

2

Наблюдаемые изменения и проекции изменений климата в их связи с водными ресурсами

Вода присутствует во всех компонентах климатической системы (атмосфера, гидросфера, криосфера, поверхность суши и биосфера). Таким образом, изменение климата воздействует на водные ресурсы посредством ряда механизмов. В этом разделе обсуждаются наблюдения недавних изменений в связанных с водой переменных и проекции будущих изменений.

2.1 Наблюдаемые изменения климата в их связи с водными ресурсами

Гидрологический цикл неразрывно связан с изменениями в температуре и радиационном балансе атмосферы. Потепление климатической системы в последние десятилетия является неоспоримым фактом, что в настоящее время очевидно из наблюдений за повышением глобальной средней температуры воздуха и океана, широко распространенным таянием снега и льда, и повышением глобального среднего уровня моря. Чистое антропогенное радиационное воздействие на климат оценивается положительной величиной (эффект потепления), при этом наилучшей оценкой является величина $1,6 \text{ Вт/м}^2$ для 2005 г. (относительно величин доиндустриального периода 1750 г.). Наилучшей оценкой линейного тренда глобальной приземной температуры является потепление на $0,74^\circ\text{C}$ (вероятный диапазон от $0,56$ до $0,92^\circ\text{C}$), при этом в последние 50 лет наблюдается тенденция к более быстрому потеплению. Данные новых анализов демонстрируют скорость потепления в нижних и средних слоях тропосферы, схожую со скоростью потепления на поверхности Земли. Исследования, посвященные объяснению причин изменения климата, показывают, что, *весьма вероятно*, наблюдаемое с середины XX столетия повышение глобальных средних температур, большей частью, вызвано наблюдаемым повышением концентраций антропогенных парниковых газов. В континентальном масштабе, *вероятно*, в последние 50 лет в среднем на каждом континенте, кроме Антарктиды, происходит значительное потепление. В обширных районах в последние 50 лет холодные дни, холодные ночи и мороз стали менее частыми, а жаркие дни, жаркие ночи и волны тепла участились. [РГІ, РП]

Наблюдаемое в течение нескольких последних десятилетий потепление климата неизменно связывается с изменениями в ряде компонентов гидрологического цикла и в гидрологических системах, такими как: изменения режимов, интенсивности и экстремальных величин осадков; широкомасштабное таяние снега и льда; повышение содержания водяного пара в атмосфере; увеличение испарения; и изменения количества почвенной влаги и объема стока. Во всех компонентах гидрологического цикла наблюдается значительная естественная изменчивость – во временных масштабах от межгодового до десятилетнего, – из-за которой часто трудно выявить долгосрочные тренды. До сих пор имеется существенная неопределенность в трендах гидрологических переменных, обусловленная большими региональными различиями и ограничениями в пространственном и временном охвате сетями мониторинга (Huntington, 2006). По-прежнему остается непростой проблемой документальное подтверждение колебаний и трендов в количестве осадков над океанами. [РГІ, 3.3]

Понимание и объяснение наблюдаемых изменений также является проблемой. Для гидрологических переменных, таких как сток, важную роль на местах могут играть неклиматические факторы (например, изменения в добыче полезных ископаемых). Реагирование климата на факторы воздействия также является сложным. Например, одно из действий поглощающих аэрозолей (например, технического углерода) заключается в удерживании тепла в аэрозольном слое, которое, в противном случае, достигнет поверхности суши, обуславливая испарение и выделение скрытого тепла над поверхностью. Таким образом, поглощающие аэрозоли могут в локальном масштабе уменьшать величину испарения и количество осадков. Многие связанные с аэрозолями процессы не включены в климатические модели или включены несколько упрощенно, а масштабы их воздействий на количество осадков на местах в некоторых случаях мало изучены. Несмотря на упомянутые выше неопределенности, можно сформулировать ряд предположений, касающихся объяснения причин наблюдаемых гидрологических изменений, и такие предположения будут сформулированы при рассмотрении в этом разделе отдельных переменных на основе оценок, содержащихся в ДО4 [РГІ, 3.3, 7.5.2, 8.2.1, 8.2.5, 9.5.4; РГІІ, 3.1, 3.2]

2.1.1 Осадки (включая экстремальные) и водяной пар

Анализ трендов сумм осадков, выпадающих на поверхность суши, проводился с использованием ряда комплектов данных; в частности, комплекта данных Глобальной сети исторических климатологических данных (ГСИКД) (GHCN: Peterson and Vose, 1997), а также комплекта данных, полученного в результате восстановления данных об осадках на суше (ПРЕК/Л) (PREC/L: Chen et al., 2002), Глобального проекта по климатологии осадков (ГПКО) (GPCP: Adler et al., 2003), Глобального центра климатологии осадков (ГЦКО) (GPCC: Beck et al., 2005) и комплекта данных Отдела климатических исследований Метеорологического бюро Соединенного Королевства (ОКИ) (CRU: Mitchell and Jones, 2005). Количество осадков, выпавших на поверхность суши в течение XX века, в целом увеличилось на территории между 30°с. ш. и 85°с. ш. , но заметно уменьшилось в последние 30–40 лет на территории между 10°ю. ш. и 30°с. ш. (рис. 2.1). Уменьшение солености в Северной Атлантике и к югу от 25°ю. ш. предполагает аналогичные изменения сумм осадков, выпавших над океаном. Для территории между 10°с. ш. и 30°с. ш. количество осадков заметно увеличивалось с 1900 по 1950-е гг., но стало сокращаться после, примерно, 1970 г. В масштабе полушария явных трендов сумм осадков, выпадающих в Южном полушарии над внеэкваториальной частью суши, не наблюдается. В период подготовки данного документа объяснение изменений глобальных осадков является неопределенным, так как на осадки сильное влияние оказывают крупномасштабные проявления естественной изменчивости. [РГІ, 3.3.2.1]

Линейный тренд для глобального среднего по данным ГСИКД в период 1901–2005 гг. является статистически незначимым (рис. 2.2). Ни одна из оценок трендов для периода 1951–2005 гг. не является значимой, при этом наблюдаются многочисленные расхождения между

комплектами данных, показывающие трудность мониторинга такой величины, как осадки, для которой характерна большая изменчивость как в пространстве, так и во времени. Глобальные изменения нелинейны во времени и характеризуются значительной десятилетней изменчивостью с относительно влажным периодом с 1950-х до 1970-х гг., за которым последовало уменьшение сумм осадков. На глобальные средние величины доминирующее влияние оказывает количество осадков в тропиках и субтропиках. [РГГ, 3.3.2.1]

Пространственные характеристики трендов в годовом количестве осадков показаны на рис. 2.3 с использованием данных станций ГСИКД, интерполированных в широтно-долготные квадраты сетки размером $5^\circ \times 5^\circ$. Над большей частью территории Северной Америки и Евразии, в соответствии с рис. 2.1, годовое количество осадков увеличивалось в течение 105 лет, начиная с 1901 г. Для периода с 1979 г. модель более сложная, при этом для некоторых районов очевидна засушливость (например, для юго-западной части Северной Америки). Для большей части Евразии для обоих периодов число квадратов сетки, показывающих увеличение количества осадков, превышает число квадратов, показывающих их уменьшение. Наблюдается тенденция к обратно пропорциональным изменениям между северной частью Европы и Средиземноморьем, которые связаны с изменениями в дальних корреляционных связях Североатлантического колебания (см. также раздел 2.1.7). [РГГ, 3.3.2.2]

В Южной Америке все более влажные условия наблюдались в бассейне Амазонки и юго-восточной части Южной Америки, включая Патагонию, в то время как отрицательные тренды в годовом количестве осадков наблюдались в Чили

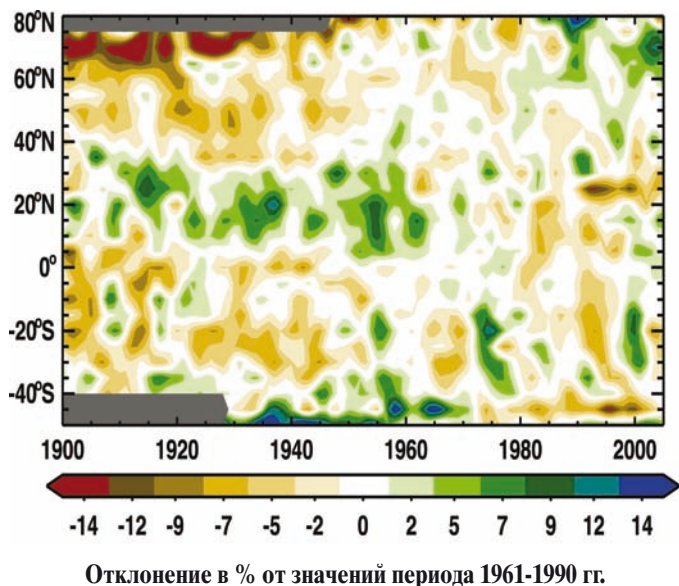


Рис 2.1: Широтно-временной разрез среднегодовых аномалий для осадков над сушей (%) с 1900 по 2005 гг. относительно средних значений периода 1961-1990 гг. Значения усреднены по всем широтам и сглажены с помощью фильтра, чтобы удалить колебания сроком менее, примерно, 6 лет. Цветовая шкала является нелинейной, а серые участки показывают отсутствие данных. [РГГ, рис. 3.15]

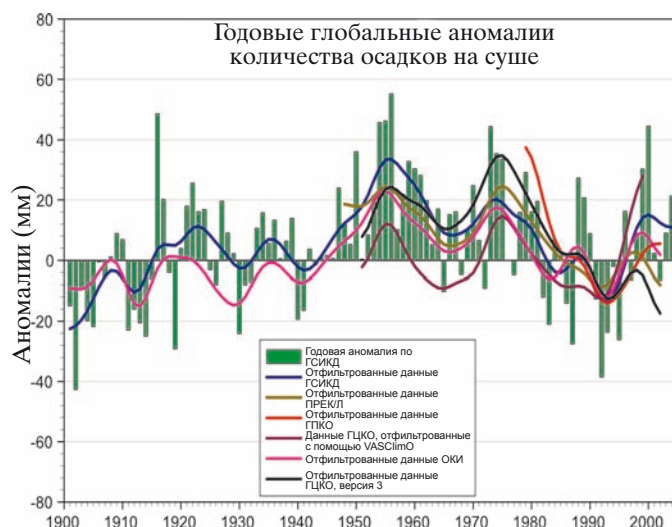


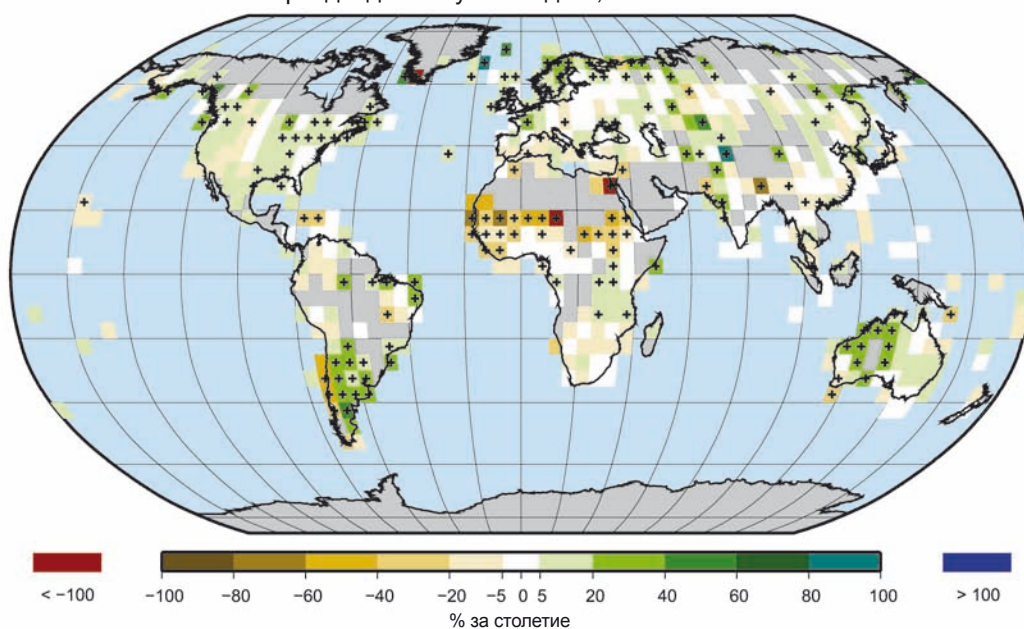
Рис 2.2: Временные ряды годовых глобальных аномалий (мм) за период 1900-2005 гг. По данным ГСИКД относительно базового периода 1981-2000 гг.. Сглаженные десятилетние значения также даны для комплектов данных ГСИКД, ПРЕКЛ, ГПКО, ГЦКО и ОКИ. [РГГ, рис. 3.12]

и некоторых частях западного побережья континента. Вариации в количестве осадков в Амазонии, Центральной Америке и западной части Северной Америки наводят на мысль о широтных изменениях в характерных особенностях муссонов. [РГГ, 3.3.2.2]

Самые большие отрицательные тренды в годовом количестве осадков с 1901 г. наблюдались в западной части Африки и в Сахели (см. также раздел 5.1), хотя тенденции к снижению количества осадков отмечались во многих частях Африки и в южной части Азии. С 1979 г. количество осадков увеличилось в Сахельском регионе и других частях тропической Африки, что частично связано с вариациями, которые обусловлены режимами дальней корреляционной связи (см. также раздел 2.1.7). На большей части северо-западного района Индии в период 1901-2005 гг. наблюдается увеличение количества осадков более чем на 20% за столетие, но на той же территории после 1979 г. наблюдается сильное сокращение количества осадков. В северо-западной части Австралии имеются районы, где в течение обоих периодов годовое количество осадков возрастало от умеренного до сильного. В северо-западной части Австралии количество осадков увеличилось, но наблюдается ярко выраженная тенденция к его снижению на крайнем юго-западе страны, для которой характерен сдвиг в направлении снижения, имевший место примерно в 1975 г. [РГГ, 3.3.2.2]

Ряд исследований с использованием моделей предполагает, что изменения в радиационном воздействии (которое комплексно оказывают антропогенные, вулканические и связанные с солнечным излучением факторы) сыграли определенную роль в наблюдаемых трендах среднего уровня осадков. Однако, модели климата, по-видимому, недооценивают расхождение между данными о среднем количестве осадков на суше и оценками по данным наблюдений. Не ясно, обусловлено ли это несоответствие недооценкой реагирования на коротковолновое воздействие и внутренней изменчивости климата,

Тренд годовых сумм осадков, 1901 – 2005 гг.



