

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ

Часто задаваемые вопросы

Эти часто задаваемые вопросы были взяты из глав основного доклада и собраны в этом разделе. При ссылке на конкретные ЧЗВ просим указывать соответствующую главу в докладе, по которой возник ЧЗВ (например, ЧЗВ 3.1 относится к главе 3).

Содержание

Часто задаваемые вопросы

| | | | | | |
|---------|--|-----|----------|--|-----|
| ЧЗВ 1.1 | Если понимание климатической системы улучшилось, то почему не уменьшился диапазон проекций температуры? | 121 | ЧЗВ 9.1 | Улучшаются ли климатические модели и как мы могли бы узнать об этом?..... | 157 |
| ЧЗВ 2.1 | Откуда мы знаем о потеплении в мире? | 123 | ЧЗВ 10.1 | Климат всегда меняется. Как мы определяем причины наблюдаемых изменений? | 159 |
| ЧЗВ 2.2 | Произошли ли какие-либо изменения климатических экстремумов?..... | 125 | ЧЗВ 10.2 | Когда антропогенные воздействия на климат станут очевидными в местных масштабах?..... | 161 |
| ЧЗВ 3.1 | Происходит ли потепление океана? | 127 | ЧЗВ 11.1 | Если вы не можете предсказать погоду на следующий месяц, то как вы можете предсказывать климат на предстоящее десятилетие? | 163 |
| ЧЗВ 3.2 | Есть ли свидетельство изменений водного цикла Земли? | 129 | ЧЗВ 11.2 | Как извержения вулканов влияют на климат и нашу способность предсказывать климат? | 165 |
| ЧЗВ 3.3 | Как антропогенное закисление океана связано с изменением климата? | 131 | ЧЗВ 12.1 | Почему используется так много моделей и сценариев для проекции изменения климата? | 167 |
| ЧЗВ 4.1 | Как изменяется морской лед в Арктике и Антарктике? | 133 | ЧЗВ 12.2 | Как изменится водный цикл Земли? | 169 |
| ЧЗВ 4.2 | Исчезают ли ледники в горных районах? | 135 | ЧЗВ 12.3 | Что произошло бы с будущим климатом, если бы мы прекратили выбросы сегодня?.... | 171 |
| ЧЗВ 5.1 | Является ли Солнце главным фактором, вызвавшим недавние изменения климата?.... | 137 | ЧЗВ 13.1 | Почему изменение локального уровня моря отличается от глобального среднего показателя?..... | 173 |
| ЧЗВ 5.2 | Насколько необычными являются темпы изменения нынешнего уровня моря? | 139 | ЧЗВ 13.2 | Будут ли Гренландский и Антарктический ледяные щиты способствовать изменению уровня моря в оставшуюся часть столетия? .. | 175 |
| ЧЗВ 6.1 | Может ли существенно усилить потепление быстрый выброс метана и диоксида углерода, образующийся в результате таяния многолетней мерзлоты или потепления океана?..... | 141 | ЧЗВ 14.1 | Как изменение климата влияет на муссоны?.. | 179 |
| ЧЗВ 6.2 | Что происходит с диоксидом углерода после его выброса в атмосферу? | 143 | ЧЗВ 14.2 | Как будущие проекции регионального климата связаны с проекциями глобальных средних показателей?..... | 181 |
| ЧЗВ 7.1 | Как облака влияют на климат и изменение климата?..... | 145 | | | |
| ЧЗВ 7.2 | Как аэрозоли влияют на климат и изменение климата?..... | 147 | | | |
| ЧЗВ 7.3 | Может ли геоинжиниринг противодействовать изменению климата и какие побочные эффекты могли бы иметь место?..... | 149 | | | |
| ЧЗВ 8.1 | Насколько важен водяной пар для изменения климата?..... | 153 | | | |
| ЧЗВ 8.2 | Влияют ли улучшения качества воздуха на изменение климата?..... | 155 | | | |

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 1.1 | Если понимание климатической системы улучшилось, то почему не уменьшился диапазон проекций температуры?

Наука о климате достигла многих важных успехов с момента последнего доклада МГЭИК об оценке благодаря совершенствованию измерений и анализа данных в криосфере, атмосфере, на суше, в биосфере и океане. Ученые также обладают лучшим пониманием и инструментами для моделирования роли облаков, морского льда, аэрозолей, мелкомасштабного перемешивания океана, углеродного цикла и других процессов. Увеличение объема наблюдений означает, что модели теперь могут быть более тщательно проверены, а при разработке проекций использованы более обоснованные ограничения. Например, по мере улучшения моделей и анализа наблюдений, проекции повышения уровня моря стали более точными, обеспечивающими баланс современного подъема уровня моря.

Несмотря на эти продвижения вперед, все еще имеется целый диапазон вероятных проекций будущего глобального и регионального климата - то, что ученые называют "интервалом неопределенности". Эти интервалы неопределенности специфичны для каждой из рассматриваемых переменных (например, количество осадков в зависимости от температуры) и пространственного и временного масштабов (как, например, региональное или глобальное осреднение). Неопределенность в проекциях климата является результатом естественной изменчивости и неопределенности относительно будущей интенсивности выбросов и реакции на них климата. Они могут также быть обусловлены тем, что представление в моделях некоторых известных процессов пока еще несовершенно, а некоторые процессы не учтены в моделях.

Имеются фундаментальные пределы того, с какой точностью могут быть получены проекции температуры, что обусловлено хаотической природой климатической системы. Кроме того, проекции десятилетия чувствительны к преобладающим условиям, таким как температура в глубоких слоях океана, которые мало известны. Некоторая естественная изменчивость за десятилетия является результатом взаимодействия между океаном, атмосферой, сушей, биосферой и криосферой, и также связана с такими явлениями, как Эль-Ниньо - Южное колебание (ЭНЮК) и Североатлантическое колебание (см. подробности о структурах и индексах изменчивости климата во вставке 2.5).

Извержения вулканов и колебания интенсивности солнечного излучения также способствуют естественной изменчивости, хотя они обусловлены внешними факторами и объяснимы. Эта естественная изменчивость может рассматриваться как часть «шума» в климатических данных, создающего фон, на котором выявляется «сигнал» антропогенного изменения климата.

Естественная изменчивость имеет большее влияние на неопределенность в региональных и локальных масштабах, чем на континентальном или глобальном масштабах. Это присуще системе Земля и увеличение объема знаний не устранил связанную с этим неопределенность. Однако, некоторый прогресс возможен, особенно для проекций до нескольких лет вперед, в которых используются достижения в знании, например, состояния и процессов в криосфере или океане. Это область активного исследования. Когда климатические переменные усредняются во временных масштабах в десятилетия или более, то относительная важность внутренней изменчивости уменьшается, делая долгопериодные сигналы более очевидными (ЧЗВ 1.1, рисунок 1). Эта долгосрочная перспектива совместима с общепринятым определением климата как среднего состояния за более чем 30 лет.

Второй источник неопределенности связан с многообразием возможных траекторий, по которым может следовать интенсивность выбросов парниковых газов и предшественников аэрозоля в будущем, и от будущих тенденций в землепользовании. Однако проекции климата зависят от задания этих переменных. Таким образом, чтобы получить эти оценки, ученые рассматривают целый ряд альтернативных сценариев будущего развития человеческого общества с точки зрения населения, экономического и технического прогресса и политического выбора. Затем они оценивают вероятные выбросы согласно каждому сценарию. С учетом того, что МГЭИК оказывает влияние на формирование политики, проекции климата для различных сценариев выбросов могут быть полезными, поскольку они показывают возможные климатические последствия выбора разных вариантов политики. Эти сценарии предназначены для того, чтобы быть совместимыми с полным спектром сценариев выбросов, описанных в современной научной литературе, при наличии или отсутствии политики в области климата. В этом качестве они разработаны с целью исследования неопределенности в будущих сценариях. *(продолжение на следующей странице)*

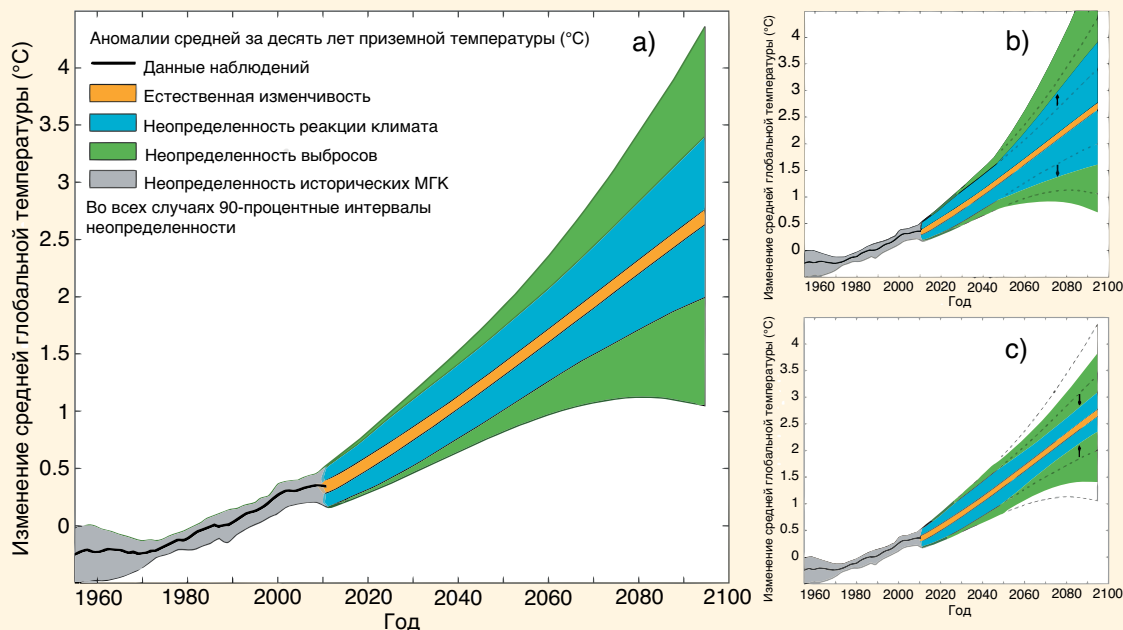
ЧЗВ 1.1 (продолжение)

Проекции на следующие несколько лет и десятилетий чувствительны к выбросам короткоживущих соединений, таких как аэрозоли и метан. Более отдаленные проекции, однако, более чувствительны к альтернативным сценариям, связанным с выбросами долгоживущих ПГ. Эти зависящие от сценария неопределенности не уменьшатся благодаря развитию науки о климате и станут доминирующей неопределенностью в проекциях на более длительные периоды времени (например, 2100 г.) (ЧЗВ 1.1, рисунок 1).

