.*, vol. 111, D15111, doi:10.1029/2005JD006473.
- Rossow W. B., Walker A. W., Beuschel D. E., and Roiter M. D., 1996.** International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of New Cloud Datasets, WMO/TD-737, WMO, Geneva, Switzerland, 115 p.
- Russell G. L., 2005.** 4 × 3 Atmosphere–Ocean Model Documentation, GISS, NASA, NY, <http://aom.giss.nasa.gov/doc4x3.html>.
- Russell G. L., Miller J. R., and Rind D., 1995.** A coupled atmosphere–ocean model for transient climate change studies, *Atmosphere–Ocean*, vol. 33, pp. 683–730.

- Russell J. L., Stouffer R. J., and Dixon K. W., 2006.** Intercomparison of the Southern Ocean circulations in IPCC coupled model control simulations, *J. Climate*, vol. 19, pp. 4560–4575.
- Salas-Melia D., 2002.** A global coupled sea ice–ocean model, *Ocean Modelling*, vol. 4, pp. 137–172.
- Semtner A. J., 1976.** A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of *Climate*, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, pp. 379–389.
- Serreze M. C., Barrett A., and Lo F., 2005.** Northern high latitude precipitation as depicted by atmospheric reanalyses and satellite retrievals, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 133, pp. 3407–3430.
- Serreze M. C., Bromwich D. H., Clark M. C., Etringer A. J., Zhang T., and Lammers R., 2003.** The large-scale hydroclimatology of the terrestrial Arctic drainage system, *J. Geophys. Res.*, vol. 108, doi:10.1029/2001JD000919.
- Shibata K., Yoshimura H., Ohizumi M., Hosaka M., and Sugi M., 1999.** A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM, *Papers in Meteorology and Geophysics*, vol. 50, pp. 15–53.
- Smith R. D. and Gent P. R., 2002.** Reference manual for the Parallel Ocean Program (POP), Ocean Component of the Community Climate System Model (CCSM2.0 and 3.0), Technical Report LA-UR-02-2484, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, New Mexico, USA, <http://www.cesm.ucar.edu/models/ccsm3.0/pop/>.
- Smith T. M., Peterson T. C., Lawrimore J. H., and Reynolds R. W., 2005.** New surface temperature analyses for climate monitoring, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L14712, doi:10.1029/2005GL023402.
- Soden B., 2004.** The impact of tropical convection and cirrus on upper tropospheric humidity: A Lagrangian analysis of satellite measurements, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 31(20), L20104, doi:10.1029/2004GL020980.
- Soden B. J. and Held I. M., 2006.** An assessment of climate feedbacks in coupled ocean–atmosphere models, *J. Climate*, vol. 19(14), pp. 3354–3360.
- Stocker T. F., Clarke G. K. C., Le Treut H., Lindzen R. S., Meleshko V. P., Mugara R. K., Palmer T. N., Pierrehumbert R. T., Sellers P. J., Trenberth K. E., and Willebrand J., 2001.** Physical Climate Processes and Feedbacks, in: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Houghton J. T., Ding Y., Griggs D. J., Noguer M., van der Linden P. J., Dai X., Maskell K., and Johnson C. A. (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press.
- Stott P. A., 2003.** Attribution of regional-scale temperature changes to antropogenic and natural causes, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 30, doi:10.1029/1003GL017324.
- Stott P. A., Allen M. R., and Johns G. S., 2003.** Estimating signal amplitudes in optimal fingerprinting, Part II: Application to general circulation models, *Climate Dynamics*, vol. 21, doi:10.1007/s00382-003-0314-8.
- Sun Y., Solomon S., Dai A., and Portmann R. W., 2006.** How often does it rain?, *J. Climate*, vol. 19, pp. 916–934.
- Tett S. F. B., Jones G. S., Stott P. A., Hill D. C., Mitchell J. F. B., Allen M. R., Ingram W. J., Johns T. C., Johnson C. E., Jones A., Roberts D. L., Sexton D. M. H., and Woodage M. J., 2002.** Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change, *J. Geophys. Res.*, vol. 107, 4306 p., doi:10.1029/2000JD000028.
- Trenberth K. E., Karl T. R., and Spence T. W., 2002.** The need for a systems approach to climate observations, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 83, pp. 1593–1602.
- Vavrus S., Walsh J. E., Chapman W. L., and Portis D., 2006.** The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming, *Int. J. Climatology*, vol. 26, pp. 1133–1147.
- Vose R. S., Easterling D. R., and Gleason B., 2005.** Maximum and minimum temperature trends for the globe: An update through 2004, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L23822, doi:10.1029/2004GL024379.
- Walsh J. E., 2005.** Cryospheric and hydrologic variability, in: *Arctic Climate Impact Assessment (ACIA)*, Cambridge University Press, vol. 183–242.
- Walsh J. E. and Chapman W. L., 1998.** Arctic cloud–radiation–temperature associations in observational data and atmospheric reanalyses, *J. Climate*, vol. 11, pp. 3030–3045.
- Walsh J. E., Kattsov V., Chapman W., Govorkova V., and Pavlova T., 2002.** Comparison of Arctic climate simulations by uncoupled and coupled global models, *J. Climate*, vol. 15, pp. 1429–1446.
- Walsh J. E., Kattsov V., Portis D., and Meleshko V., 1998.** Arctic precipitation and evaporation: Model results and observational estimates, *J. Climate*, vol. 11, pp. 72–87.
- Wang M., Overland J. E., Kattsov V., Walsh J. E., Zhang X., and Pavlova T., 2007.** Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the 20th century, *J. Climate*, vol. 20(6), pp. 1093–1107.
- Webb M. J. et al., 2006.** On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles, *Climate Dynamics*, vol. 27, pp. 17–38.

- Winton M., 2000.** A reformulated three-layer sea ice model, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 17, pp. 525–531.
- Wolff J.-O., Maier-Reimer E., and Legutke S., 1997.** The Hamburg Ocean Primitive Equation Model, DKRZ Technical Report No. 13, Deutsches Klima Rechen Zentrum, Hamburg, Germany, 100 p., <http://www.mad.zmaw.de/Pingo/reports/ReportNo.13.pdf>.
- Xie P. and Arkin P. A., 1998.** Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing-longwave radiation, *J. Climate*, vol. 11, pp. 137–164.
- Yang D., 1999.** An improved precipitation climatology for the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 26, pp. 1625–1628.
- Yukimoto S., Noda A., Kitoh A., Sugi M., Kitamura Y., Hosaka M., Shibata K., Maeda S., and Uchiyama T., 2001.** The new Meteorological Research Institute global ocean–atmosphere coupled GCM (MRI-CGCM2) — Model climate and variability, *Papers in Meteorology and Geophysics*, vol. 51, pp. 47–88.
- Zhang Y., Maslowski W., and Semtner A. J., 1999.** Impacts of mesoscale ocean currents on sea ice in high resolution Arctic ice and ocean simulations, *J. Geophys. Res.*, vol. 104(C8), pp. 18409–18429.
- Zwiers F. W. and Zhang X., 2003.** Toward regional scale climate change detection, *J. Climate*, vol. 16, pp. 793–797.