Тренд годовых сумм осадков, 1979 – 2005 гг.

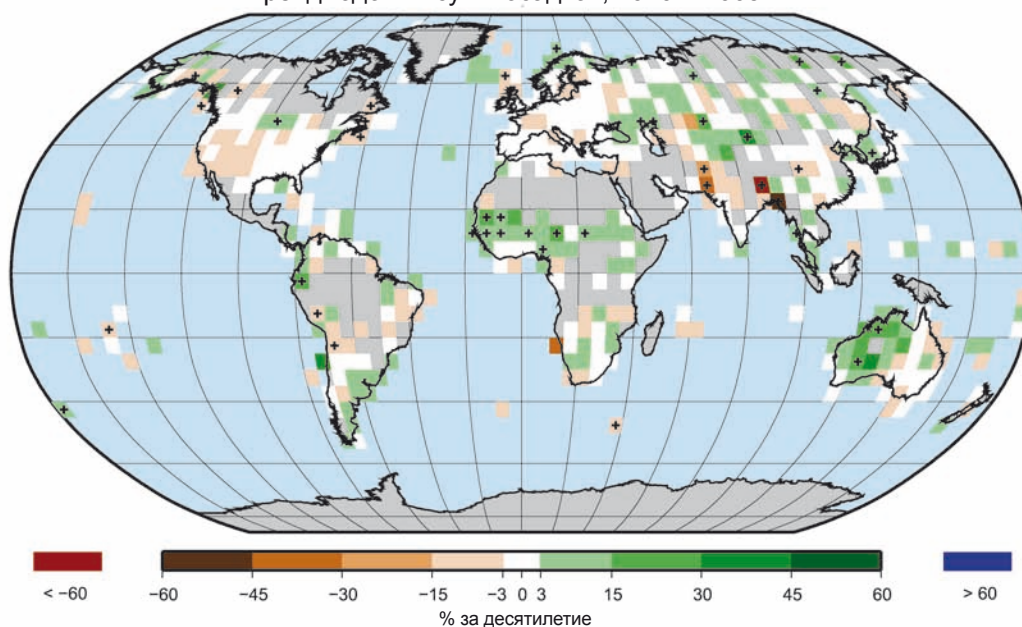


Рис 2.3: Тренд годовых сумм осадков, 1901-2005 гг. (верхняя карта, % за столетие), и 1979-2005 гг. (нижняя карта, % за десятилетие), в виде процентной доли от средней величины за 1961-1990 гг., полученный на основе комплекта данных со станций GHCN. Серые участки – это участки, где для выявления надежных трендов недостаточно данных. [РГГ, рис. 3.13]

ошибками в наблюдениях или сочетанием того и другого. Теоретические соображения предполагают трудность обнаружения влияния увеличения концентрации парниковых газов на средний показатель количества осадков. [РГГ, 9.5.4]

Наблюдается широкомасштабное увеличение числа случаев выпадения сильных осадков (например, выше 95-го перцентиля), даже в местах, где общее количество осадков сократилось. Это увеличение связано с ростом содержания водяного пара в атмосфере и согласуется с наблюдаемым потеплением (рис. 2.4). Однако на статистику дождевых осадков доминирующее влияние

оказывают вариации в пределах от межгодового до десятилетнего, а оценки тренда в пространственном отношении непоследовательны (например, Peterson et al., 2002; Griffiths et al., 2003; Herath and Ratnayake, 2004). Кроме того, только в нескольких регионах имеются ряды данных приемлемого качества и достаточной длины, чтобы надежно оценить тренды в выпадении экстремального количества осадков. Статистически значимое увеличение числа случаев выпадения сильных осадков наблюдалось в Европе и Северной Америке (Klein Tank and Konnen, 2003; Kunkel et al., 2003; Groisman et al., 2004; Haylock and Goodess, 2004). Сезонный характер

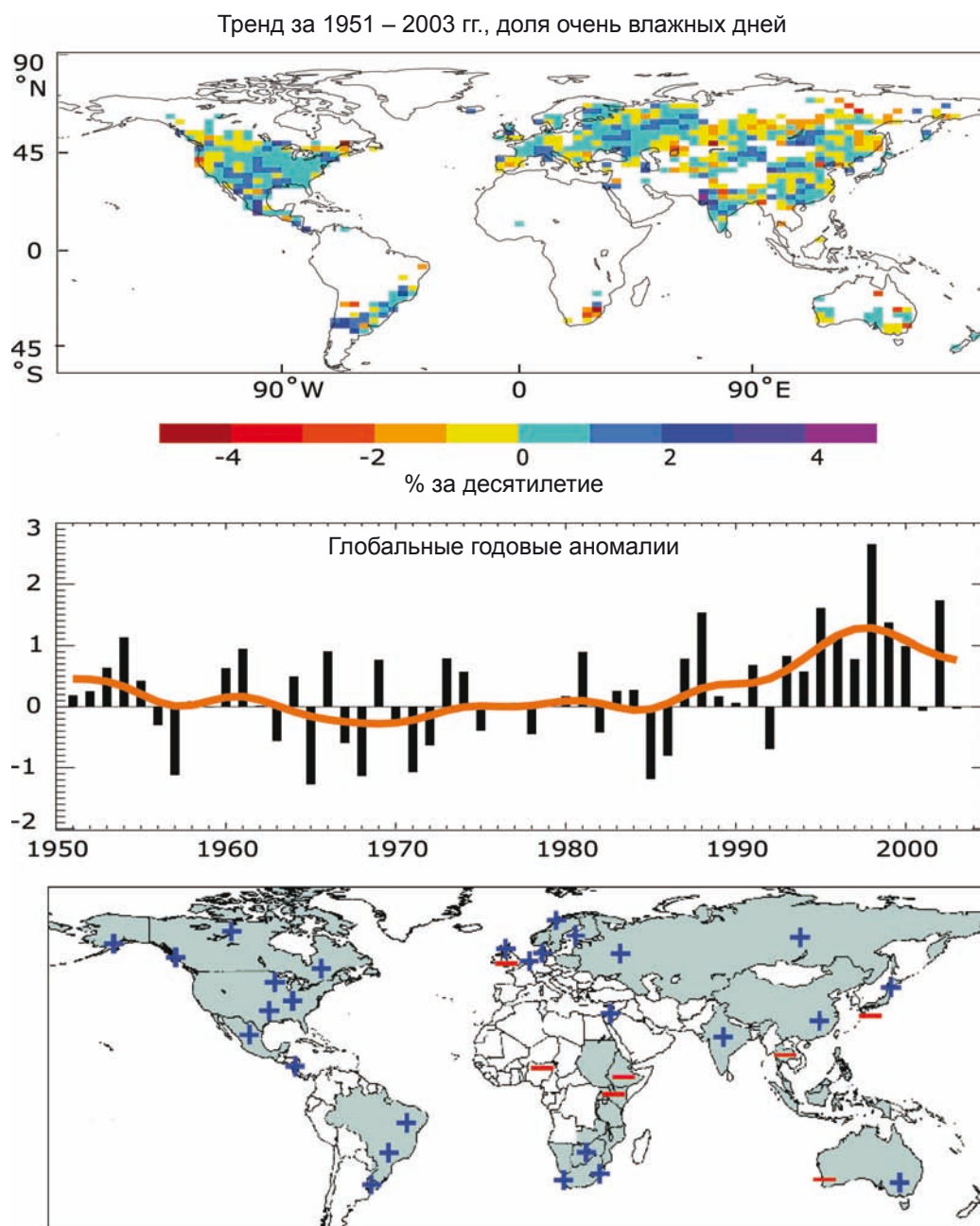


Рис 2.4: Вверху показаны наблюдаемые тренды (% за десятилетие) за 1951-2003 гг., касающиеся доли очень влажных дней в общем количестве годовых осадков (95-й процентиль и выше). В середине для глобального годового количества осадков показано изменение доли очень влажных дней в общем количестве годовых осадков (% по сравнению со средней величиной за 1961-1990 гг., составляющей 22.5%) (согласно Alexander et al, 2006). Внизу показаны регионы, где непропорциональные изменения в сильных и очень сильных осадках были документально оформлены либо как увеличение (+), либо как уменьшение (-) по сравнению с изменениям в годовом и/или сезонном количестве осадков (новые данные на основе Groisman et al, 2005). [РГГ, рис. 3.39]

изменений варьируется в зависимости от места: в США самое заметное увеличение числа случаев выпадения экстремальных осадков наблюдается в теплый сезон, а в Европе – в холодный (Groisman et al., 2004; Haylock and Goodess, 2004). Дальнейшее рассмотрение региональных изменений представлено в разделе 5. [РГГ 3.8.2.2].

Теоретические исследования и исследования с использованием моделей климата показывают, что при климате, который становится теплее вследствие повышения концентрации парниковых газов, ожидается

большее увеличение экстремальных осадков по сравнению со средним показателем. Следовательно, антропогенное влияние легче обнаружить, вероятно, при экстремальных, а не средних осадках. Это объясняется тем, что экстремальные осадки зависят от наличия водяного пара, в то время как средний уровень осадков зависит от способности атмосферы излучать в пространство длинноволновую энергию (выделяемую в форме скрытого тепла при конденсации водяного пара), а эта способность ограничивается из-за увеличения концентрации парниковых газов. В своей совокупности результаты

исследований на основе наблюдений и моделирования ведут к общему заключению о том, что частота сильных осадков (или их доля в результате сильных дождей в общем количестве осадков), *вероятно*, выросла в конце XX века над большей частью суши, и что этот тренд, *скорее вероятно, чем нет*, не обошелся без антропогенного вклада. Величину антропогенного вклада на данном этапе оценить невозможно. [РГГ, РП, 9.5.4, 10.3.6, ЧЗВ, 10.1]

Имеются данные наблюдений о росте интенсивной тропической циклонической активности в Северной Атлантике приблизительно с 1970 г., что согласуется с повышением температуры поверхности тропических морей (ТПМ). Есть также предположения о повышении интенсивной тропической циклонической активности в ряде других регионов, хотя сомнений в отношении качества этих данных больше. Многодекадная изменчивость и качество данных о тропических циклонах, полученных до регулярных спутниковых наблюдений, начавшихся около 1970 г., усложняют выявление долгосрочных трендов тропической циклонической активности. Явного тренда ежегодных количеств тропических циклонов не существует. Антропогенные факторы, *скорее вероятно, чем нет*, внесли свой вклад в наблюдаемый рост интенсивной тропической активности. Однако явное увеличение доли очень сильных штормов после 1970 г. в некоторых регионах является гораздо более значительным по сравнению с тем, что имитируют существующие модели на этот период. [РГГ, РП]

Содержание водяного пара в тропосфере повысилось в последние десятилетия, что согласуется с наблюдаемым потеплением и почти постоянной относительной влажностью. Общее содержание водяного пара в вертикальном столбе над океанами Земного шара в период с 1988 по 2004 гг. повысилось на $1,2 \pm 0,3\%$ за десятилетие, что согласуется с изменениями температуры поверхности моря. Многие исследования показывают увеличение количества влаги в приземном слое атмосферы, хотя имеются региональные различия и различия между дневным и ночным временем. Как и для других компонентов гидрологического цикла для водяного пара в атмосфере в масштабах от межгодового до десятилетнего характерны существенные вариации, но наблюдается тенденция к значительному повышению его содержания как над мировым океаном, так и над некоторыми участками суши в Северном полушарии. Поскольку наблюдаемое повышение ТПМ, *вероятно*, большей частью вызвано антропогенными факторами, то это свидетельствует о том, что антропогенное влияние внесло свой вклад в повышение содержания водяного пара в атмосфере над океанами. Однако, на момент подготовки ДО4 официального исследования с целью объяснения причин этого повышения не проводилось. [РГГ, 3.4.2, 9.5.4]

2.1.2 Снег и материковый лед

Криосфера (которую образуют снег, лед и мерзлый грунт) хранит около 75% всех мировых ресурсов пресной воды. В климатической системе криосфера и изменения ее состояния комплексно связаны с изменениями поверхностного энергетического баланса, гидрологического цикла и уровня моря. Более одной шестой населения Земли живет