Окончательный вклад в диапазон неопределенности вносит неполнота наших знаний о том, как климат будет реагировать на будущие антропогенные выбросы и изменения в землепользовании. Ученые преимущественно используют компьютерные модели глобального климата, чтобы оценить эту реакцию. Несколько десятков моделей глобального климата были разработаны различными группами ученых во всем мире. Все модели основаны на одинаковых физических принципах, но из-за сложности климатической системы приходится делать некоторые упрощения. Различные группы выбирают несколько различающиеся приближения для представления определенных процессов в атмосфере, таких как облака. Этот выбор вызывает различия в проекциях климата по различным моделям. Этот вклад в диапазон неопределенности описывается как «неопределенность реакции» или «модельная неопределенность».

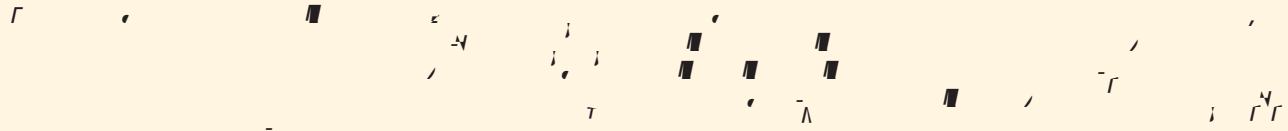
Сложность системы Земля означает, что в будущем климат может развиваться по многим различным сценариям и все же быть совместимым с текущим пониманием и моделями. По мере удлинения периода наблюдений и улучшения моделей, исследователи должны быть в состоянии сузить, в пределах диапазона естественной изменчивости, этот диапазон в части вероятной температуры в следующие несколько десятилетий (ЧЗВ 1.1, рисунок 1). Также возможно использование информации о текущем состоянии океанов и криосферы с тем, чтобы создать лучшие проекции на нескольких лет вперед.

По мере развития науки в модели климата могут быть включены новые геофизические процессы, а описание уже включенных может быть усовершенствовано. Может показаться, что эти достижения увеличивают полученные посредством моделей оценки неопределенности реакции климата, но такое увеличение просто отражает количественный учет ранее не оцененных источников неопределенности (ЧЗВ 1.1, рисунок 1). По мере добавления в модели все большего и большего числа значимых процессов, влияние количественно неопределенных процессов уменьшается и достоверность проекций увеличивается.



ЧЗВ 1.1, рисунок 1 | Схематическая диаграмма, показывающая относительную важность различных видов неопределенности и их эволюцию во времени. а) Изменения средней за десять лет приземной температуры (°C) по историческим данным (черная кривая) с оценками неопределенности по климатическим моделям за исторический период (серая область), совместно с проекциями будущего климата и интервалами неопределенности. Значения нормированы на среднее за период с 1961 до 1980 гг. Естественная изменчивость (оранжевая область) определена из межгодовой изменчивости, полученной по модельным расчетам, и принята постоянной во времени. Неопределенность в интенсивности выбросов (зеленая область) оценена как среднее различие в проекциях, полученных при расчете по одной модели при разных сценариях. Неопределенность реакции климата (голубая область) основана на разбросе результатов расчетов по климатическим моделям, вместе с дополнительной неопределенностью, связанной с углеродным циклом, а также грубыми оценками дополнительной неопределенности из-за плохо моделируемых процессов. По данным Hawkins and Sutton (2011) and Huntingford et al. (2009). б) Может показаться, что неопределенность реакции климата увеличивается, когда обнаруживается новый существенный процесс, но такое увеличение отражает количественный учет ранее не оцененных источников неопределенности, или в) может уменьшиться по мере дальнейшего совершенствования моделей и увеличения количества данных наблюдений. Приведенный диапазон неопределенности в 90 % означает, что, согласно оценке, температура будет находиться в этом диапазоне с вероятностью 90 %.

Часто задаваемые вопросы

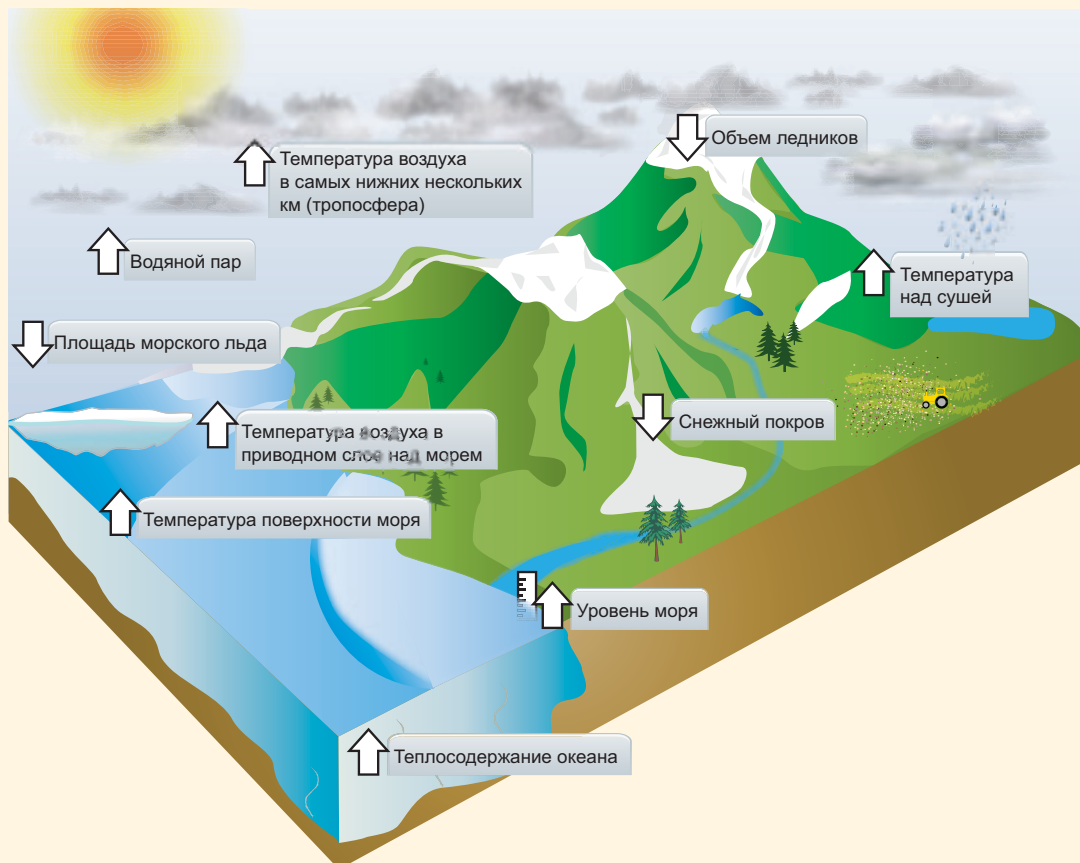
ЧЗВ 2.1 | Откуда мы знаем о потеплении в мире?

Дискуссия о потеплении климата часто концентрируется на возможных остаточных систематических погрешностях в данных о температуре на наземных метеорологических станциях. Эти данные очень важны, но они представляют лишь один из индикаторов изменения в климатической системе. Более обширные доказательства глобального потепления следуют из широкого спектра независимых физически последовательных измерений многих других, в большой мере связанных между собой элементов климатической системы (ЧЗВ 2.1, рисунок 1).

Рост средней глобальной приземной температуры является наиболее хорошо известным индикатором изменения климата. Хотя каждый год и даже десятилетие не всегда бывают теплее предыдущего, глобальная приземная температура существенно повысилась с 1900 г.

Росту температуры над сушей хорошо соответствуют положительный тренд температуры над океанами. Повышение температуры воздуха над океаном, измеренное с борта судов, и температуры самой морской поверхности также совпадают, как это следует из многих независимых анализов.