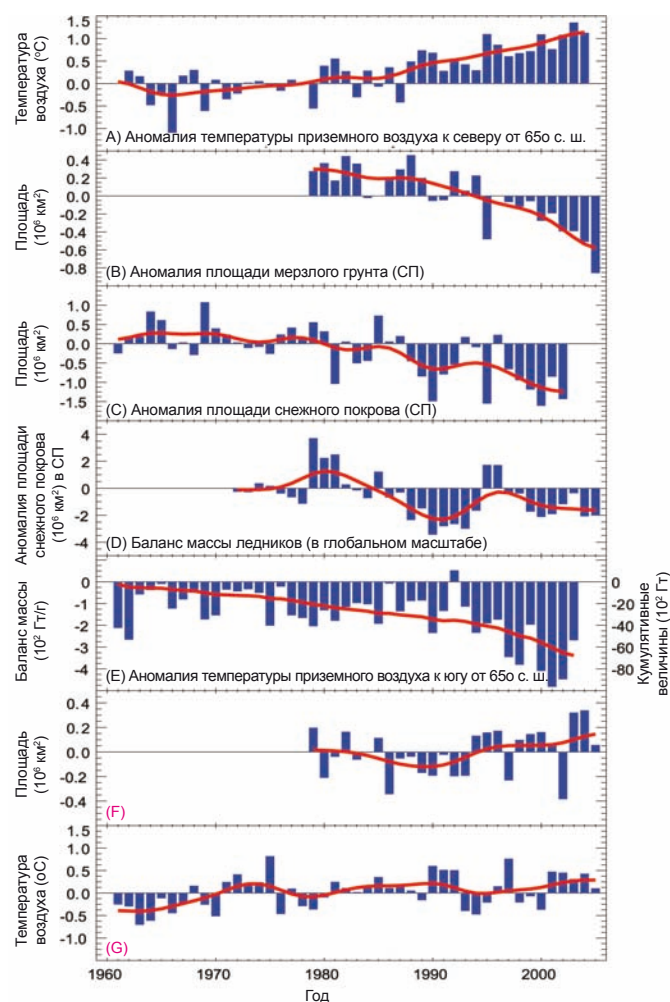


Рис. 2.5: Временной ряд аномалии (отклонения от долгосрочного среднего) температуры полярного приземного воздуха (А и Е), площади сезонномерзлого грунта в Северном полушарии (СП) (В), площади снежного покрова в СП в марте-апреле (С) и глобальный баланс массы ледников (D). Сплошной красной линией на D обозначен кумулятивный глобальный баланс массы ледников; иначе говоря, эта линия отображает сглаженный временной ряд. [Адаптировано из РГГ, ЧЗВ, 4.1]

в бассейнах рек ледникового или снегового питания (Stern, 2007). [РГГ, 3.4.1]. На рисунке 2.5 показаны касающиеся криосферы тренды, которые свидетельствуют о значительном сокращении запасов льда во многих ее компонентах. [РГГ, глава 4]

2.1.2.1 Снежный покров, мерзлый грунт, озерный и речной лед

Снежный покров уменьшился в большинстве районов, особенно весной и летом. По результатам спутниковых наблюдений за 1966-2005 гг. снежный покров в Северном полушарии в конце 1980-х годов ежемесячно, кроме ноября и декабря, уменьшался в среднем на 5% в год. Самое заметное уменьшение снежного покрова в горах на западе Северной Америки и в Швейцарских Альпах отмечается на небольших высотах. В Южном полушарии немногочисленные длинные ряды наблюдений или косвенные показатели, которые имеются в наличии, свидетельствуют либо об уменьшении

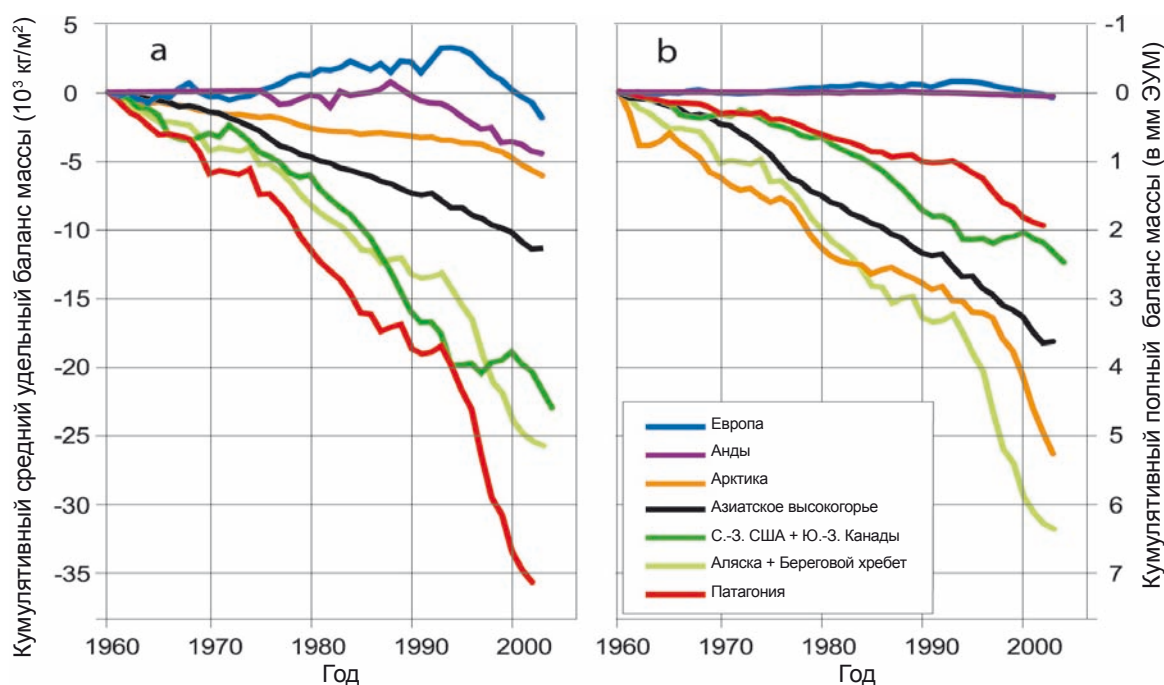


Рис. 2.6: Кумулятивный средний удельный баланс массы (a) и кумулятивный полный баланс массы (b) ледников и ледяных шапок, рассчитанный для больших регионов (Dyurgerov and Meier, 2005). Баланс массы ледника – это баланс между накоплением и потерей массы ледника в течение гидрологического года. Средний удельный баланс массы – это полный баланс массы, поделенный на суммарную площадь поверхности всех ледников и ледяных шапок региона, и он показывает интенсивность изменения в соответствующем регионе. Полный баланс массы представлен в виде вклада каждого региона в повышение уровня моря. [РГГ, 4.5.2, рис. 4.15]

снежного покрова, либо об отсутствии изменений за последние 40 лет и более. [РГГ, 4.2.2]

Деградация вечной мерзлоты и сезонномерзлого грунта ведет к изменениям в характеристиках поверхности суши и в дренажных системах. Сезонномерзлый грунт включает в себя как заморающийся/оттаивающий в зависимости от сезона слой почвы в районах, не подверженных вечной мерзлоте, так и активный слой почвы поверх вечной мерзлоты, который оттаивает летом и замораζεται зимой. Максимальная оценочная площадь сезонномерзлых грунтов в районах, не охваченных вечной мерзлотой, в Северном полушарии уменьшилась за период 1901-2002 гг. приблизительно на 7%, причем весной уменьшение достигало 15%. Максимальная толщина сезонномерзлых грунтов в Евразии с середины 20-го столетия уменьшилась приблизительно на 0,3 м. в результате потепления зимой и большей глубины снежного покрова. За период 1956-1990 гг. по результатам измерений на 31 станции в России статистически значимая глубина таяния составила 21 см. Ряды наблюдений в других регионах слишком коротки для анализа трендов. С 1980-х гг. в Арктике отмечается рост температуры в верхнем слое вечной мерзлоты, достигающий 3°C. Нагревание вечной мерзлоты и деградация мерзлого грунта являются результатом роста температуры воздуха летом и изменений глубины и продолжительности залегания снежного покрова. [РГГ, 4.7, глава 9]

Для дат начала ледостава и начала ледохода на реках и озерах характерна значительная пространственная

изменчивость. На основании имеющихся усредненных данных о Северном полушарии за последние 150 лет начало ледостава задерживалось на $5,8 \pm 1,9$ дней за сто лет, а ледоход начинался на $6,5 \pm 1,4$ дней раньше за сто лет. Для оценки трендов опубликованных данных о толщине речного и озерного льда недостаточно. Исследования с использованием моделей (например, Duguay et al., 2003) показывают, что большей частью изменчивость максимума толщины льда и даты начала ледохода обусловлена изменениями в количестве снежных осадков. [РГГ, 4.3]

2.1.2.2 Ледники и ледяные шапки

У ледников и ледяных шапок в Северном полушарии и Патагонии в среднем за последние полвека наблюдается умеренное, но весьма последовательное увеличение оборота массы и существенное увеличение таяния. [РГГ, 4.5.2, 4.6.2.2.1] В результате большая часть ледников и ледяных шапок повсеместно теряла массу (рис 2.6) с растущей скоростью: с 1960/61 гг. до 1989/90 гг. потеря составляла 136 ± 57 Гт/г (в эквиваленте уровня моря (ЭУМ) $0,37 \pm 16$ мм/г), а в промежутке между 1990/91 гг. и 2003/2004 гг. она составила 280 ± 79 Гт/г (в ЭУМ $0,77 \pm 0,22$ мм/г). Обширная потеря массы ледников предполагает, по-видимому, обширное потепление в качестве основной причины, хотя в тропиках изменения показателя влаги в атмосфере также могли, вероятно, внести в это свой вклад. Имеются доказательства, что это таяние, весьма вероятно, способствовало наблюдаемому повышению уровня моря. [РГГ, 4.5, табл. 4.4., 9.5]

Образование озер происходит по мере отступления языков ледников от крупных морен Малого ледникового периода (МЛП) в крутых горных массивах, включая Гималаи, Анды и Альпы. Имеются большая вероятность затоплений в результате прорыва этих ледниковых озер. [РГІ, 1.3.1.1, табл. 1.2]

2.1.3 Уровень моря

Глобальный средний уровень моря повышается и имеет *высокая степень достоверности*, что скорость повышения увеличилась в промежутке между серединой XIX и XX веков. Средняя скорость составляла $1,7 \pm 0,5$ мм/г в XX веке, $1,8 \pm 0,5$ мм/г в период 1961-2003 гг. и $3,1 \pm 0,7$ мм/г в период 1993-2003 гг. Неизвестно, вызвана ли более высокая скорость в период 1993-2003 гг. десятилетней изменчивостью или увеличением в рамках более долгосрочного тренда. С пространственной точки зрения изменение очень неоднородно; например, в период 1993-2003 гг. скорость повышения в некоторых районах превышала глобальное среднее повышение в несколько раз, в то время как в других районах уровень моря снизился. [РГІ, 5.Р]

В оценках вкладов в долгосрочное изменение уровня моря имеются неопределенности. В период 1993-2003гг. вклад в результате теплового расширения ($1,6 \pm 0,5$ мм/г), потери массы ледников и ледяных шапок ($0,77 \pm 0,22$ мм/г) и потери массы Гренландского ($0,21 \pm 0,07$ мм/год) и Антарктического ($0,21 \pm 0,35$ мм/год) ледяных щитов в сумме составили $2,8 \pm 0,7$ мм/г. Для этого периода сумма этих климатических воздействий соответствует непосредственно наблюдаемому повышению уровня моря, данные о котором приведены выше, в пределах присущих наблюдениям неопределенностей. По оценкам, для более продолжительного периода 1961-2003 гг. сумма климатических воздействий меньше наблюдаемого общего подъема уровня моря; однако до 1993 г. система наблюдений была менее надежна. Для обоих периодов вклад теплового расширения и ледников/ледяных шапок больше вклада Гренландского и Антарктического ледяных щитов. Большие величины погрешности для Антарктики означают неопределенность в отношении того, какое воздействие Антарктика оказала на уровень моря – положительное или отрицательное. Повышение уровня моря согласуется с потеплением, и исследование с использованием моделей показывают, что, *весьма вероятно*, реакция на антропогенное воздействие внесла свой вклад в повышение уровня моря во второй половине XX века; однако, присущие наблюдениям неопределенности в сочетании с недостатком надлежащих исследований, означают, что количественную оценку антропогенного воздействия дать трудно. [РГІ, РП, 5.5, 9.5.2].

Повышение уровня моря потенциально оказывает воздействие на прибрежные районы, но его причины не всегда ясны. Глобальный рост экстремально высоких

уровней воды после 1975 г. связан как с повышением среднего уровня моря, так и крупномасштабной междекадной изменчивостью климата (Woodworth and Blackman, 2004). [РГІ, 1.3.3].

2.1.4 Эвапотранспирация

Непосредственные измерения фактической эвапотранспирации над сушей в глобальном масштабе очень ограничены, при этом глобальная аналитическая продукция¹⁰ зависит от типа анализа и может содержать крупные погрешности, и следовательно не пригодна для анализа трендов. Соответственно, имеется мало литературы, посвященной наблюдаемым трендам как фактической, так и потенциальной эвапотранспирации. [РГІ, 3.3.3].