Атмосфера и океан представляют собой жидкие тела, и таким образом потепление у поверхности должно также проявляться в нижней атмосфере и в нижней части верхних слоев океана, и наблюдения подтверждают, что это действительно имеет место. Анализ измерений, сделанных метеорологическими радиозондами и спутниками, уверенно указывает на потепление тропосферы - активного слоя атмосферы, где формируется погода. Более 90 % избыточной энергии, поглощенной климатической системой, по крайней мере, с 1970-х годов, было накоплено в океанах, как это видно из глобальных данных о теплосодержании океана, имеющихся с 1950-х годов. (продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 2.1, рисунок 1 | Независимые анализы многих компонент климатической системы, которые, как ожидается, изменятся при мировом потеплении, указывают на тренды, совместимые с потеплением (направление стрелок показывает знак изменения), как это показано на рисунке 2, ЧЗВ 2.1

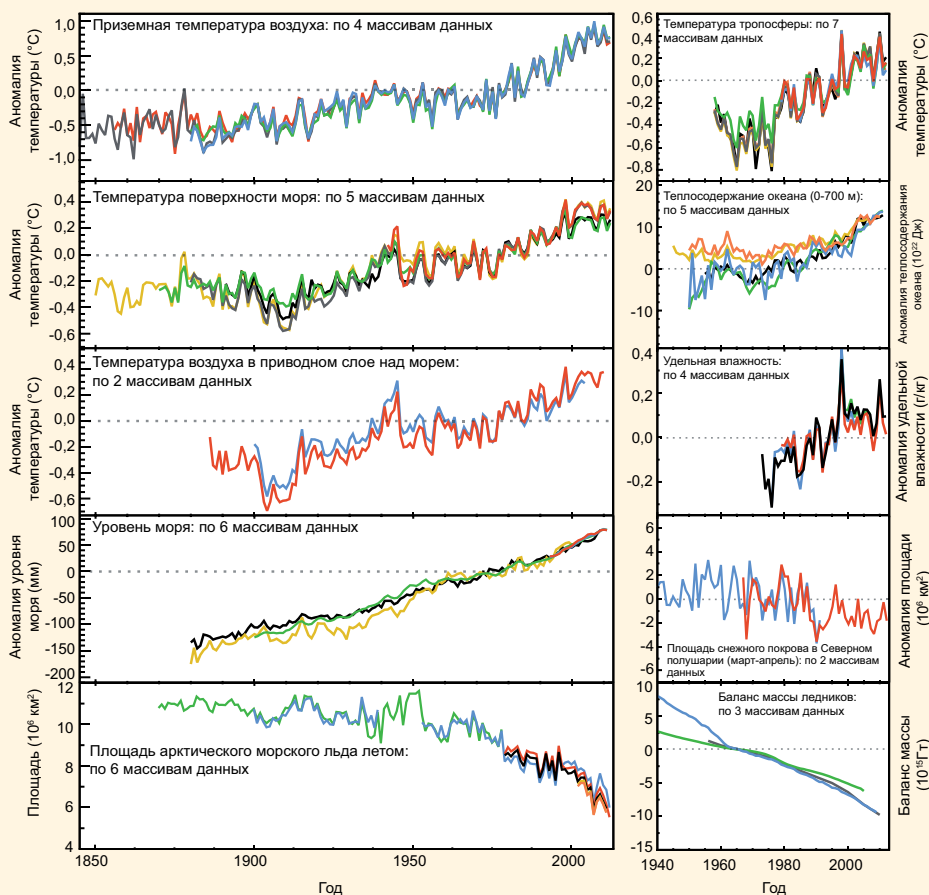
ЧЗВ 2.1 (продолжение)

По мере потепления океанов, расширяется и сама вода. Это расширение - одна из главных причин независимо наблюдаемого повышения уровня моря за прошлое столетие. Таяние ледников и ледовых щитов, как и изменения в накоплении и использовании воды на суше, также способствуют этому.

Более теплый мир – это также и более влажный мир, потому что более теплый воздух способен содержать больше водяного пара. Глобальные исследования показывают, что удельная влажность, которая характеризует количество водяного пара в атмосфере, увеличилась как над сушей, так и над океанами.

Замерзшие фрагменты планеты, совокупно именуемые криосферой, воздействуют на локальные изменения температуры и находятся под их воздействием. Количество льда, содержащегося в ледниках в глобальном масштабе, ежегодно уменьшалось в течение более чем 20 лет, и потерянная масса частично способствовала наблюдаемому повышению уровня моря. Снежный покров чувствителен к изменениям в температуре, особенно весной, когда снег начинает таять. Площадь снежного покрова в весенний период уменьшилась во всем СП после 1950-х годов. С тех пор, как появились спутниковые данные, наблюдалось существенное сокращение арктического морского льда, особенно в период его минимальной протяженности, который наступает в сентябре, в конце ежегодного сезона таяния. В отличие от этого, увеличение площади морского льда в Антарктике было менее значительным.

Сам по себе любой индивидуальный анализ мог бы быть неубедительным, но анализ этих различных показателей и независимых массивов данных привел все многочисленные независимые исследовательские группы к одинаковому выводу. На всем протяжении от глубоких слоев океанов до верхней границы тропосферы данные о потеплении воздуха и океанов, таянии льда и подъеме уровня морей однозначно указывают на одно и то же: мир потеплел с конца XIX столетия (ЧЗВ 2.1, рисунок 2).



ЧЗВ 2.1, рисунок 2 | Многочисленные независимые показатели изменения глобального климата. Каждая линия представляет независимо определенную оценку изменения элемента климата. В каждом четырехугольнике все массивы данных нормализованы на общий период времени. Подробное описание того, данные из каких источников приведены в каждом четырехугольнике, представлены в Дополнительном материале 2.5M.5.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 2.2 | Произошли ли какие-либо изменения климатических экстремумов?

Регистрация и анализ климатических экстремумов (от волн тепла до внезапных похолоданий или от засух до дождей, формирующих паводки) создают уникальные проблемы, не только потому что эти события редки, но также и потому, что они неизбежно сопровождаются катастрофическими ситуациями. Кроме того, в научной литературе нет никакого согласованного определения того, что представляет собой экстремальное климатическое явление, и это усложняет сравнительные глобальные оценки.

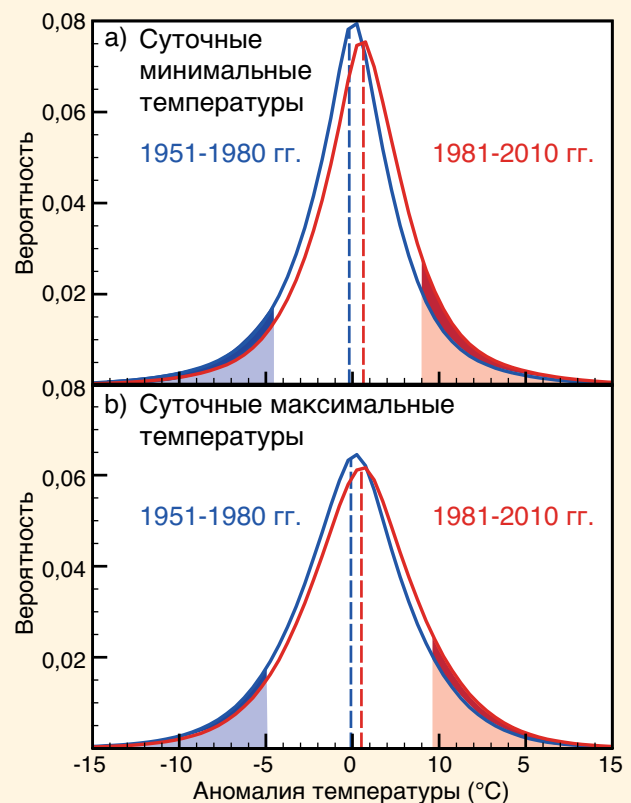
Хотя в абсолютном смысле характеристики экстремального климатического явления изменяются от места к месту (например, температура в жаркий день в тропиках может отличаться от температуры в жаркий день в средних широтах), международные усилия по мониторингу экстремальных явлений выявили некоторые существенные глобальные изменения.

Например, используя согласованные определения холодных (температура ниже 10-го перцентиля) и теплых (температура выше 90-го перцентиля) дней и ночей, установлено, что число теплых дней и ночей увеличилось, а число холодных дней и ночей уменьшилось в большинстве регионов земного шара; несколько исключений относятся к центральной и восточной частям Северной Америки и южной части Южной Америки, но они, главным образом, относятся только к дневным температурам. Такие изменения обычно наиболее очевидны для минимальных температур, например, теплых ночей. Ограничения в данных мешают установлению причинной связи с ростом средних суточных температур, но рисунок 1, ЧЗВ 2.2, показывает, что глобальные суточные экстремумы температуры действительно изменились. Связаны ли эти изменения просто с увеличением средней суточной температуры (пунктирные линии на рисунке 1, ЧЗВ 2.2) или произошли другие изменения в распределении дневных и ночных температур, все еще является предметом дебатов.

Также получены оценки теплых периодов или волн тепла, то есть периодов, в которые друг за другом следуют экстремально жаркие дни или ночи, однако имеется меньшее количество исследований характеристик волн тепла, чем тех, в которых просто сравниваются изменения в числе теплых дней или ночей. На большей части суши, для которой имеются данные, число волн тепла увеличилось с середины XX столетия. Единственное исключение – это юго-восточные районы США, где количественные значения частоты и продолжительности волн тепла, в целом, демонстрируют уменьшение. Это связано с так называемой «дырой потепления» в этом регионе, где количество осадков также увеличилось и может быть связано с взаимодействием суши и атмосферы и долговременными изменениями в Атлантическом и Тихом океанах. Однако для больших регионов, особенно в Африке и Южной Америке, информация об изменениях характеристик волн тепла ограничена.

Для таких регионов, как Европа, где имеются исторические реконструкции температуры за прошлые несколько сотен лет, обнаруживаются признаки того, что за последние десятилетия в некоторых регионах наблюдалось непропорциональное число экстремальных волн тепла.

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 2.2, рисунок 1 | Распределение аномалий а) суточных минимальных и б) суточных максимальных температур, по отношению к климатическим данным за 1961-1990 г.г., за два периода: 1951-1980 г.г. (голубые линии) и 1981-2010 г.г. (красные линии) с использованием массива данных HadGHCND. Затененные синие и красные области характеризуют 10 % самых холодных и 10 % самых теплых, соответственно, а) ночей и б) дней в период 1951-1980 г.г. Более темное затенение указывает на то, насколько уменьшилось число самых холодных дней и ночей (темно-синий цвет) и насколько увеличилось число самых теплых дней и ночей (темно-красный цвет) в период 1981-2010 г.г. по сравнению с периодом 1951-1980 г.г.

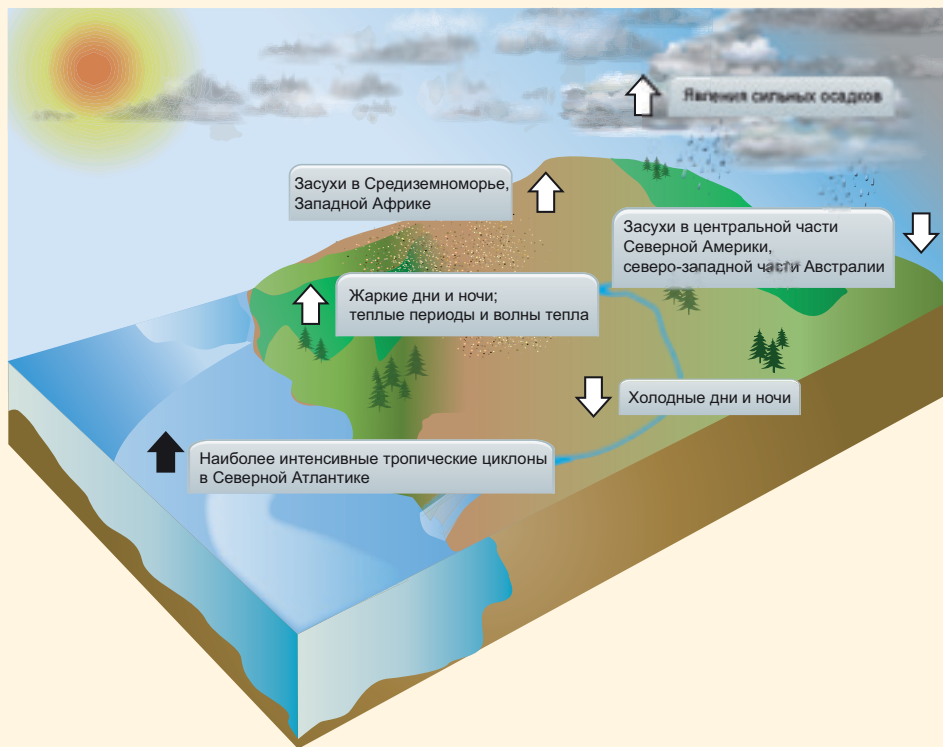
ЧЗВ 2.2 (продолжение)

Изменения в экстремальных значениях других климатических переменных, как правило, хуже согласуются, чем наблюдаемые изменения температуры, вследствие ограниченного количества данных и несогласованности между исследованиями, регионами и/или сезонами. Однако увеличения экстремального количества осадков, например, совместимы с потеплением климата. Анализы участков суши с достаточным объемом данных указывают на увеличения в последние десятилетия повторяемости и интенсивности экстремальных осадков, но результаты сильно варьируют от региона к региону и от сезона к сезону. Например, наиболее убедительны данные об увеличении сильных осадков в Северной Америке, Центральной Америке и Европе, но в некоторых других регионах, таких как южная часть Австралии и западная часть Азии, есть доказательства их уменьшения. Аналогично, результаты исследований засухи не согласуются в знаке глобального тренда, причем региональные несогласованности в трендах также зависят от определения засухи. Однако существуют признаки того, что с середины XX века засухи усилились в некоторых регионах (например, в Средиземноморье) и ослабели в других (например, в центральной части Северной Америки).

При рассмотрении других экстремальных явлений, таких как тропические циклоны, последние оценки показывают, что из-за проблем с возможностями проведения наблюдений в прошлом трудно сделать окончательные заключения о долговременных трендах. Однако есть очень убедительные доказательства того, что с 1970-х годов циклоническая деятельность в Северной Атлантике усилилась.

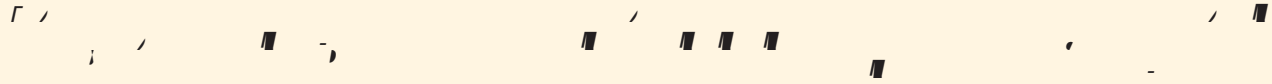
Для периодов в столетие или более, если учитываются неопределенности в методах наблюдений, данные свидетельствуют о небольших уменьшениях в повторяемости тропических циклонов, выходящих на побережье в Северной Атлантике и в южной части Тихого океана. В других океанских бассейнах имеется мало свидетельств какой-либо долговременной тенденции. Для внетропических циклонов очевиден сдвиг по направлению к полюсу в обоих полушариях за прошедшие 50 лет, при этом имеются дополнительные, хотя и ограниченные, данные об уменьшении повторяемости штормового ветра в средних широтах. Несколько исследований свидетельствуют об увеличении интенсивности, но проблемы с выборкой данных затрудняют эти оценки.

На рисунке 2, ЧЗВ 2.2, обобщаются некоторые наблюдаемые изменения климатических экстремумов. В целом, самые устойчивые глобальные изменения климатических экстремумов обнаруживаются в средней температуре, включая, до некоторой степени, волны тепла. Экстремумы осадков, по-видимому, также увеличиваются, но есть большая пространственная изменчивость, а наблюдаемые тенденции в засухах все еще неопределенные, кроме нескольких регионов. Хотя начиная с 1970-х годов в повторяемости и активности тропических циклонов в Северной Атлантике наблюдалось устойчивое усиление, причины этого явления все еще обсуждаются. Есть ограниченные свидетельства изменений в экстремальных значениях других климатических переменных с середины XX века.



ЧЗВ 2.2, рисунок 2 | Тренды повторяемости (или интенсивности) различных климатических экстремумов (направление стрелок указывает знак изменения) с середины XX столетия (за исключением циклонов в Северной Атлантике, где рассмотренный период охватчен с 1970-х годов).

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 3.1 | Происходит ли потепление океана?

Температура океана в любом данном месте может значительно изменяться от сезона к сезону. Она может также существенно колебаться от года к году (или даже от десятилетия к десятилетию) из-за изменений океанских течений и теплообмена между океаном и атмосферой.

Температура океана регистрировалась в течение многих столетий, но только около 1971 г. измерения стали достаточно полными для того, чтобы надежно оценить среднюю глобальную температуру верхних нескольких сотен метров океана для любого данного года. Фактически, до того, как международная сеть ныряющих буев Арго для измерения температуры/солености впервые стала обеспечивать всемирный охват данными наблюдений в 2005 г., средняя глобальная температура верхнего слоя океана за любой данный год чувствительно реагировала на методологию, используемую для ее оценки.

С 1971 г. по 2010 г. средние глобальные температуры верхнего слоя океана увеличивались от десятилетия к десятилетию. Несмотря на большую неопределенность в большинстве средних значений, это потепление является устойчивым результатом. В верхних 75 м океана глобальный средний тренд потепления в этот период составлял $0,11 [0,09 - 0,13] \text{ }^\circ\text{C}$ за десятилетие. Этот тренд в целом ослабевает от поверхности к средним глубинам приблизительно на $0,04 \text{ }^\circ\text{C}$ за десятилетие на каждые 200 м и менее чем на $0,02 \text{ }^\circ\text{C}$ за десятилетие на каждые 500 м.

Температурные аномалии возникают в подповерхностных слоях океана не только в результате перемешивания с вышележащими слоями (ЧЗВ.1, рисунок 1). Более холодные и, следовательно, более плотные воды из высоких широт могут опускаться с поверхности, затем распространяться к экватору под более теплыми, легкими, водами, находящимися в более низких широтах. В нескольких районах (в северной части Северного Атлантического океана и Южном океане вокруг Антарктики) океанская вода охлаждается до такой степени, что опускается до больших глубин, даже до морского дна. Затем эта вода распространяется и заполняет остальную часть глубинных слоев океана. По мере потепления поверхностных вод океана эти опускающиеся воды со временем также становятся более теплыми, повышая температуры в глубинах океана намного быстрее, чем это могло бы произойти исключительно за счет нагревания под влиянием вертикального перемешивания с поверхностными слоями.