2.1.4.1 Испарение из чаши испарителя

Тренды, указывающие на уменьшение в течение последних десятилетий, выявлены на основании данных редких наблюдений за испарением из чаши испарителя (испарение, измеряемое на открытой водной поверхности из чаши испарителя - косвенный показатель потенциальной эвапотранспирации), проведенных в США (Peterson et al., 1995; Golubev et al., 2001; Hobbins et al., 2004), Индии (Chattopadhyay and Hulme, 1997), Австралии (Roderick and Farquhar, 2004), Новой Зеландии (Roderick and Farquhar, 2005), Китае (Liu et al., 2004; Qian et al., 2006b) и Таиланде (Tebakari et al., 2005). Измерение испарения из чаши испарителя не отображают фактическую эвапотранспирацию (Brutsaert and Parlange, 1998), и тренды могут быть обусловлены снижением приземной солнечной радиации (в США и некоторых частях Европы и России) и сокращением продолжительности солнечного сияния в Китае, что может быть связано с ростом загрязнения воздуха и содержания аэрозолей в атмосфере и увеличением облачного покрова. [РГІ, 3.3.3, вставка 3.2]

2.1.4.2 Фактическая эвапотранспирация

В ТДО сообщалось, что объем фактической эвапотранспирации увеличился во второй половине XX века в большинстве засушливых районов США и России (Golubev et al., 2001) из-за большого количества почвенной влаги вследствие увеличения суммы осадков и возросшей потребности в атмосферной влаге после повышения температуры. Используя данные наблюдений за осадками, температурой, приземной солнечной радиацией в условиях облачности и комплексную модель поверхности суши, (Чен и др. (Qian et al. (2006a)) обнаружили, что глобальная эвапотранспирация на суше строго соответствует изменениям в количестве осадков на суше. Глобальное количество осадков достигло пика в начале 1970-х гг., затем несколько сократилось, в основном в тропиках, а в высоких широтах количество осадков, выпавших на сушу, в целом возросло. Изменения в объеме

¹⁰ Аналитической продукцией именуется оценки колебаний прошлого климата, полученные посредством включения ряда данных наблюдений в модель прогноза погоды или климата таким образом, как это делается на регулярной основе для начала подготовки ежедневных прогнозов погоды. Так как оперативные системы прогноза/анализа климата с течением времени развиваются, был выполнен ряд повторных анализов, в рамках которых имеющиеся данные наблюдений вводились в единую систему, при этом устранялись ложные скачки или тренды, вызванные изменениями в базовой системе. Преимущество систем анализа заключается в том, что они формируют глобальные поля, включающие в себя много параметров, которые непосредственно не наблюдались. Потенциальный недостаток состоит в том, что все поля представляют собой сочетание данных наблюдений и моделей, и для регионов/переменных, по которым мало данных наблюдений, они, большей частью, могут отображать климатологические величины базовой модели.

эвапотранспирации зависят не только от поступления влаги, но также от наличия энергии и приземного ветра. [РГІ, 3.3.3]

К другим факторам, оказывающим влияние на фактическую эвапотранспирацию, относится прямое воздействие обогащенной углекислым газом атмосферы на физиологию растений. Литературы, посвященной этому прямому воздействию и его связи с наблюдаемыми трендами эвапотранспирации, не существует, хотя воздействия на сток отмечались. [РГІ, 9.5.4]

Годовые объемы эвапотранспирации частично зависят от продолжительности периода вегетации. В ДО4 представлены свидетельства наблюдаемого увеличения продолжительности периода вегетации. Это увеличение, которое объясняется более ранними сроками последних весенних морозов и более поздними сроками осенних морозов, совершенно очевидно в районах с умеренным климатом в Евразии (Moonen et al., 2002; Menzel et al., 2003; Genovese et al., 2005; Semenov et al., 2006) и на большей части Северной Америки (Robeson, 2002; Feng and Hu, 2004). [РГІІ, 1.3.6.1]

2.1.5 Почвенная влага

Ряды исторических данных о содержании влаги в почве, полученные посредством измерений в точке, имеются в наличии только для нескольких регионов, и часто длина этих рядов очень мала. [РГІ, 3.3.4] Анализируя данные более чем 600 станций, расположенных в местах с большим разнообразием типов климата, Робок и др. (Robock et al (2000)) выявили долгосрочный возрастающий тренд содержания влаги в верхнем слое почвы (глубиной 1 м) в летний период для станций с самыми длинными рядами наблюдений, которые в основном находятся на территории бывшего Советского Союза, Китая и центральной части США. В соответствии с самыми длинными рядами данных, имеющимися на Украине, в целом отмечается увеличение содержания влаги в верхнем слое почвы, хотя в последние десятилетия это увеличение менее заметно (Robock et al 2005). Первоначальный подход к оценке почвенной влаги заключался в том, чтобы рассчитать значения индекса интенсивности засухи Палмера (ИИЗП) по данным наблюдений за осадками и температурой. Изменения, касающиеся ИИЗП, рассматриваются в разделе 3.1.2.4. [РГІ, вставка 3.1, 3.3.4]

2.1.6 Сток и расход воды в реках

Большое число исследований было посвящено выявлению потенциальных трендов величина расхода воды в реках течение XX века в масштабах, варьирующихся от водосборного бассейна до всего Земного шара. В результате некоторых исследований обнаружены значительные тренды некоторых показателей речного стока, а другие продемонстрировали статистически значимые связи с трендами температуры и количества осадков. Однако многие исследования не выявили никаких трендов и не смогли отделить последствий колебаний температуры и количества осадков от последствий

антропогенного воздействия на бассейн. Методология, которая использовалась для выявления трендов, также оказала влияние на результаты. Например, различные статистические методы могут дать различные показатели значимости; различные периоды наблюдений (особенно сроки их начала и окончания) могут привести к разным показателям изменений; невозможность обеспечить взаимную корреляцию между бассейнами может вызвать переоценку числа водосборных бассейнов, характеризующихся значительным изменением. Еще одним ограничением для анализа трендов является наличие согласованных и проверенных в плане качества данных. Имеющиеся ряды данных наблюдений на станциях для измерения уровня воды охватывают только две третьих общей активно дренируемой площади суши, часто содержат пробелы и имеют разную длину (Dai and Trenberth, 2002). Наконец, антропогенное воздействие оказало влияние на режимы речного стока в реках во многих бассейнах. [РГІ, 3.3.4, 9.1, 9.5.1; РГІІ, 1.3.2]

В глобальном масштабе имеются данные о более или менее четкой картине изменений объема годового стока, при этом в одних районах он увеличивается (например в высоких широтах и на больших участках территории США), а в других (таких, как некоторые районы западной части Африки, южная часть Европы и самая южная часть Южной Америки) – уменьшается (Milly et al., 2005, и многие другие исследования в масштабе водосборного бассейна). Во многих частях мира межгодовые вариации объема речного стока также находятся под влиянием крупномасштабных климатических проявлений, связанных, например, с ЭНСО, САК и моделью ТСА¹¹. В одном из исследований (Labat et al., 2004) утверждалось, что в течение 20-го столетия суммарный глобальный сток увеличивался на 4% в расчете на повышение температуры на 1°C, при этом наблюдались региональные вариации этого тренда, однако это утверждение вызвало споры (Labat et al., 2004; Legates et al., 2005), которые сконцентрировались на вопросах воздействий на сток неклиматических факторов и влияния на результаты небольшого числа точек получения данных. Гедней и др. (Gedney et al (2006)) объяснили масштабное увеличение объема стока в XX веке в основном сдерживанием эвапотранспирации в результате увеличения концентрации CO₂ (которые влияют на устьичную проводимость), хотя другие свидетельства такой взаимосвязи найти трудно, и в разделе 2.1.4 представлены доказательства усиления эвапотранспирации. [РГІІ, 1.3.2]

Тренды в объеме стока не всегда согласуются с изменениями в количестве осадков. Это может быть вызвано ограничениями в данных (особенно это касается охвата данными об осадках), антропогенным воздействием, таким, напoлнение водохранилищ (как в случае с основными реками Евразии), или конкурирующими воздействиями изменений осадков и температуры (как в Швеции: см. Lindstrom and Bergstrom, 2004).

Однако имеются значительно более надежные и обширные данные, свидетельствующие о том, сроки речного стока

¹¹ Соответственно ЭНСО = Эль-Ниньо – Южное колебание, САК = Североатлантическое колебание, ТСМ = Тихоокеанско-североамериканская модель. Дополнительные разъяснения см. в разделе 2.1.7 и Глоссарии.

во многих районах, где осадки выпадают в виде снега, значительно изменились. Более высокие температуры означают, что большая доля зимних осадков выпадает в виде дождя, а не снега, и что время таяния снега начинается раньше. Таяние снега в некоторых районах Новой Англии в период 1936-2000 гг. начиналось на 1-2 недели раньше (Hodgkins et al., 2003), хотя влияние этого на летний речной сток мало заметно (Hodgkins et al., 2005). [РГП, 1.3.2].

2.1.7 Проявления крупномасштабной изменчивости

Климатическая система характеризуется доминирующими проявлениями изменчивости, оказывающими прямое влияние на элементы гидрологического цикла. Климат в регионах может варьироваться в разных фазах благодаря действию таких дальних корреляционных связей. Дальние корреляционные связи часто ассоциируют с засухами и наводнениями, а также другими изменениями, которые оказывают значительные воздействия на людей. Ниже приводится краткий обзор основных дальних корреляционных связей. Более подробно они рассматриваются в разделе 3.6 ДО4 РГП.

Дальняя корреляционная связь определяется пространственной структурой и временным рядом, описывающим изменения ее силы и фазы. Пространственные структуры можно определить на сетке или посредством индексов на основе данных наблюдений на станциях. Например, Индекс южного колебания (ИЮК) базируется исключительно на разнице усредненных значений аномалий давления между Таити (восточная часть Тихого океана) и Дарвином (западная часть Тихого океана), хотя он охватывает большую часть изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции по всей акватории тропической части Тихого океана. Проявления дальних корреляционных связей обычно наиболее заметны зимой (особенно в Северном полушарии), когда средняя циркуляция является самой интенсивной. Сила дальних корреляционных связей и особенности их влияния на приземный климат также варьируются в крупных временных масштабах. [РГП, 3.6.1].

ИЮК описывает атмосферный компонент Эль-Ниньо – Южного колебания (ЭНСО) – самого важного режима межгодовой изменчивости глобального климата. ЭНСО оказывает глобальное воздействие на атмосферную циркуляцию, осадки и температуру (Trenberth and Caron, 2000). ЭНСО связано со сдвигом направления движения осадков с востока на запад в тропической зоне Тихого океана и изменениями основных тропических зон конвергенции. ЭНСО также связано с волнообразными возмущениями в атмосферной циркуляции за пределами тропиков, такими, как Тихоокеанско-североамериканская модель (ТСМ) и Тихоокеанско-южноамериканская модель (ТЮМ), которые оказывают большое влияние на региональный климат. Сила и частота явлений ЭНСО варьируются в десятилетнем масштабе совместно с Тихоокеанским декадным колебанием (ТДК), известным также как Тихоокеанское междекадное колебание или ТМК, которое изменяет среднее состояние температуры поверхности океана и тропическую атмосферную циркуляцию во временных масштабах в 20 и более лет. Сдвиг климата в

1976/77 гг. (Trenberth, 1990) был связан с изменениями в эволюции Эль-Ниньо (Trenberth and Stepaniak, 2001) и с тенденцией к более продолжительным и интенсивным Эль-Ниньо. Однако до сих пор с помощью наблюдений не выявлено формально поддающееся обнаружению изменение в изменчивости ЭНСО. [РГП, 3.6.2, 3.6.3].

За пределами тропиков на изменчивость атмосферной циркуляции во временных масштабах месяц или более доминирующее влияние оказывают вариации в силе и месте струйных течений и связанных с ними траекториях штормов, которые характеризуются Северным и Южным кольцевыми режимами (СКР и ЮКР, соответственно: Quadrelli and Wallace, 2004; Trenberth et al., 2005). СКР тесно связан с Североатлантическим колебанием (САК), хотя САК теснее всего связан с траекторией атлантического шторма и колебаниями климата в Европе. САК характеризуется не совпадающими по фазе аномалиями давления между умеренными и высокими широтами в секторе Атлантического океана. Наиболее активно характерные признаки САК проявляются зимой, когда его положительная (отрицательная) фаза отображает увеличение (уменьшение) исландского минимума и азорского максимума (Hurrell et al., 2003). Тесно связанный с САК СКР имеет похожую, структуру над Атлантикой, но более симметричен по долготе. САК оказывает сильное влияние на приземную температуру зимой на большей части Северного полушария и на интенсивность и частоту штормов и осадки в Европе и Северной Америке, при этом в положительной фазе наблюдается сдвиг осадков в направлении полюса, а в отрицательной фазе – в направлении экватора. Имеются данные, свидетельствующие о более продолжительных положительных и отрицательных периодах САК в последние несколько столетий (Cook et al., 2002; Jones et al., 2003a). В зимний период минимальные значения индекса САК в конце 1960-х гг. изменились на резко положительные значения в середине 1990-х гг. С этого времени значения индекса САК уменьшились почти до величины долгосрочного среднего. Исследования по объяснению причин показывают, что тренды СКР, вероятно, частично связаны с деятельностью человека. Однако, имитированная с помощью моделей климата реакция на естественное и антропогенное воздействие по величине меньше, чем наблюдаемый тренд. [РГП, 3.6.4, 9.P].

Южный кольцевой режим (ЮКР) связан с противоположными по знаку синхронными изменениями давления в средних и высоких широтах, отражающими изменения в основном поясе субполярных западных ветров. Усиление западных ветров в Южном океане имеет место во время положительной фазы ЮКР. В последние десятилетия это происходит все чаще и ведет к росту числа циклонов в циркумполярной ложбине (Sinclair et al., 1997), сдвигу осадков в направлении полюса и большему влиянию на количество осадков в Антарктике (Noone and Simmonds, 2002). ЮКР также оказывает воздействие на пространственные модели изменчивости осадков в Антарктике (Genthon et al., 2003) и южной части Южной Америки (Silvestri and Vera, 2003). Выходные данные моделей предполагают, что на недавний тренд ЮКР влияет увеличение концентрации парниковых газов и, в особенности, истощение стратосферного озонового слоя. [РГП, 3.6.5, 9.5.3.3].

ТПМ в Северной Атлантике характеризуется 70-летним колебанием в период инструментальных наблюдений (и по данным, восстановленным на основе косвенных показателей), названным Атлантическим мультideкадным колебанием (АМК: Kerr, 2000). Теплая фаза имело место в течение 1930-1960 гг, а холодные фазы – в 1905-1925 гг. и 1970-1990 гг. (Schlesinger and Ramankutty, 1994). По-видимому, АМК вернулось в теплую фазу, начавшуюся в середине 1990-х гг. Возможно, АМК связано с изменениями силы термохалинной циркуляции (Delworth and Mann, 2000; Latif, 2001; Sutton and Hodson, 2003; Knight et al., 2005). АМК связано с многолетними аномалиями сумм осадков в Северной Америке, изменяет, по-видимому, дальние корреляционные связи ЭНКО (Enfield et al., 2001; McCabe et al., 2004; Snabbar and Skinner, 2004), а также играет определенную роль в формировании ураганов в Атлантике (Goldenberg et al., 2001). Считается, что АМК является движущим фактором мультideкадных изменений в характеристиках засухи в Сахели, осадков в Карибском бассейне, летнего климата в Северной Америке и Европе, концентрации морского льда в Гренландском море и давления на уровне моря в южной части США, Северной Атлантике и южной части Европы (например, Venegas and Mysak, 2000; Goldenberg et al., 2001; Sutton and Hodson, 2005; Trenberth and Shea, 2006). [РГІ, 3.6.6]

2.2 Воздействия гидрологических изменений на климат и их обратные связи

Определенные надежные корреляции между температурой и осадками наблюдались во многих регионах. Этот факт свидетельствует о том, что процессы, управляющие гидрологическим циклом и температурой, тесно взаимосвязаны. В глобальном масштабе изменения количества водного пара, облаков и льда меняют радиационный баланс Земли, и, таким образом, играют важную роль в формировании реагирования климата на увеличение концентрации парниковых газов. Глобальное воздействие этих процессов на реакцию температуры обсуждается в разделе 8.6 ДО4 РГІ. В данном разделе будут рассмотрены некоторые процессы, в результате которых изменения гидрологических переменных могут вызвать воздействие обратных связей на региональный климат и на баланс в атмосфере основных парниковых газов. Цель настоящего раздела заключается не в том, чтобы всеобъемлюще рассмотреть эти процессы, а чтобы показать тесную взаимосвязь гидрологических процессов с остальной частью климатической системы. [РГІ 3.3.5, глава 7, 8.6]

2.2.1 Воздействия на земную поверхность

Балансы поверхностных вод отражают наличие как воды, так и энергии. В районах, где воды много, эвапотранспирация регулируется свойствами как пограничного слоя атмосферы, так и растительного покрова поверхности Земли. Изменения в балансе поверхностных вод могут подвергнуть климатическую систему воздействию обратной связи в результате возвращения воды в пограничный слой (вместо того, чтобы позволить ей стечь или проникнуть в глубокие слои почвы). Знак и

величина таких воздействий часто в значительной мере отличаются в зависимости от особенностей местной окружающей среды. Следовательно, в то время как в некоторых случаях эти обратные связи могут быть относительно слабыми в глобальном масштабе, они могут иметь исключительно важное значение в меньших пространственных или временных масштабах, вызывая региональные/локальные изменения в изменчивости или экстремальных явлениях. [РГІ, 7.2]

Сложность обратных связей иллюстрируется воздействиями обезлесения на климат. Некоторые исследования показывают, что обезлесение может привести к снижению дневных температур и увеличению облачности в пограничном слое вследствие повышения альбедо, увеличения транспирации и потерь скрытого тепла. Однако эти воздействия зависят от свойств как замещающей растительности, так и подстилающей поверхности (почвенный/снежный покров) – в некоторых случаях воздействия может оказаться противоположными. Воздействия обезлесения на осадки также носят сложный характер, при этом выявлены как положительные, так и отрицательные последствия, зависящие от поверхности суши и характеристик растительности. [РГІ, 7.2, 7.5]

Результаты ряда исследований показали, что в полувлажных районах, таких как Сахель, наличие растительности может улучшить условия для ее собственного роста посредством возвращения почвенной влаги в атмосферу, откуда она снова может выпасть в виде осадков. Это может обеспечить несколько типов равновесия для таких районов, либо с осадками и растительностью, либо без них, а также свидетельствует о возможности резких переходов от одних климатических режимов к другим, как это возможно произошло при переходе от среднего Глобена к современным условиям. [РГІ, глава 6, 7.2.]

Почвенная влага является источником тепловой инерции вследствие своей теплоемкости и скрытого тепла, необходимого для испарения. По этой причине было предложено рассматривать почвенную влагу в качестве одного из факторов, регулирующих, например, температуру и количество осадков летом. Обратные связи между почвенной влагой, осадками и температурой особенно важны в переходных районах между засушливыми и влажными областями, но сила взаимосвязи между почвенной влагой и осадками различается в различных климатических моделях на порядок величины, а ограничения в наблюдениях не позволяют в настоящее время уменьшить эту неопределенность. [РГІ, 7.2, 8.2]

Еще одним фактором, регулирующим осадки, становится закрытость устьиц листьев вследствие увеличения концентраций CO_2 в атмосфере. Помимо тенденции к увеличению объема стока вследствие крупномасштабного уменьшения суммарного объема эвапотранспирации (раздел 2.3.4), этот фактор может привести к существенному сокращению количества осадков в некоторых районах. [РГІ, 7.2]

Изменения в снежном покрове в результате регионального потепления оказывают обратное воздействие на температуру в результате изменений альбедо. Несмотря на то, что величина этой обратной связи существенно

отличается в разных моделях, недавние исследования показывают, что скорость таяния снега весной может обусловить хорошую, поддающуюся измерению оценку силы этой обратной связи, обеспечивая возможность для уменьшения неопределенности в будущих проекциях изменения температуры в покрытых снегом районах. [RGI, 8.6]

2.2.2 Обратные связи вследствие изменений в циркуляции океанов

Поступление пресной воды в океаны изменяет соленость и, следовательно, плотность морской воды. Таким образом, изменения в гидрологическом цикле могут изменить обусловленную плотностью («термохалинную») циркуляцию океанов, и, следовательно, подвергнуть климат воздействию обратной связи. Конкретным примером является меридиональная опрокидывающая циркуляция (МОЦ) в северной части Атлантического океана. Эта циркуляция оказывает существенное влияние на приземную температуру, осадки и уровень моря в регионах, расположенных вокруг Атлантического океана, и за их пределами. Прогнозируется, что МОЦ в Атлантическом океане будет ослабевать в течение 21 столетия, и это ослабление важно для регулирования общей реакции на изменение климата. В целом ожидается, что ослабевающая МОЦ замедлит скорость потепления в северных средних широтах, но некоторые исследования показывают, что она также приведет к повышению скорости потепления в Арктике. Действию обратной связи также подвергнутся крупномасштабные осадки вследствие изменений в испарении с поверхности Атлантического океана в низких и средних широтах. Несмотря на то, что во многих моделях основным фактором ослабления МОЦ является потепление поверхности океана (а не опреснение), в глубоководных регионах важную роль играют гидрологические изменения, а неопределенность, касающаяся поступления пресной воды, служит основной причиной межмодельного разброса в проекциях реакции МОЦ. Наблюдаемые в последние десятилетия изменения солености океана наводят на мысль об изменении в поступлении пресной воды. Интегрированные результаты почти всех моделей общей циркуляции сопряженной системы атмосфера-океан (МОЦАО) демонстрируют ослабление МОЦ в XXI веке, но ни одна из моделей не показывает резкого перехода МОЦ в другое состояние. *Весьма маловероятно*, что такой переход произойдет в XXI веке, но оценить его вероятность в более долгосрочной перспективе не представляется возможным. [RGI, 10.3.4]

Изменения в количестве осадков, объеме испарения и стока и их воздействие на МОЦ четко смоделированы в сегодняшних проекциях климата. Однако лишь несколько моделей включают детальное отображение изменений в балансе массы Гренландского и Антарктического ледяных щитов, которые являются возможным дополнительным источником поступления пресной воды в океан. Результаты немногочисленных исследований, имеющиеся на сегодняшний день, в которые включено детальное моделирование поступления пресной воды из Гренландии, не показывают, что этот дополнительный источник изменит общие выводы, представленные выше. [RGI, 5.2, 8.7, 10.3, вставка 10.1]

2.2.3 Выбросы и поглотители, подверженные воздействию гидрологических процессов или биогеохимических обратных связей

Изменения в гидрологическом цикле могут в свою очередь повлиять на климат в результате изменений в атмосферных балансах углекислого газа, метана и других радиационно-активных химических соединений. Процессы, которые здесь задействованы, имеют сложный характер; например, реакция гетеротрофного почвенного дыхания, которое является источником CO_2 , на увеличение температуры сильно зависит от количества почвенной влаги. Новое поколение климатических моделей, в которых воспроизведено реагирование растительности и углеродного цикла на изменяющийся климат, впервые позволило исследовать некоторые из этих процессов. Все модели показывают, что изменение климата в свою очередь положительно воздействует на глобальный углеродный цикл, что в результате ведет к увеличению доли антропогенных выбросов CO_2 , остающихся в атмосфере при более теплом климате. Однако величина полной обратной связи в значительной степени варьируется в разных моделях; особенно неопределенными являются изменения чистой наземной первичной продукции, что отражается в разбросе в проекциях региональных изменений осадков. [RGI, 7.3]

Некоторые источники и поглотители метана чувствительны к гидрологическим изменениям, например водно-болотные угодья, вечная мерзлота, возделывание риса (источники) и окисление почвы (поглотитель). Другие активные химические соединения, такие, как озон, также продемонстрировали чувствительность к климату, и снова, как правило, посредством сложных биогеохимических механизмов. Осадки оказывают непосредственное влияние на атмосферные балансы аэрозолей (например посредством демпфирования источников земной пыли и благодаря важности влажного осаждения в качестве поглотителя), а аэрозоли оказывают обратное воздействие на осадки, выступая в качестве ядер конденсации и, таким образом, воздействуя на эффективность облаков с точки зрения выпадения осадков. Величина этих обратных связей остается неопределенной, и, большей частью, в климатические модели сегодняшнего поколения они включены только в упрощенном виде или вообще не включены. [RGI, 7.4]

2.3 Проекция изменений климата в их связи с водными ресурсами

Серьезным достижением в проекциях изменения климата по сравнению с проекциями, рассматривавшимися в рамках ТДО, является большое количество расчетов, проведенных в рамках более широкого круга моделей климата для различных сценариев выбросов. Проекция наилучших оценок на основании моделей показывают, что среднее потепление за десять лет на каждом обитаемом континенте к 2030 г. будет нечувствительным к выбору сценария СДСВ и, *весьма вероятно*, будет как минимум вдвое больше (около $0,2^\circ\text{C}$ за десять лет) соответствующей смоделированной естественной изменчивости за XX век.

Продолжение выбросов парниковых газов сегодняшними или более высокими темпами, согласно не связанным со смягчением последствий сценариям, вызвало бы дальнейшее потепление и привело бы в XXI веке ко многим изменениям в глобальной климатической системе, которые, *весьма вероятно*, были бы значительнее наблюдавшихся в XX веке. Прогнозируемое среднее изменение глобальной температуры в период 2090-2099 гг. (относительно периода 1980-1999 гг.), согласно иллюстративным сигнальным сценариям СДСВ, варьируется от 1,8°C (*вероятный* диапазон наилучшей оценки от 1,1°C до 2,9°C) для сценария В1 до 4,0°C (*вероятный* диапазон наилучшей оценки от 2,4°C до 6,4°C) для сценария А1FI. Ожидается, что потепление будет наиболее сильным над сушей в большей части высоких северных широт, а наименее сильным - над Южным океаном и северными районами Атлантического океана. *Весьма вероятно*, что частота случаев экстремальной жары и волн тепла будет продолжать увеличиваться. [РГП, РП, глава 10]

Неопределенность в гидрологических проекциях

Неопределенности в прогнозируемых изменениях гидрологической системы обусловлены внутренней изменчивостью климатической системы, неопределенностью будущих выбросов парниковых газов и аэрозолей, преобразованием с помощью глобальных моделей климата этих выбросов в показатели изменения климата и неопределенностью гидрологических моделей. К концу XXI века, согласно сценарию А1В, различия между проекциями количества осадков, построенными по различным моделям климата, будут более крупным источником неопределенности, чем внутренняя изменчивость климатической системы. Это также подразумевает, что во многих случаях смоделированные изменения среднего годового количества осадков будут к тому времени превышать (смоделированную) внутреннюю изменчивость. По мере уменьшения пространственного масштаба проекции, полученные по различным моделям, в меньшей степени согласуются между собой. [РГП, 10.3.2.3] В высоких широтах и в некоторых частях тропиков, согласно всем или почти всем моделям, прогнозируется увеличение осадков, в то время как в некоторых субтропических и среднеширотных районах все или почти все модели показывают их уменьшение. В районах между этими областями достоверного увеличения или уменьшения даже знак изменения количества осадков не согласуется среди всех моделей сегодняшнего поколения. [РГП, 10.3.2.3, 10.5.4.3] Для других аспектов гидрологического цикла, таких, как изменения показателей испарения, почвенной влаги и стока, относительный разброс в проекциях аналогичен разбросу данных об осадках или превышает его. [РГП, 10.3.2.3]

Дополнительные источники неопределенности в гидрологических проекциях обусловлены структурой сегодняшних климатических моделей. Некоторые примеры процессов, которые, в лучшем случае, лишь в упрощенном виде представлены в климатических моделях, даны в разделе 2.2. Сегодняшние модели, как правило, не включают некоторые обратные связи от изменения растительности к изменению климата. В большинстве, но не во всех модельных построениях, использованных для получения проекций климата, антропогенные изменения в почвенно-растительном покрове также не включены. В большинстве моделей трактовка антропогенного