В Северной Атлантике температура этих глубинных вод изменяется от десятилетия к десятилетию, становясь то более теплой, то более холодной, в зависимости от преобладающих атмосферных структур. Вокруг Антарктики придонные воды заметно потеплели приблизительно с 1992-2005 гг., возможно из-за усиления и смещения на юг пояса западных ветров вокруг Южного океана, произошедших за последние несколько десятилетий. Этот сигнал потепления обнаруживается в самых глубинных и холодных придонных водах мирового океана, хотя он ослабевает по направлению к северу в Индийском, Атлантическом и Тихом океанах. Темпы потепления в глубинных слоях в целом менее выражены, чем на поверхности океана (около $0,03 \text{ }^\circ\text{C}$ за десятилетие с 1990-х годов в глубинных и придонных водах вокруг Антарктики и несколько меньше во многих других районах). Однако они затрагивают большой объем воды, так что потепление глубинных океанских вод вносит значительный вклад в общее увеличение теплосодержания океана.

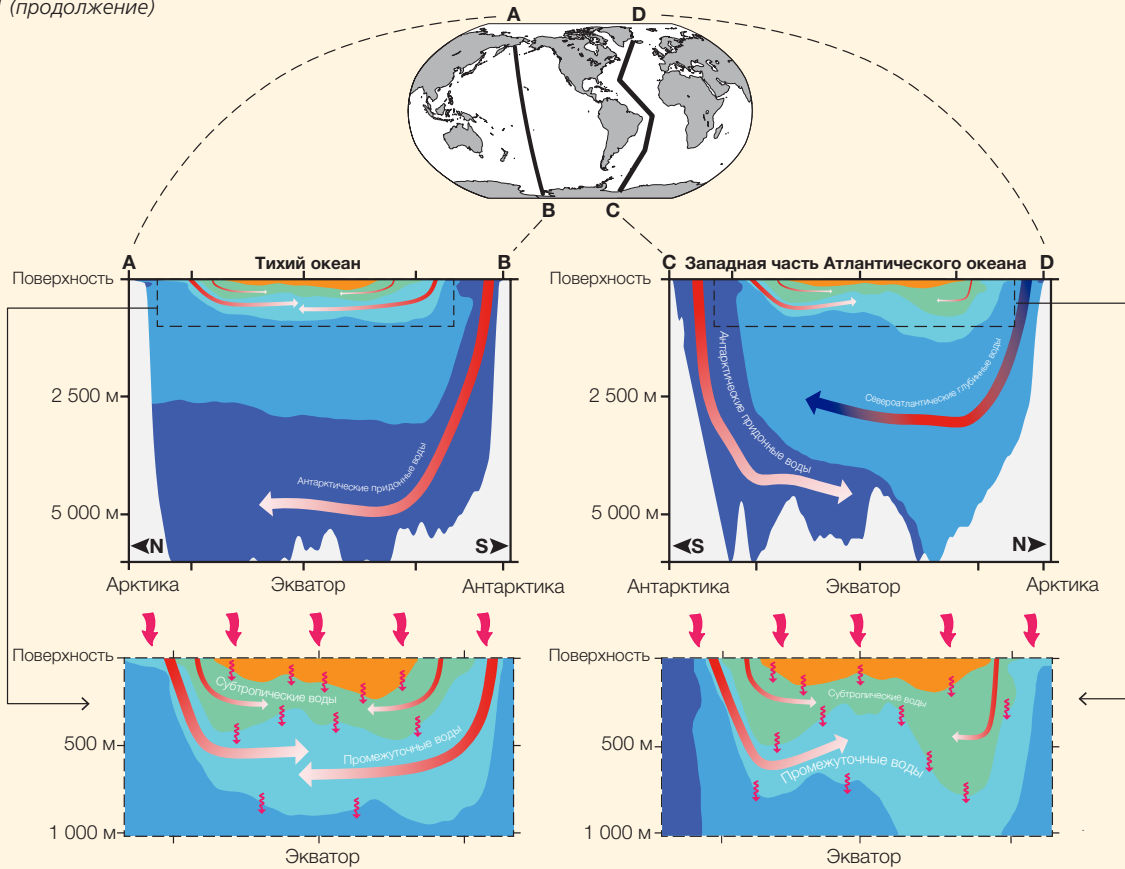
В последние несколько лет оценки исторических изменений средней глобальной температуры океана стали более точными, в основном благодаря выявлению и сокращению систематических ошибок измерения. Тщательно сравнивая менее точные измерения с более редкими, но более точными измерениями в смежных районах и в те же моменты времени, ученые уменьшили некоторые сомнительные инструментальные систематические ошибки в исторических данных. Эти усовершенствования показали, что глобальная средняя температура океана повышалась из года в год намного более устойчиво, чем об этом сообщалось до 2008 г. Тем не менее, глобальные средние темпы потепления могут не быть постоянными во времени. Представляется, что в некоторые годы потепление океана происходит быстрее, чем в среднем, а в другие годы темпы потепления, по-видимому, замедляются.

Большая масса и высокая теплоемкость океана позволяют ему накапливать огромное количество энергии - более чем в 1 000 раз большее, чем в атмосфере, для эквивалентного увеличения температуры. Земля поглощает больше тепла, чем излучает обратно в космос, и почти все это лишнее тепло попадает в океаны и аккумулируется там. Океан поглотил приблизительно 93 % суммарного тепла, накопленного при нагревании воздуха, моря и суши, а также при таянии льда в период между 1971 г. и 2010 г.

Огромная теплоемкость и медленная циркуляция океана придают ему значительную тепловую инерцию. Требуется приблизительно десятилетие для подстройки температуры приповерхностных слоев океана как реакции на воздействие климата (раздел 12.5), такого как изменения концентраций парниковых газов. Таким образом, если бы концентрации парникового газа могли быть сохранены в будущем на современных уровнях, то увеличения температуры у поверхности Земли начали бы замедляться в течение приблизительно десятилетия. Однако температура глубинных вод океана будет продолжать повышаться в течение периода от столетий до тысячелетий (раздел 12.5), и таким образом, уровни морей также продолжат повышаться в течение срока от столетий до тысячелетий (раздел 13.5).

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 3.1 (продолжение)



ЧЗВ 3.1, рисунок 1 | Направления поглощения тепла океаном. Океан стратифицирован, причем самая холодная и плотная вода залегают в глубинных слоях океана (верхние разрезы: используйте карту для ориентации). Холодные антарктические придонные воды (темно-синий цвет) опускаются вокруг Антарктики, затем распространяются к северу по дну океана в центральную часть Тихого океана (вверху слева: красные стрелки, превращающиеся в белые, указывают на более сильное потепление придонных вод, недавно находившихся в контакте с поверхностью океана) и в западную часть Атлантического океана (вверху справа), а также в Индийский океан (не показано). Менее холодные и, следовательно, более легкие североатлантические глубинные воды (светло-синий цвет) опускаются в северной части Северной Атлантики (вверху справа: красная и синяя стрелка в глубинной воде указывает на потепление и похолодание в масштабах десятилетий), затем распространяется на юг поверх антарктических придонных вод. Точно также в верхнем слое океана (в нижнем левом четырехугольнике более детально показан Тихий океан, а в нижнем правом - Атлантика) холодные промежуточные воды (голубой цвет) опускаются в субполярных регионах (красные стрелки, превращающиеся в белые, указывают на потепление со временем), прежде чем распространиться к экватору под более теплыми субтропическими водами (зеленый цвет), которые в свою очередь опускаются (красные стрелки, превращающиеся в белые, указывают на более интенсивное потепление промежуточных и субтропических вод, недавно находившихся в контакте с поверхностью) и распространяются к экватору под тропическими водами - наиболее теплыми и легкими (оранжевый цвет) во всех трех океанах. Излишнее тепло или холод, поступающие на поверхность океана (извилистые красные стрелки наверху), также медленно переносятся вниз в результате перемешивания (волнистые красные стрелки под поверхностью).

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 3.2 | Есть ли свидетельство изменений водного цикла Земли?

Как ожидается, в условиях более теплого климата гидрологический цикл будет интенсифицироваться, потому что более теплый воздух может быть более влажным: при потеплении на один градус Цельсия атмосфера может содержать приблизительно на 7 % больше водяного пара. Наблюдения показывают увеличение водяного пара в приземных слоях и нижней атмосфере с 1970-х годов (ЧЗВ 3.2, рисунок 1а), при этом тренд соответствует наблюдаемому потеплению. Более того, в более теплом климате, согласно климатическим проекциям, испарение и выпадение осадков усиливаются.

Зарегистрированные изменения в солёности океана за последние 50 лет поддерживают такую проекцию. Морская вода содержит как соль, так и пресную воду, а ее солёность – это функция веса растворённых солей, которые она содержит. Поскольку общее количество соли (которая поступает при выветривании горных пород) не изменяется во временных рамках жизни человека, солёность морской воды может изменяться (в течение дней или столетий) путем добавления или удаления пресной воды.

Атмосфера объединяет области океана, теряющие и получающие пресную воду, путем переноса испарившегося водяного пара из одного места в другое. Распределение солёности на поверхности океана в значительной степени отражает пространственную структуру испарения за минусом осадков, материкового стока и воды, участвующей в процессах образования морского льда. Имеются некоторые сдвиги элементов структур друг относительно друга, вызванные океанскими течениями.

Субтропические воды чрезвычайно солёные, поскольку испарение превышает количество осадков, тогда как морская вода в высоких широтах и в тропиках, где влаги выпадает больше, чем испаряется, является менее солёной (ЧЗВ 3.2, рисунок 1b, d). Атлантика – самый солёный океанский бассейн, теряет больше пресной воды вследствие испарения, чем получает ее в виде осадков, в то время как Тихий океан почти нейтрален (то есть, приход влаги за счет осадков почти уравнивает ее потерю за счет испарения), а в Южном океане (область вокруг Антарктики) преобладают осадки.

Изменения солёности на поверхности и в верхнем слое океана сделали поле средней солёности более ярко выраженным. Субтропические области, где преобладает испарение, стали более солёными, в то время как субполярные и тропические области, где преобладают осадки, стали более пресными. С учетом изменений в верхнем слое толщиной 500 м Атлантика, где преобладает испарение, стала более солёной, в то время как почти нейтральный Тихий океан и Южный океан, где преобладают осадки, стали более пресными (ЧЗВ 3.2, рисунок 1с).

Наблюдение изменений осадков и испарения непосредственно и в глобальном масштабе затруднено, потому что большая часть обмена пресной водой между атмосферой и поверхностью происходит на 70 % поверхности Земли, покрытой океаном. Долговременные ряды данных об осадках имеются только для суши и не существует долговременных измерений испарения.

Наземные наблюдения показывают увеличение осадков в одних регионах и уменьшение в других, затрудняя создание глобально интегрированной картины. Наземные наблюдения показали рост повторяемости случаев экстремальных осадков и наводнений, вызванных более ранним таянием снега в высоких северных широтах, но в трендах проявляется резко выраженная региональность. Наземных наблюдений до сих пор недостаточно, чтобы предоставить свидетельства изменений повторяемости засухи.

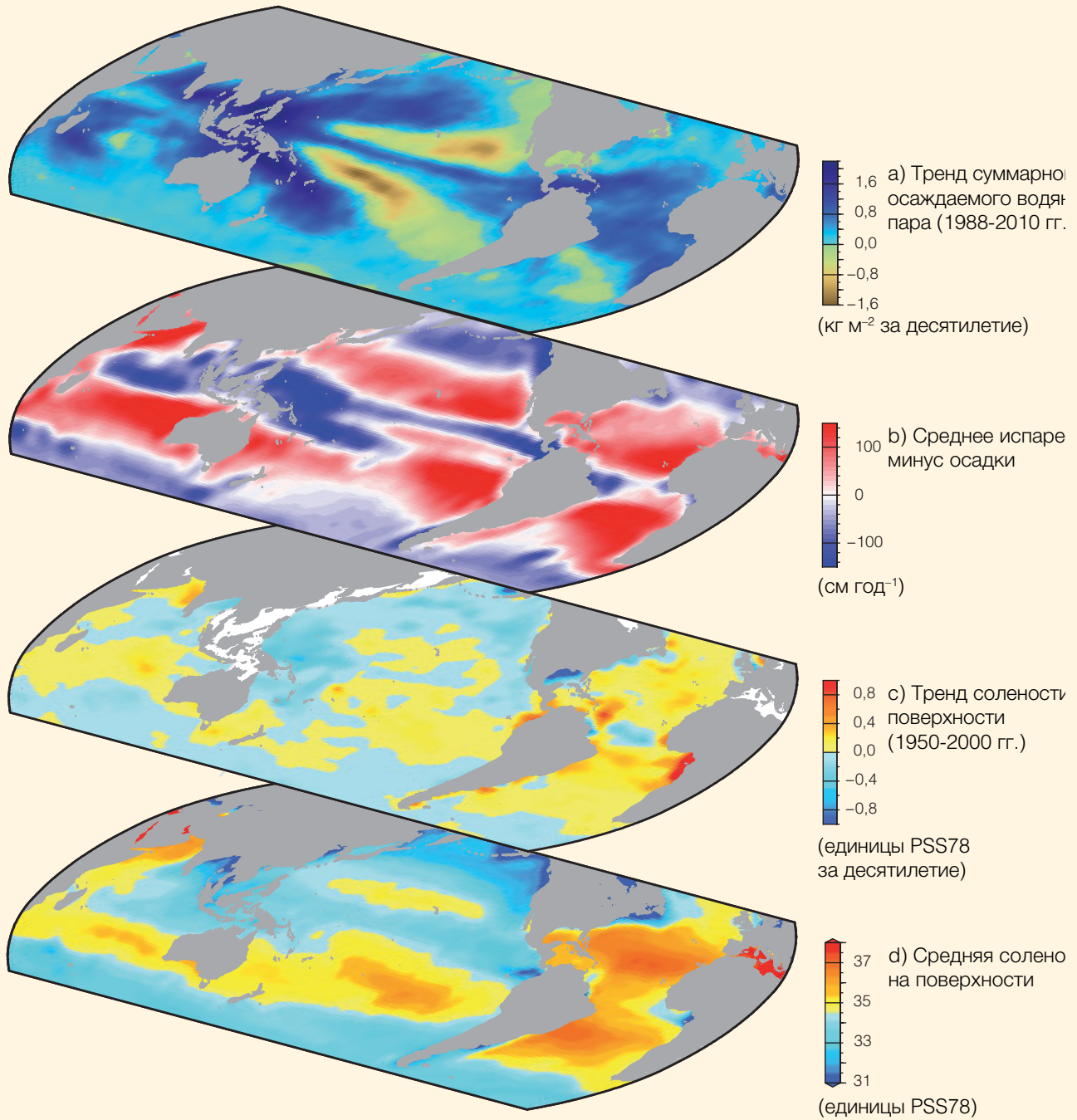
Солёность океана, с другой стороны, действует как чувствительный и эффективный осадкомер для всего океана. Она естественным образом отражает и сглаживает различие между количеством воды, полученной океаном с осадками, и водой, потерянной океаном в результате испарения, причем оба этих процесса очень неоднородны и не постоянны во времени. Солёность океана также находится под воздействием стока с континентов и таяния и образования морского льда или плавающего ледникового льда. Пресная вода, добавленная за счет таяния льда на суше, изменит глобально усреднённую солёность, но эти изменения до настоящего времени слишком малы, чтобы можно было их наблюдать.

Данные за прошедшие 50 лет указывают на широко распространённые изменения солёности в верхнем слое океана, которые служат показателем систематических изменений осадков и стока минус испарение, иллюстрация чего представлена на рисунке 1, ЧЗВ 3.2.

ЧЗВ 3.2 основан на наблюдениях, приведенных в главах 2 и 3, и анализе результатов моделирования, изложенных в главах 9 и 12.

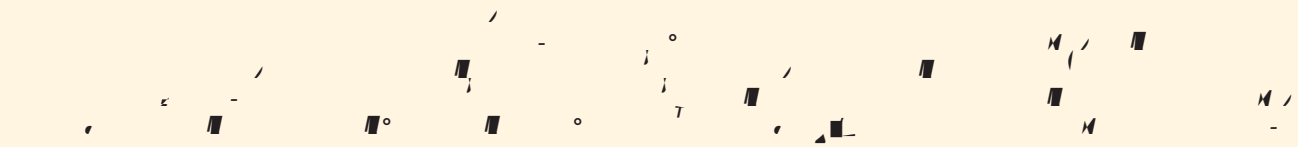
(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 3.2 (продолжение)



ЧЗВ 3.2, рисунок 1 | Изменения в солёности на поверхности моря связаны со структурой поля испарения минус осадки (Е - Р) и трендами суммарной осаждаемой воды: а) Линейный тренд (1988-2010 гг.) суммарной осаждаемой воды (суммарное содержание водного пара от поверхности Земли до верхней границы атмосферы) (кг м⁻² за десятилетие) по данным спутниковых наблюдений (Special Sensor Microwave Imager) (Wentz et al., 2007) (голубые тона: более влажно; желтые тона: более сухо). б) среднее климатическое значение Е - Р за 1979-2005 гг. (см год⁻¹ за десятилетие) по данным метеорологического реанализа (национальные центры экологических прогнозов/Национальный центр атмосферных исследований; Kalnay et al., 1996) (красные тона: преобладание испарения; синие тона: преобладание осадков). в) Тренд (1950-2000 гг.) солёности на поверхности (PSS78 за 50 лет) (Durack and Wijffels, 2010.) (голубые тона: распреснение; желто-красные тона: осолонение). г) средняя климатическая солёность на поверхности (PSS78) (голубые тона: <35; желто-красные тона: >35).

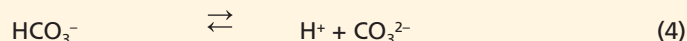
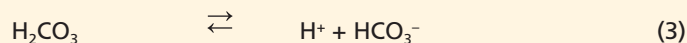
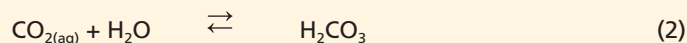
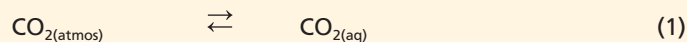
Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 3.3 | Как антропогенное закисление океана связано с изменением климата?

Закисление океана означает уменьшение pH за длительный период, как правило десятилетия или более того, вызванное прежде всего поглощением CO_2 из атмосферы. pH - это безразмерный показатель кислотности. Закисление океана описывает скорее направление изменения pH, чем его результат; то есть, pH океана уменьшается, но, как ожидают, не станет закисленным ($\text{pH} < 7$). Закисление океана может также быть вызвано добавлением или удалением из океана других химических веществ, которые являются результатом естественных процессов (например, усиление вулканической активности, выбросы гидрата метана, долговременные изменения в результирующем дыхании), или вызвано деятельностью человека (например, выброс азота и соединений серы в атмосферу). Антропогенное закисление океана означает компонент уменьшения pH, вызванный деятельностью человека.