аэрозольного воздействия относительно проста. Несмотря на то, что некоторые модели включают широкий диапазон аэрозолей антропогенного происхождения, потенциально важные виды, такие, как сажа, отсутствуют в большинстве модельных имитаций, использованных для ДО4 (см. объяснение причин наблюдаемых изменений в разделе 2.1). Более половины моделей, использованных для ДО4, также не учитывают косвенное воздействие аэрозолей на облака. Разрешение сегодняшних моделей также ограничивает надлежащее представление тропических циклонов и сильных дождевых осадков. [РГП, 8.2.1, 8.2.2, 8.5.2, 8.5.3, 10.2.1]

Неопределенности возникают вследствие включения результатов климатических моделей в исследования проблем пресной воды по двум причинам: разные пространственные масштабы глобальных климатических и гидрологических моделей, а также отклонения в долгосрочном среднем значении осадков, рассчитанном по глобальным климатическим моделям для текущего климата. Для решения проблемы различий в масштабах использовался ряд методов - от простой интерполяции результатов климатических моделей до динамического или статистического уменьшения масштаба, но все эти методы вносили неопределенности в проекцию. Проблема отклонений в смоделированном среднем значении осадков часто решалась посредством добавления к наблюдаемым осадкам смоделированных аномалий с тем, чтобы получить базовый комплект данных для гидрологических моделей. Таким образом, в большинстве исследований гидрологических воздействий изменения в межгодовой или кажущейся изменчивости климатических параметров не учтены. Это ведет к недооценке будущих наводнений, засух и потребностей в воде для орошения. [РГП, 3.3.1]

Неопределенности в последствиях изменения климата для водных ресурсов, засух и наводнений обусловлены разными причинами, такими, как различные сценарии экономического развития, выбросов парниковых газов, моделирования климата и гидрологического моделирования. Однако, пока еще не проводилось исследование для оценки того, как разные гидрологические модели реагируют на один и тот же сигнал о изменении климата. [РГП, 3.3.1] После ТДО неопределенность полученных с помощью климатических моделей проекций для оценок ресурсов пресной воды часто учитывается с помощью использования ансамблей из нескольких моделей. Формальные вероятностные оценки по-прежнему проводятся редко. [РГП, 3.3.1, 3.4]

Несмотря на эти неопределенности, имеются некоторые надежные результаты. В последующих разделах неопределенности в прогнозируемых изменениях рассматриваются на основе оценок, приведенных в ДО4.

2.3.1 Осадки (включая экстремальные) и водяной пар

2.3.1.1 Среднее количество осадков

Проекции климата, полученные с использованием многомодельных ансамблей, показывают увеличение в течение XXI века глобального среднего количества водяного пара, испарения и осадков. Модели показывают, что

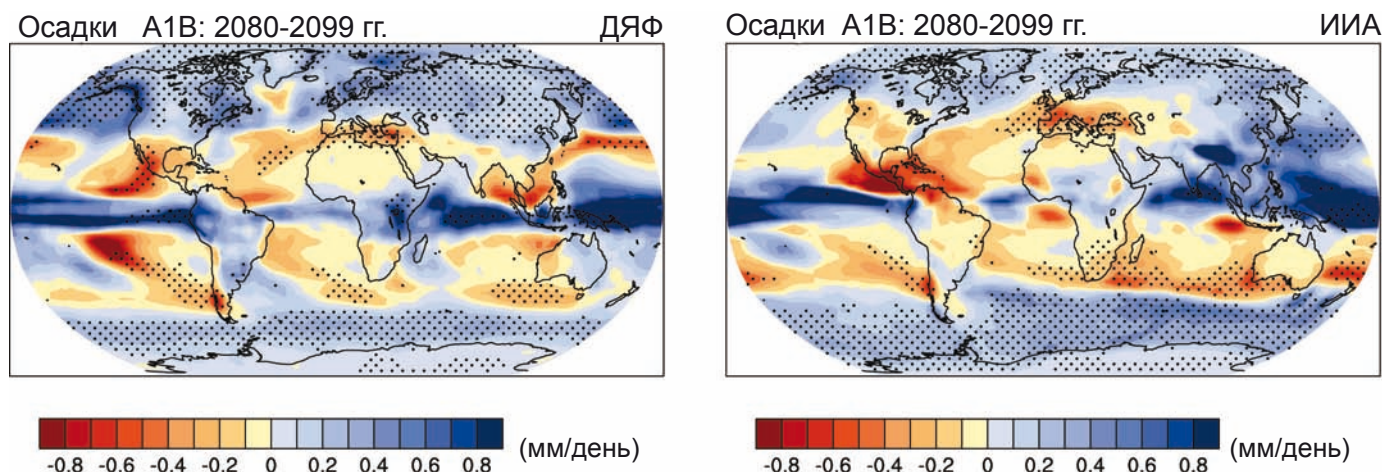


Рис 2.7: Средняя величина изменений в количестве осадков (единицы: мм/день) для ДЯФ (слева) и ИИА (справа), полученная по ансамблю из 15 моделей. Изменения даны для сценария A1B СДСВ на период 2080-2099 гг. относительно периода 1980-1999 гг. Пунктиром указаны районы, где величина среднего значения по многомодельному ансамблю превышает величину межмодельного среднеквадратичного отклонения. [РГГ, рис. 10.9]

количество осадков увеличится главным образом в районах, где наблюдаются максимумы региональных тропических осадков (таких, как районы муссонных режимов, и, в частности, в тропической области Тихого океана) и в высоких широтах, при этом в субтропиках в целом будет наблюдаться их уменьшение. [РГГ, РП, 10.Р, 10.3.1, 10.3.2]

Модели весьма согласованно показывают увеличение количества осадков в высоких широтах как летом, так и зимой (см. рис. 2.7). Увеличение количества осадков в тропической зоне океанов и районах некоторых муссонных режимов, например южноазиатского муссона летом (с июня по август) и австралийского муссона зимой (с декабря по февраль), заметно, но не всегда согласуется в локальном масштабе, при этом значительный уровень согласования наблюдается в более крупном масштабе в тропиках. Ожидается обширное уменьшение количества осадков летом в средних широтах, за исключением восточной части Азии, где оно будет расти. Уменьшение количества осадков во многих субтропических регионах очевидным образом проявляется в среднем значении многомодельного ансамбля, а согласованность моделей по знаку изменения часто высока, особенно в некоторых регионах, таких, как тропическая зона Центральной Америки - Карибского бассейна и Средиземноморье. [РГГ, 10.3.2] Дальнейшее обсуждение региональных изменений представлено в разделе 5.

Глобальное распределение изменения среднего количества осадков за период 2080-2099 гг., согласно сценарию СДСВ A1B, показано на рис. 2.8 вместе с некоторыми гидрологическими величинами, полученными по ансамблю из 15 моделей. Увеличение годового количества осадков более чем на 20% произойдет в большинстве высоких широт, а также в восточной части Африки, северной части центральных районов Азии и экваториальной зоне Тихого океана. Существенное уменьшение количества осадков (до 20%) ожидается в районах Средиземноморья и Карибского бассейна, а также на субтропическом западном побережье всех континентов. В целом, количество осадков на суше

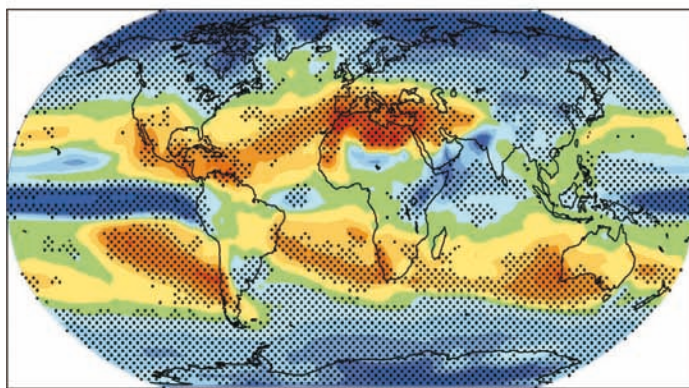
увеличится примерно на 5%, а над океанами на 4%. На суммарное изменение осадков на суше приходится 24% увеличения глобального среднего уровня количества осадков. [РГГ, 10.3.2]

В проекциях климата на XXI век, полученных на основе моделей, изменения глобального среднего уровня испарения находятся в тесной связи с изменением глобального количества осадков, но эта взаимосвязь неочевидна на локальном уровне из-за изменений в атмосферном переносе водяного пара. Средний годовой объем испарения увеличивается над большей частью мирового океана, при этом будут наблюдаться пространственные вариации, связанные с вариациями в приземном потеплении. Конвергенция атмосферной влаги увеличится над экваториальной зоной океанов и в высоких широтах. На суше изменения в дождевых осадках будут уравниваться как испарением, так и стоком. В глобальном масштабе прогнозируется, что содержание водяного пара в атмосфере увеличится в ответ на повышение температуры при приблизительно постоянной относительной влажности. Это увеличение содержания водяного пара вызовет положительное обратное воздействие на потепление климата, так как водяной пар является парниковым газом. С этим будет связано изменение вертикального профиля температуры атмосферы («вертикальный градиент»), что частично компенсирует положительную обратную связь. Последние данные моделей и наблюдений четко подтверждают воздействие комплексной обратной связи водяной пар/вертикальный градиент на климат, при этом сила этой обратной связи сопоставима с силой, выявленной в климатических моделях общей циркуляции. [РГГ, 8.6, 10.Р, 10.3.2]

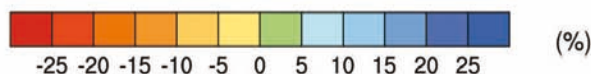
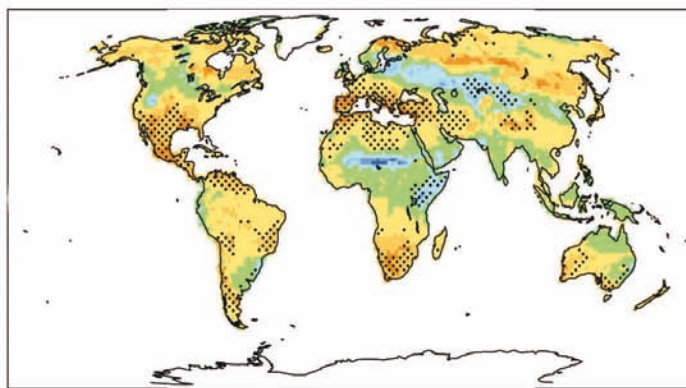
2.3.1.2. Экстремальные осадки

Весьма вероятно, что сильные осадки станут более частыми. Согласно проекциям интенсивность осадков возрастет, особенно в тропических и высокоширотных районах, где наблюдается увеличения среднего количества осадков. Наблюдается тенденция к засушливости летом в средне-

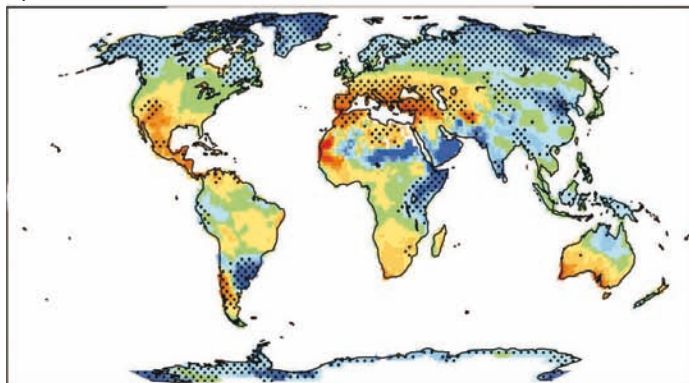
a) Осадки



b) Почвенная влага



c) Сток



d) Испарение

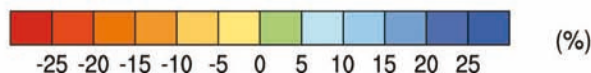
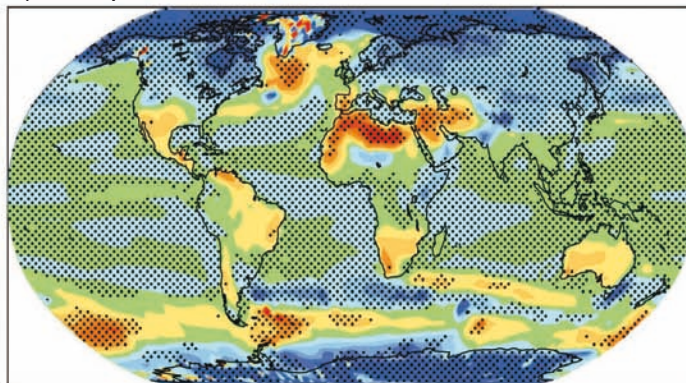


Рис.2.8: Средняя величина изменений в а) количестве осадков (%), б) содержании почвенной влаги (%), в) объеме стока (%) и д) объеме испарения по ансамблю из 15 моделей. Чтобы показать согласованность изменения по знаку пунктиром заштрихованы области, где по крайней мере 80% моделей согласуются по знаку средней величины изменений. Изменения представляют собой годовые средние значения для сценария A1B за период 2080-2099 гг. относительно периода 1980-1999 гг. Изменения в содержании почвенной влаги и объеме стока показаны в точках суши, где имеются достоверные данные по крайней мере 10 моделей.

континентальных областях, что указывает на возрастающую опасность засух в этих районах. В большинстве тропических, среднеширотных и высокоширотных районах рост экстремальных осадков будет превышать рост среднего уровня осадков. [RGI, 10.3.5, 10.3.6]

Полученный с использованием глобальных сопряженных моделей результат, отмеченный в ТДО, заключается в прогнозировании повышенной вероятности летней засухливости в средних широтах и связанной с ней повышенной опасности засухи (рис. 2.8). Недавние 15 прогонов МОЦАО для оценки условий более теплого климата в будущем показывают летнюю засухливости в большинстве областей северных субтропиков и средних широт, но при этом диапазон величины засухливости, которую показывают модели, широк. Засухи, связанные с этой летней засухливостью могут привести к гибели растительности и способствовать увеличению процентной доли площади суши, которая одновременно подвергается

засухе; например, согласно сценарию A2, экстремальная засуха, которая сегодня затрагивает 1% площади суши, будет к 2100 г. затрагивать (по определению) до 30%. Более сухая почва также будет способствовать образованию более суровых волн тепла. [RGI, 10.3.6]

Также с опасностью засушливости связан прогнозируемый рост опасности интенсивных осадков и наводнений. Это может быть не совсем логично, но объяснение заключается в том, что, согласно проекциям, осадки будут сконцентрированы в периоды интенсивного выпадения, а периоды с незначительным выпадением осадков будут более продолжительными (для дополнительного объяснения см. раздел 2.1.1). Таким образом, периодические случаи выпадения интенсивных и обильных осадков будут чередоваться с более продолжительными, относительно сухими периодами с повышенным уровнем эвапотранспирации, особенно в субтропиках. Однако, в зависимости от порогового значения, используемого

для определения таких случаев, увеличение числа сухих дней не обязательно означает уменьшение числа случаев экстремально сильных дождевых осадков. Другой аспект этих изменений связан со средним количеством осадков, при этом экстремально сильные осадки становятся более сильными во многих областях, где средний уровень количества осадков возрастает, а экстремально сухие периоды становятся более суровыми там, где средний уровень осадков снижается. [РГІ, 10.3.6]

Многомодельные проекции климата для XXI века показывают рост как интенсивности осадков, так и числа последовательных сухих дней во многих районах (рис. 2.9). Интенсивность осадков возрастет почти везде, но особенно в средних и высоких широтах, где средний уровень осадков также возрастет. В то же время на рис. 2.9 (нижняя часть) показаны районы в субтропиках и более низких средних широтах, где периоды сухих дней между выпадением осадков становятся более продолжительными, и районы в более высоких средних и высоких широтах, где с увеличением среднего уровня осадков периоды сухих дней становятся менее продолжительными. [РГІ, 10.3.6.1]

Поскольку в многомодельной средней величине отражены области, где периоды последовательных сухих дней между выпадением осадков становятся как более, так и менее продолжительными (рис. 2.9), тренды глобального среднего не так очевидны и в меньшей степени согласуются среди разных моделей. Полученный физический механизм возмущений с использованием одной модели показывает лишь ограниченные области согласованно возрастающей частоты влажных дней в июле. Этот ансамбль демонстрирует широкий диапазон изменений в экстремальных осадках относительно контрольной средней величины по ансамблю (по сравнению с более согласованной реакцией экстремальных температур). Это указывает на то, что в целом реакция экстремальных осадков менее согласованна по сравнению с реакцией экстремальных температур. [РГІ, 10.3.6, ЧЗВ10.1]

Исходя из данных ряда моделей, *вероятно*, что в будущем тропические циклоны станут более сильными и будут характеризоваться более высокими пиковыми значениями скоростей ветра и более обильными осадками, связанными с происходящими увеличениями температур поверхности моря в тропической зоне. Меньшей достоверностью отличаются проекции глобального уменьшения числа тропических циклонов. [РГІ, РП]

2.3.2 Снег и материковый лед

Прогнозируется, что по мере потепления климата площадь и глубина снежного покрова будут уменьшаться, а ледники и ледяные шапки будут терять массу в результате того, что снеготаяние летом будет происходить более активно по сравнению с выпадением снега зимой. Для большинства районов вечной мерзлоты проекции дают масштабное увеличение глубины оттаивания в результате потепления. [РГІ, РП, 10.3.3]

2.3.2.1 Изменения состояния снежного покрова, мерзлого грунта и озерного и речного льда

Изменение снежного покрова является комплексной

реакцией как на температуру, так и количество осадков, и характеризуется сильной отрицательной корреляцией с температурой воздуха в районах с сезонным снежным покровом. Вследствие этой связи с температурой по результатам моделирования прогнозируется обширное сокращение снежного покрова на протяжении всего XXI века, несмотря на то, что в более высоких местах прогнозируется его увеличение. Например, согласно климатическим моделям, которые использовались в Оценке последствий для арктического климата (ОПАК), по сценарию В2 к концу столетия в северном полушарии прогнозируется сокращение показателя годового среднего снежного покрова на 9-17%. В целом ожидается, что сезон снегонакопления будет начинаться позднее, сезон снеготаяния – раньше, а коэффициент снежного покрова будет уменьшаться в течение снежного сезона. [РГІ, 10.3.3.2, глава 11]

Результаты, полученные с использованием моделей в рамках ряда климатических сценариев МГЭИК, показывают, что к середине XXI века площадь вечной мерзлоты в Северном полушарии, *вероятно*, уменьшится на 20-35%. Прогнозируемые изменения глубины сезонного оттаивания не являются однородными ни в пространственном, ни во временном отношении. Согласно проекциям, в следующие три десятилетия на большей части территории вечной мерзлоты глубина активного слоя, *вероятно*, будет находиться в пределах 10-15% от сегодняшнего уровня; к середине столетия глубина сезонного оттаивания может увеличиться в среднем на 15-25%, а в самых северных областях на 50% и более; к 2080г., *вероятно*, она увеличится на 30-50% или более во всех районах вечной мерзлоты. [РГІІ, 15.3.4]

Прогнозируется, что потепление вызовет сокращение площади речного и морского льда. Однако это воздействие потепления будет снижено на некоторых крупных реках, текущих на север, из-за уменьшения региональных контрастов в температурах в направлении с юга на север и в связанных с ними гидрологических и физических градиентах. [РГІІ, 15.4.1.2]

2.3.2.2 Ледники и ледяные шапки

Прогнозируется, что по мере потепления климата на протяжении всего XXI века ледники и ледяные шапки будут терять свою массу из-за того, что масштабы оттаивания летом будут превышать увеличение количества осадков зимой. На основе модельных построений для 11 ледников в разных регионах прогнозируется, что к 2050 г. они потеряют 60% своего объема (Schneeberger et al., 2003). По результатам сравнительного исследования с использованием построений семи МОЦ для условий, предполагающих увеличение концентрации CO₂ в атмосфере в два раза, был сделан вывод о том, что ледники могут полностью исчезнуть из-за увеличения высоты линии равновесия ледников (Bradley et al., 2004). Процесс исчезновения ледников будет идти быстрее, чем процесс нового обледенения через несколько веков, и в некоторых районах последствия могут быть необратимыми. [РГІ, 10.74.2, вставка 10.1]. Согласно проекциям на XXI век, в глобальном масштабе ледники и ледяные шапки потеряют 0,07-0,17 м в эквиваленте уровня моря (ЭУМ) от своей сегодняшней массы, равной 0,15-0,37 м в ЭУМ. [РГІ, глава 4, табл.4.1, 10, табл. 10.7]

2.3.3 Уровень моря

Поскольку изученность некоторых важных воздействий, определяющих повышение уровня моря, слишком ограничена, в ДО4 не оценивается вероятность и не сообщается наилучшая оценка верхнего предела повышения уровня моря. Проекция не включает в себя неопределенности обратных связей между климатом и углеродным циклом и не учитывают все воздействия изменений в движении льда в ледовых щитах; в этой связи верхние значения приведенных диапазонов не следует рассматривать в качестве верхних границ повышения уровня моря. Полученные по данным моделей проекции

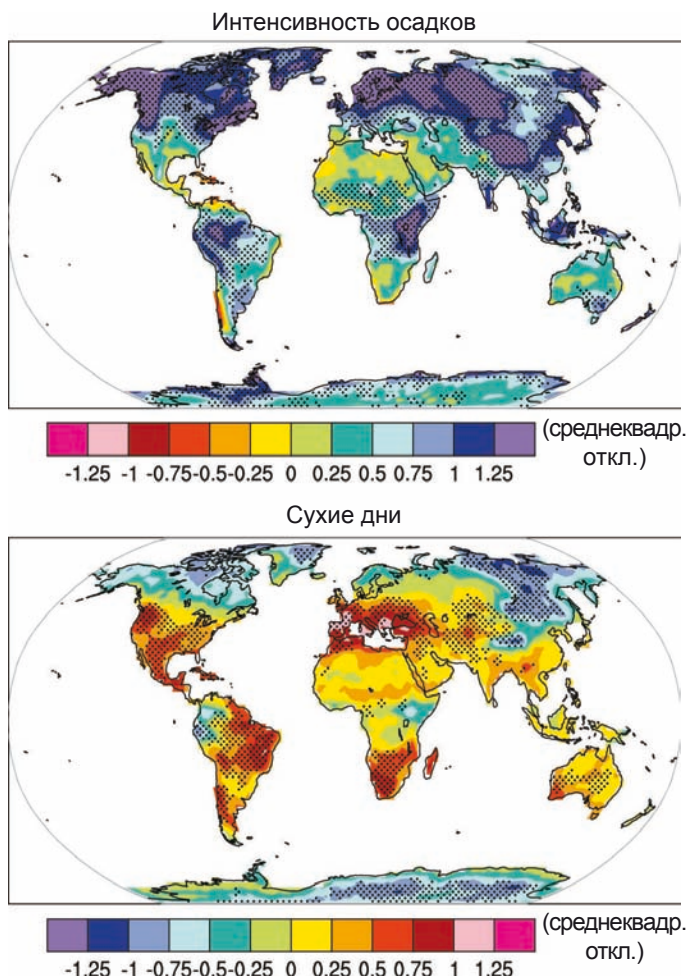


Рис. 2.9 : Изменения в экстремальных условиях на основе многомодельных расчетов по девяти глобальным сопряженным моделям в период 2080-2099 гг. относительно периода 1980-1999 гг. для сценария A1B. Изменения в пространственных моделях интенсивности осадков (определяются посредством деления годового суммарного количества осадков на число дней с осадками) (вверху); и изменения в пространственных моделях сухих дней (определяется как годовое максимальное количество идущих подряд сухих дней) (внизу). Пунктиром заштрихованы области, для которых по крайней мере пять из девяти моделей согласуются между собой в определении того, что изменение статистически значимо. Показатели экстремальности рассчитаны только для суши. Изменения даны в единицах среднеквадратичных отклонений. [РГІ, рис. 10.18]

повышения среднего глобального уровня моря в период между концом XX века (1980-1999 гг.) и концом нынешнего века (2090-2099 гг.) показывают величину порядка 0,18 – 0,59 м, основанную на разбросе результатов МОЦАО и различных сценариев СДСВ, но они не учитывают отмеченные выше неопределенности. Согласно всем сигнальным сценариям СДСВ, за исключением сценария В1, средняя скорость повышения уровня моря в течение XXI века *вероятно* превысит среднюю скорость за период 1961-2003 гг. ($1,8 \pm 0,5$ мм/год). Тепловое расширение является самым значительным фактором, влияющим на повышение уровня моря, доля которого в центральной оценке по этим проекциям для всех сценариев составляет 70-75%. Ледники, ледовые шапки и Гренландский ледовый щит, согласно проекциям, также внесут положительный вклад в повышение уровня моря. МОЦ показывают, что в целом Антарктический ледовый щит получит повышенное количество снеговых осадков, при этом существенного таяния на поверхности не будет, в результате чего увеличится масса щита и будет оказано отрицательное воздействие на повышение уровня моря. Прогнозируется, что повышение уровня моря в течение XXI века будет характеризоваться существенной географической изменчивостью. [ОД, 3.2.1; РГІ, РП, 10.6.5, ТР, 5.2] Частичная потеря Гренландского ледового щита и/или Антарктического ледового щита могла бы вызвать повышение уровня моря на несколько метров, крупные изменения береговых линий и затопление низменных районов, при этом наиболее значительные последствия затронули бы дельты рек и низменные острова. Сегодняшние модели показывают, что такие изменения возможны для Гренландии в масштабе тысячелетия, но в связи с тем, что динамические процессы движения льда в обоих щитах в настоящее время недостаточно изучены, нельзя исключать более быстрого повышения уровня моря в масштабе столетия. [РГІ, РП; РГІІ, 19.3]

2.3.4 Эвапотранспирация

Прогнозируется, что испаряемость или «потенциальное испарение» возрастет почти повсеместно. Это объясняется тем, что водоудерживающая способность атмосферы увеличится с повышением температуры, но, согласно проекциям, относительная влажность заметно не изменится. В результате дефицит водяного пара в атмосфере возрастет, также, как и скорость испарения (Trenberth et al., 2003). [РГІ, рис. 10.9, 10.12; РГІІ, 3.2, 3.3.1]. Фактическое испарение над открытыми водоемами, согласно проекциям, увеличится, например, над большей частью океанов [РГІ, рис.10.12] и озер, при этом пространственные вариации будут обусловлены пространственными вариациями в приземном потеплении. [РГІ, 10.3.2.3, рис.10.8] Изменения в эвапотранспирации над сушей обуславливаются изменениями в количестве осадков и радиационном воздействии, а сами они, в свою очередь, влияют на водный баланс стока, почвенной влаги, воды в водохранилищах, на уровень грунтовых вод и засоление близповерхностных водоносных горизонтов. [РГІІ, 3.4.2]

Обогащение атмосферы углекислым газом имеет два потенциальных конкурирующих последствия для эвапотранспирации, образуемой растительностью. С одной стороны, более высокие концентрации CO_2 могут