Начиная приблизительно с 1750 г. выброс CO_2 в результате промышленной и сельскохозяйственной деятельности привел к увеличению средних глобальных концентраций CO_2 в атмосфере с 278 до 390,5 ppm в 2011 г. Концентрация CO_2 в атмосфере сейчас выше, чем та, которая наблюдалась на Земле в течение, по крайней мере, последних 800 000 лет, и которая, как ожидают, продолжит повышаться из-за нашей зависимости от ископаемого топлива для производства энергии. До настоящего времени океаны поглотили из атмосферы приблизительно 155 ± 30 ПгС, что соответствует примерно одной четверти общего количества CO_2 (555 ± 85 ПгС), выброшенного в атмосферу в результате деятельности человека с доиндустриальных времен. Этот естественный процесс поглощения значительно уменьшил уровни парниковых газов в атмосфере и минимизировал некоторые воздействия глобального потепления. Однако поглощение CO_2 океаном оказывает значительное влияние на химию морской воды. Средний pH поверхностных вод океана уже упал приблизительно на 0,1 единицы, а именно с порядка 8,2 до 8,1 с начала промышленной революции. Оценки проекций будущих концентраций CO_2 в атмосфере и океане показывают, что к концу этого столетия средний pH на поверхности океана может оказаться на 0,2 - 0,4 ниже, чем сегодня. Шкала pH является логарифмической и, таким образом, его изменение на одну единицу соответствует 10-кратному изменению концентрации иона водорода.

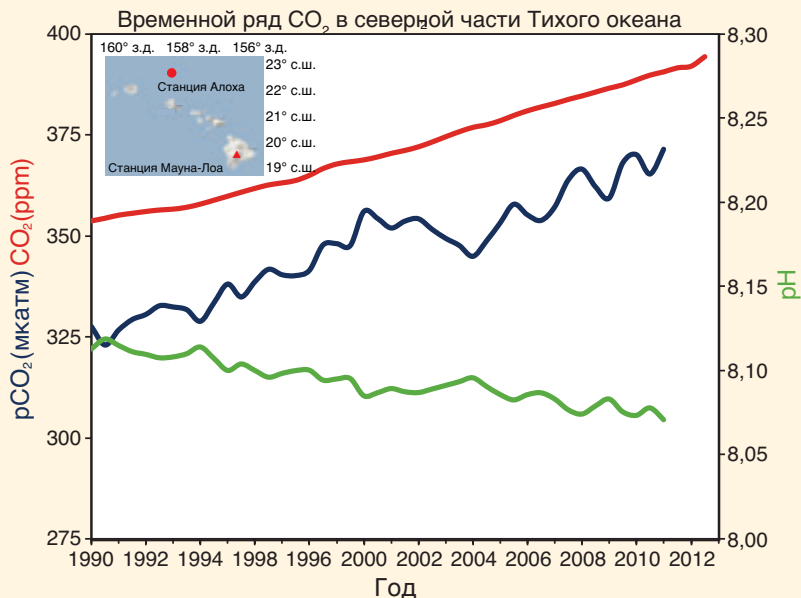
В процессе обменов атмосферного CO_2 , вызванных взаимодействием между воздухом и морем, он реагирует с морской водой посредством серии из четырех химических реакций, которые увеличивают концентрации соединений углерода: растворенного диоксида углерода ($\text{CO}_{2(\text{aq})}$), угольной кислоты (H_2CO_3) и бикарбоната (HCO_3^-):



В ходе этих реакций образуются ионы водорода (H^+). Это увеличение концентрации иона водорода в океане соответствует уменьшению pH или увеличению кислотности. При нормальном состоянии морской воды более чем 99,99 % образовавшихся ионов водорода объединяются с ионом карбоната (CO_3^{2-}) и образуют дополнительные HCO_3^- . Таким образом, добавление антропогенного CO_2 в океаны понижает pH и связывает ион карбоната. Эти реакции полностью обратимы, важнейшие аспекты термодинамики этих реакций в морской воде хорошо известны, так что при значении pH около 8,1 приблизительно 90 % углерода находится в виде иона бикарбоната, 9 % в виде иона карбоната, и только приблизительно 1 % углерода находится в виде растворенного CO_2 . Результаты лабораторных, полевых и модельных исследований, а также геологические данные ясно указывают, что морские экосистемы очень восприимчивы к увеличению CO_2 в океане и соответствующему уменьшению pH и концентрации иона карбоната.

Изменение климата и антропогенное закисление океана не действуют независимо. Хотя поглощенный океаном CO_2 не вносит вклад в нагревание за счет парникового эффекта, потепление океана уменьшает растворимость углекислого газа в морской воде и, таким образом, уменьшает количество CO_2 , которое океаны могут поглотить из атмосферы. Например, при удвоении доиндустриальных концентраций CO_2 и увеличении температуры на 2 °C морская вода поглощает приблизительно на 10 % меньше CO_2 (на 10 % меньше суммарного углерода, C_τ), чем это было бы без увеличения температуры (сравните колонки 4 и 6 в таблице 1), но pH остается почти неизменным. Таким образом, у более теплого океана есть меньше возможности удалить CO_2 из атмосферы, но при этом закисление океана продолжается. Причина этого состоит в том, что в более теплом океане бикарбонат преобразуется в карбонат, высвобождая ион водорода и, таким образом, стабилизируя pH. *(продолжение на следующей странице)*

ЧЗВ 3.3 (продолжение)



ЧЗВ 3.3, рисунок 1 | Сглаженный временной ряд мольной доли CO₂ (в ppm) в атмосфере по данным атмосферной Обсерватории Мауна-Лоа (верхняя красная линия), парциальное давление CO₂ на поверхности океана (pCO₂; средняя синяя линия) и pH на поверхности (нижняя зеленая линия) на станции АЛОХА в субтропической зоне северного части Тихого океана к северу от Гавайских островов для периода с 1990-2011 гг. (Doney et al., 2009; данные из Dore et al., 2009). Результаты указывают, что тренд pCO₂ на поверхности океана, в целом, соответствует увеличению CO₂ в атмосфере, но более изменчив из-за крупномасштабной межгодовой изменчивости процессов в океане.

ЧЗВ 3.3, таблица 1 | Изменения pH и параметров карбонатной системы в поверхностной воде при удвоении CO₂ по сравнению с его концентрацией в доиндустриальной атмосфере без и при наличии потепления на 2 °C.^a

| Параметр | Доиндустриальный период (280 ppmv) 20 °C | 2 x доиндустриальный период (560 ppmv) 20 °C | (% изменения по сравнению с доиндустриальным периодом) | 2 x доиндустриальный период (560 ppmv) 22 °C | (% изменения по сравнению с доиндустриальным периодом) |
|--|--|--|--|--|--|
| pH | 8,1714 | 7,9202 | - | 7,9207 | - |
| H ⁺ (моль кг ⁻¹) | 6,739e ⁻⁹ | 1,202e ⁻⁸ | (78,4) | 1,200e ⁻⁸ | (78,1) |
| CO _{2(aq)} (мкмоль кг ⁻¹) | 9,10 | 18,10 | (98,9) | 17,2 | (89,0) |
| HCO ₃ ⁻ (мкмоль кг ⁻¹) | 1 723,4 | 1 932,8 | (12,15) | 1910,4 | (10,9) |
| CO ₃ ²⁻ (мкмоль кг ⁻¹) | 228,3 | 143,6 | (-37,1) | 152,9 | (-33,0) |
| C _T (мкмоль кг ⁻¹) | 1960,8 | 2094,5 | (6,82) | 2 080,5 | (6,10) |

Примечания:

^a CO_{2(aq)} = растворенный CO₂, H₂CO₃ = угольная кислота, HCO₃⁻ = бикарбонаты, CO₃²⁻ = карбонаты, C_T = общий углерод = CO_{2(aq)} + HCO₃⁻ + CO₃²⁻.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 4.1 | Как изменяется морской лед в Арктике и Антарктике?

Большая часть суммарного морского ледяного покрова в Арктике находится выше 60° с.ш. (ЧЗВ 4.1, рисунок 1) и окружена с юга сушей с проходами в Канадский арктический архипелаг, Берингово, Баренцево и Гренландское моря. Часть льда в пределах арктического бассейна сохраняется в течение нескольких сезонов, увеличиваясь в толщине при замерзании морской воды в его основании и деформации (торошении и напластовании). Сезонный морской лед растёт в толщину только до ~2 м, но морской лед, которому больше одного года (постоянный лед), может быть на несколько метров толще. Арктические морские льды дрейфуют в пределах бассейна под влиянием ветра и океанских течений: средние траектории дрейфа обусловлены циркуляцией по часовой стрелке в западной части Арктики и трансполярным дрейфовым течением, которое переносит сибирский морской лед через Арктику и выносит его за пределы бассейна через пролив Фрама.

Спутники, способные различать лед и открытую воду, дали изображение изменений площади покрытия морским льдом. С 1979 г. среднегодовая площадь льда в Арктике уменьшалась на 3,8 % за десятилетие. Уменьшение площади в конце лета (в конце сентября) было еще большим и составляло 11 % за десятилетие, достигнув рекордного минимума в 2012 г. Средняя за десять лет минимальная площадь арктического ледяного покрова в сентябре уменьшалась с каждым десятилетием с начала спутниковых наблюдений. Подводные и спутниковые наблюдения указывают на то, что толщина арктического льда и, следовательно, его общий объем также уменьшаются. Изменения относительных объемов постоянного и сезонного льда способствуют сокращению объема льда. По данным 34-летних наблюдений приблизительно 17 % морского льда этого типа были потеряны за каждое десятилетие при таянии и выносе за пределы бассейна с 1979 г. и 40 % - с 1999 г. Хотя площадь арктического морского ледяного покрова может колебаться от года к году из-за неодинаковой скорости сезонного роста, соотношение между мощным постоянным льдом и общим объемом морского льда может восстанавливаться только медленно.