уменьшить транспирацию, потому что устьицам листьев, через которые происходит транспирация растений, необходимо будет открыться в меньшей степени, чтобы поглотить то же самое количество CO_2 для фотосинтеза (см. Gedney et al., 2006, хотя другие данные для обоснования такой взаимосвязи найти непросто). С другой стороны, более высокие концентрации CO_2 могут усилить рост растений, что в результате приведет к увеличению площади листьев и, следовательно, к усилению транспирации. Относительные величины двух этих последствий варьируются в зависимости от типа растений и реагирования на другие факторы, такие, как обеспеченность питательными веществами, влияние изменений температуры и обеспеченность водой. Для учета влияния обогащения атмосферы CO_2 на эвапотранспирацию необходимо в используемые модели включать динамическую модель растительного покрова. Число моделей, которые позволяют это сделать сегодня, небольшое (Rosenberg et al., 2003; Gerten et al., 2004; Gordon and Famiglietti, 2004; Betts et al., 2007), но, как правило, это возможно в глобальном масштабе, а не в масштабе водосборного бассейна. Несмотря на то, что исследования с использованием равновесных моделей растительного покрова показывают, что увеличение площади листьев может быть компенсировано закрытостью устьиц (Betts et al., 1997; Kergoat et al., 2002), исследования при помощи динамических глобальных моделей растительного покрова указывают на то, что воздействие закрытости устьиц сильнее, чем воздействие увеличения площади листьев. Принимая во внимание вызываемые CO_2 изменения в растительности, был смоделирован глобальный средний объем стока для условий климата, когда концентрация CO_2 в атмосфере превышает сегодняшнюю концентрацию в два раза, который в результате сокращения эвапотранспирации только лишь из-за обогащения атмосферы CO_2 увеличился приблизительно на 5%. (Leipprand and Gerten, 2006; Betts et al., 2007). [РГП, 3.4.2]

2.3.5 Почвенная влага

Изменения в содержании влаги в почве зависят от изменений не только в объеме и сроках выпадения осадков, но и в объеме и сроках испарения (на которые могут оказать влияния изменения в растительном покрове). Таким образом, географическое распределение изменений в содержании влаги в почве несколько отличается от распределения изменений в количестве осадков; более высокий объем испарения может более чем уравновесить рост количества осадков. В моделях влага в нескольких верхних метрах земной поверхности моделируется разными способами, и оценить содержание влаги в почве все еще не просто. Проекция среднего годового количества влаги в почве (рис. 2.8b) обычно показывают уменьшение в субтропиках и в районе Средиземноморья, и увеличение в восточной части Африки, центральной части Азии и некоторых других районах, где увеличивается количество осадков. Уменьшение также наблюдается в высоких широтах, где уменьшается снежный покров (раздел 2.3.2). В то время как величина изменений часто неопределенна, во многих из этих районов наблюдается согласованность по знаку изменения. Аналогичные картины изменения наблюдается в результатах, полученных для отдельных сезонов. [РГП, 10.3.2.3]

2.3.6 Сток и расход воды в реках

Изменения в объемах речного стока, а также уровне воды в озерах и водно-болотных угодьях, обусловленные изменением климата, зависят в первую очередь от изменений в количестве и сроках выпадения осадков, и, самое главное, от того, в каком виде выпадают осадки, а именно дождя или снега. Изменения в объеме испарения также оказывают влияние на речной сток. Результаты нескольких сотен исследований потенциального влияния изменения климата на речной сток опубликованы в научных журналах, а результаты многих других исследований представлены в докладах для внутреннего пользования. Исследования в значительной степени были сосредоточены на территории Европы, Северной Америки и Австралии, а для Азии таких исследований проводилось немного. Практически во всех исследованиях использовалась гидрологическая модель водосборного бассейна, обусловленная сценариями на базе расчетов по моделям климата, и почти все исследования проводились в масштабе водосборного бассейна. Немногочисленные исследования в глобальном масштабе, которые проводились с использованием как показателей стока, смоделированного непосредственно в моделях климата [РГП, 10.3.2.3], так и результатов прогона в автономном режиме гидрологических моделей [РГП 3.4], показывают увеличение объема стока в высоких широтах и влажных тропиках и уменьшение в средних широтах и некоторых частях сухих тропиков. На рис. 2.8с показана средняя величина изменения стока по ансамблю моделей согласно сценарию A1B. Объем стока заметно сокращается в южной части Европы и возрастает в юго-восточной части Азии и в высоких широтах, где наблюдается согласованность моделей по знаку изменения (хотя по величине изменения степень согласованности меньше). Самые крупные изменения достигают 20% и более от значений, смоделированных для периода 1980-1999 гг., которые варьировались от 1-5 мм/день в более влажных районах до менее 0,2 мм/день в пустынях. Сток рек в высоких широтах увеличивается, в то время как сток крупных рек на Среднем Востоке, в Европе и Центральной Америке имеет тенденцию к сокращению. Как указано в разделе 2.2.1, последствия обогащения атмосферы CO_2 могут привести к уменьшению испарения, и, следовательно, либо к более значительному увеличению, либо к менее значительному уменьшению объема стока. [РГП, 72]

На рис. 2.10 показано изменение в объеме годового стока для периода 2090-2099гг. по сравнению с периодом 1980-1999 гг. Показанные величины представляют среднее значение выборки из 12 климатических моделей с использованием сценария A1B СДСВ. Штриховка и белый цвет используются для выделения областей, где модели соответственно согласуются или не согласуются по знаку изменения: следует обратить внимание на обширные области, где направление изменения неопределенно. На данной глобальной карте годового стока иллюстрируются крупномасштабные изменения, и она не предназначена для интерпретации в мелких временных (например, сезонный) и пространственных масштабах. В районах, в которых количество дождевых осадков и объем стока являются весьма низкими (например, пустынные районы), небольшие изменения в объеме стока могут приводить к

значительным процентным изменениям. В некоторых регионах знак проекций изменений в объеме стока отличается от недавно наблюдаемых тенденций (раздел 2.1.6). В некоторых районах, для которых проекции дают увеличение стока, ожидаются иные сезонные последствия,

такие, как увеличение стока во время влажного сезона и его уменьшение в засушливый сезон. [РГП, 3.4.1]

Очень достоверные выводы заключаются в том, что потепление приведет к изменениям в сезонном характере

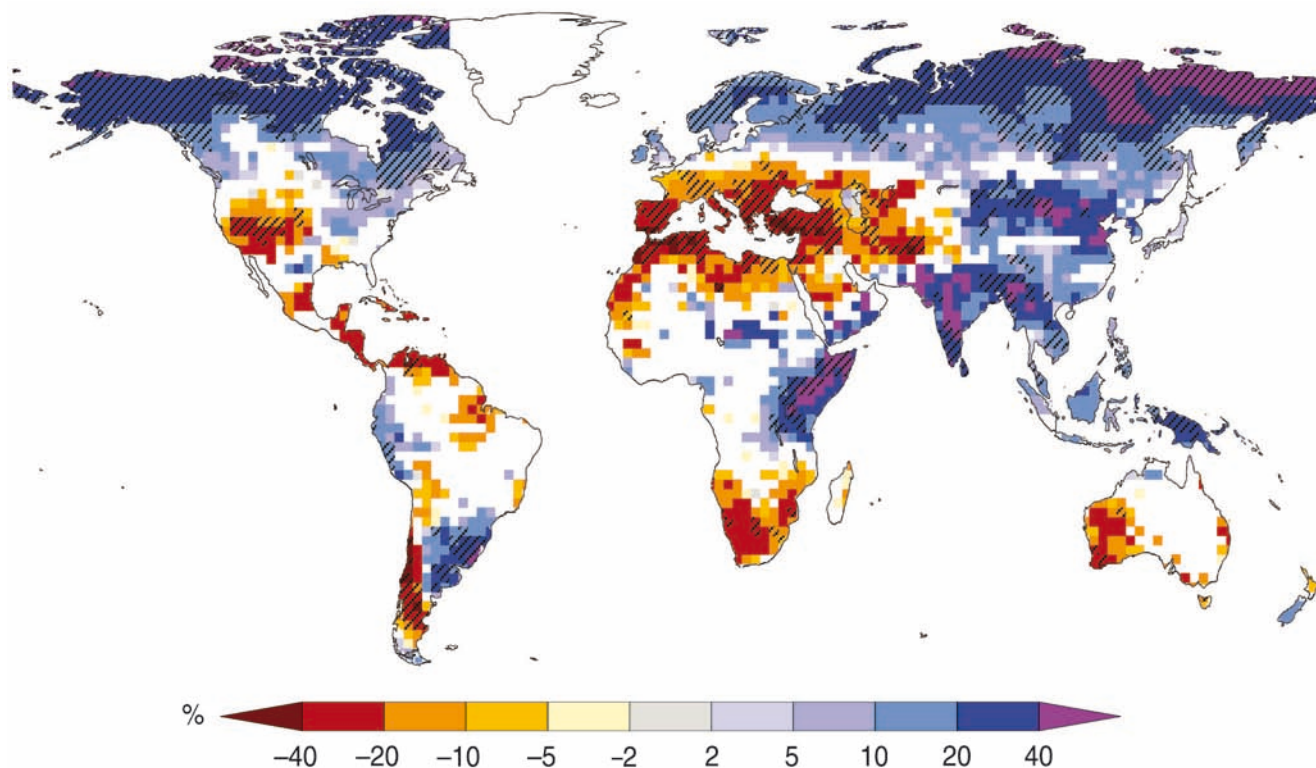


Рис. 2.10: Крупномасштабные относительные изменения годового объема стока за период 2090-2099 гг. по сравнению с периодом 1980-1999 гг. Белым цветом обозначены районы, в которых менее 66% из 12 моделей ансамбля совпадают по знаку изменения, и заштрихованы районы, в которых более 90 % моделей согласуются по знаку изменения (Milly et al., 2005). [На основе ОД, рис. 3.5, и РГП, рис. 3.4]

стока рек там, где зимние осадки в настоящее время выпадают в виде снега, при этом объем весеннего стока уменьшится из-за сокращения снеготаяния или его более раннего начала, а объем зимнего стока увеличится. Такая тенденция наблюдается в Европейских Альпах, Скандинавии и районе вокруг Балтийского моря, в России, на Гималаях, а также в западной, центральной и восточной частях Северной Америки. Самые заметные последствия будут наблюдаться на небольших высотах, где снежные осадки незначительны, и во многих случаях к середине XXI века пики речного стока будут наблюдаться по меньшей на месяц раньше. В районах, где количество снежных осадков небольшое или их вообще нет, изменения в объеме стока будут значительно больше зависеть от изменений сумм дождевых осадков, чем от изменений в температуре. По результатам большинства исследований прогнозируются изменения в сезонном характере речного стока, при этом будут наблюдаться больший объем стока в сезон пикового стока и либо меньший объем стока в сезон низкого стока, либо продолжительные засушливые периоды. [РГП, 3.4.1]

Многие реки, дренирующие ледниковые районы, особенно в высоких горных хребтах Азии и Южноамериканских Андах, поддерживаются во время теплых и сухих периодов за счет таяния ледников. Отступление этих ледников по

причине глобального потепления приведет к увеличению объема речного стока в краткосрочной перспективе, но доля таяния ледников будет постепенно снижаться в последующие несколько десятилетий. [РГП, 3.4.1]

Изменения уровня воды в озерах отражают изменения в сезонном распределении притока воды в реки, осадках и испарении, интегрированные в некоторых случаях за многолетний период. Таким образом, озера могут реагировать весьма нелинейно на линейное изменение в притоке воды. Исследования Великих озер в Северной Америке и Каспийского моря показывают, что к концу столетия уровень воды изменится примерно на нескольких десятках сантиметров, а в некоторых случаях на несколько метров. [РГП, 3.4.1]

2.3.7 Проявления крупномасштабной изменчивости

Согласно глобальным моделям климата, оценка которых приведена в ДО4, прогнозируется что давление на уровне моря возрастет в субтропиках и средних широтах и уменьшится в высоких широтах. Эти изменения связаны с расширением циркуляции Гадлея и положительными трендами в Северном кольцевом режиме/Северо-

Атлантическом колебании (СКР/САК) и Южном кольцевом режиме (ЮКР). В результате этих изменений прогнозируется, что траектории циклонов сместятся в направлении полюса с последующими изменениями режимов ветра, осадков и температуры за пределами тропиков, способствуя продолжению основного направления трендов, наблюдаемых в последние полвека. [RGI, TR, 10.3.5.6, 10.3.6.4]

Вероятно, что будущие тропические циклоны будут более интенсивными и характеризоваться более высокими пиковыми скоростями ветра и более сильными осадками, обусловленными текущими изменениями ТПМ в тропиках [RGI, TR, 10.3.6.3]

Согласно проекциям, ТПМ в центральной и восточной частях экваториальной зоны Тихого океана повысится заметнее, чем в западной ее части, при этом произойдет соответствующий сдвиг осадков в среднем на восток. Все модели показывают, что в будущем продолжится межгодовая изменчивость явления Эль-Ниньо/Южного колебания (ЭНСО), но значительные межмодельные

различия в проецируемых изменениях амплитуды Эль-Ниньо, а также внутренняя изменчивость Эль-Ниньо в вековом временном масштабе в этих моделях препятствуют выработке окончательной проекции трендов изменчивости ЭНСО. [RGI, TR, 10.3.5.3, 10.3.5.4]

Прогнозируется, что межгодовая изменчивость среднемесячной температуры уменьшится во время холодного сезона во внутритропической части северного полушария и увеличится в низких широтах, а также в северных средних широтах во время теплого сезона. Первое возможно произойдет вследствие уменьшения массы морского льда и снега из-за повышения температуры. Уменьшение летом содержания влаги в почве в средних широтах будет способствовать второму. Согласно проекциям, изменчивость среднемесячного количества осадков увеличится как в абсолютной (среднеквадратическое отклонение), так и в относительной величине (коэффициент вариации). Однако уровень значимости этих прогнозируемых изменений изменчивости низкий. [RGI, 10.3.5.1]