В отличие от Арктики, ледяной покров морей к северу от Антарктики ограничен широтами к северу от 78° ю.ш. из-за наличия континентального массива суши. Ледяной покров антарктических морей в основном сезонный со средней толщиной только ~1 м в период его максимальной протяженности в сентябре. Только малая часть ледяного покрова переживает летний минимум в феврале и очень небольшое количество антарктического морского льда имеет возраст более двух лет. Кромка ледяного покрова граничит с открытым океаном, а интенсивность выпадения снега на антарктический морской лед выше, чем в Арктике. Когда снеговая нагрузка от снегопада становится достаточной, чтобы продавить поверхность льда ниже уровня моря, морская вода пропитывает нижнюю часть снежного покрова и при замерзании образовавшегося ледяного сала формируется снежно-ледовая масса. Следовательно, преобразование снега в лед (так же, как намораживание снизу, как и в Арктике) способствует сезонному росту толщины и общего объема льда в Антарктике. Образование льда из снега чувствительно к изменениям в осадках и, таким образом, изменениям регионального климата. Последствие изменений количества осадков для толщины и объема антарктического морского льда остается в центре внимания исследователей.

Не будучи ограничено сухопутными границами, широтное простираение антарктического морского ледяного покрова очень переменное. Вблизи антарктического побережья преобладает дрейф морского льда с востока на запад, но далее к северу он становится западно-восточным со значительной дивергенцией. Четко выраженная циркуляция по часовой стрелке, переносящая лед к северу, может наблюдаться в морях Уэдделла и Росса, в то время как циркуляция вокруг Восточной Антарктики более изменчива. Протяженность морского ледяного покрова на север частично контролируется расходящимися дрейфовыми течениями, которые в зимние месяцы благоприятствуют образованию нового льда в устойчивых областях с открытой водой (полюньях) вдоль береговых линий. Эти зоны льдообразования приводят к формированию более соленой и, таким образом, более плотной океанской воды и становятся одним из основных источников наиболее глубоко залегающей воды в глобальных океанах.

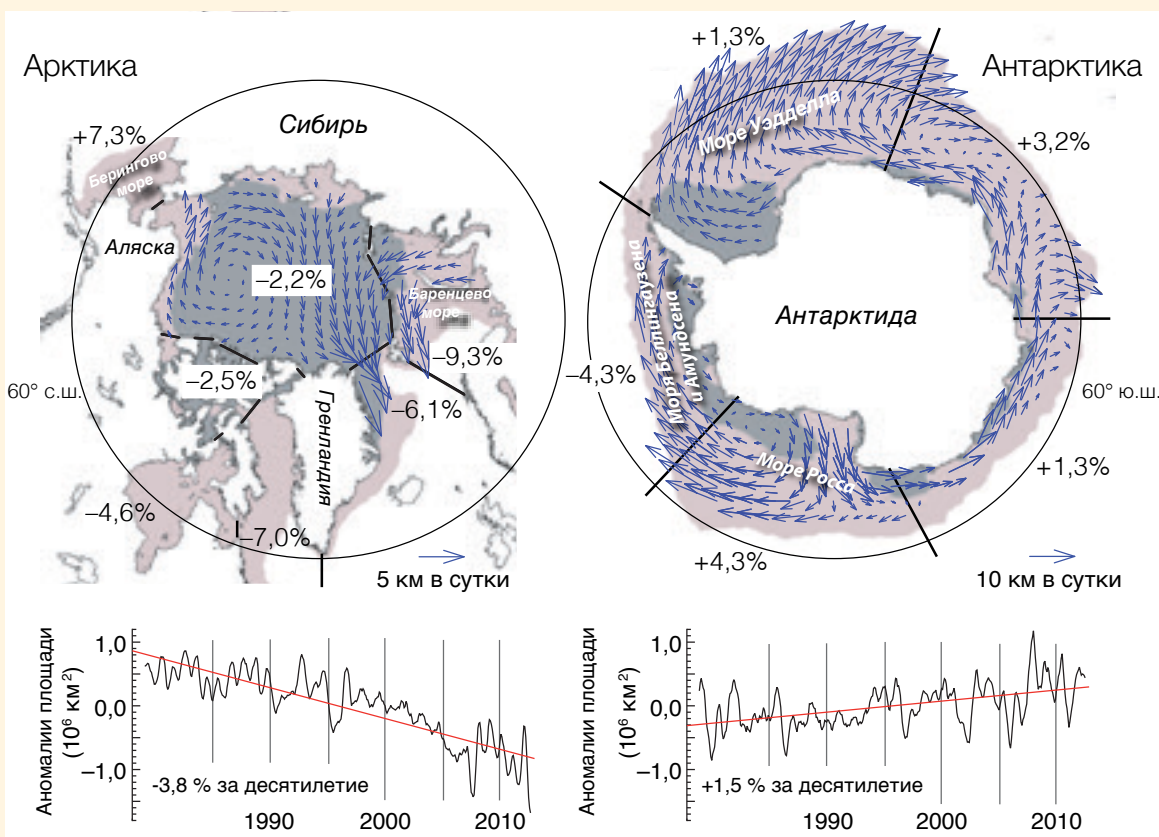
По данным спутниковых наблюдений за тот же 34-летний период средняя годовая площадь морского льда в Антарктике увеличивалась приблизительно на 1,5 % за десятилетие. Однако имеются региональные различия в трендах, а именно в морях Беллинсгаузена и Амундсена наблюдается, а в море Росса – более интенсивное увеличение площади морского льда, которое определяет общий тренд. Неясно, является ли меньшая величина общего увеличения площади морского льда в Антарктике индикатором климата, потому что площадь сильно изменяется от года к году и от места к

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 4.1 (продолжение)

месту вокруг континента. Результаты недавнего исследования дают основание полагать, что эти противоречивые тенденции в изменчивости ледяного покрова могут произойти из-за трендов региональной скорости и структуры поля ветра. Без более надежных оценок толщины и объема льда трудно определить, каким образом морское ледяной покров в Антарктике реагирует на изменяющийся климат, или какие параметры климата оказывают наибольшее влияние.

Имеются значительные различия в физической среде и процессах, которые влияют на состояние морского ледового покрова в Арктике и Антарктике и способствуют различию в их реакциях на изменение климата. Длинный и непрерывный ряд данных спутниковых наблюдений дал ясную картину сокращения морского ледяного покрова в Арктике, но имеющиеся данные не позволяют делать определенные заключения об общих изменениях морского льда в Антарктике и их причинах.



ЧЗВ 4.1, рисунок 1 | Схема средней циркуляции морского льда и десятилетние тренды (%) ежегодных аномалий площади льда (то есть, после исключения сезонного цикла) в разных секторах Арктики и Антарктики. Стрелки показывают среднее направление и величину дрейфа льда. Среднее состояние морского ледяного покрова для периода 1979 – 2012 гг. по данным спутниковых наблюдений; максимальная (минимальная) площадь показана затенением оранжевого (серого) цвета.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 4.2 | Исчезают ли ледники в горных районах?

Во всех горных регионах, где сегодня имеются ледники, их объем значительно уменьшился за последние 150 лет. За это время исчезло множество небольших ледников. За некоторыми местными исключениями, сокращение ледников (по площади и объему) было уже широко распространено во всем мире и особенно сильно в течение 1940-х и после 1980-х годов. Однако имелись также фазы относительной стабильности в течение 1890-х, 1920-х и 1970-х годов, как это показывают долговременные измерения длины и моделирование баланса массы ледников. Традиционные измерения на местах (и во все большей мере самолетные и спутниковые измерения) дают устойчивые свидетельства того, что в большинстве регионов с оледенением скорость сокращения площади ледников за последние два десятилетия была больше, чем ранее, и что ледники продолжают сжиматься. В нескольких регионах, однако, отдельные ледники вели себя по-другому и наступали, в то время как большинство других отступали (например, на побережьях Новой Зеландии, Норвегии и южной части Патагонии (Чили), или в горной системе Каракорум в Азии). В целом, наступление в этих регионах – это результат специфических топографических и/или климатических условий (например, увеличение осадков).

Леднику может потребоваться несколько десятилетий для того, чтобы его протяженность подстроилась к мгновенному изменению климата. Таким образом, большинство ледников в настоящее время имеют большие размеры, чем они имели бы, если бы находились в балансе с современным климатом. Поскольку время, необходимое для подстройки, возрастает пропорционально размеру ледника, более крупные ледники будут продолжать сокращаться в течение следующих нескольких десятилетий, даже если температуры стабилизируются. Более мелкие ледники также будут продолжать сокращаться, но они подстроят свою протяженность быстрее и многие в конечном счете исчезнут полностью.

На развитие каждого ледника в будущем и на то, исчезнет ли он, влияют многие факторы, как, например, его размеры, уклон, диапазон высот, распределение площади по высоте и характеристики его поверхности (например, степень покрытия обломочным материалом). Эти факторы существенно изменяются от региона к региону, а также от одного соседнего ледника к другому. Внешние факторы, такие как окружающий рельеф и климатический режим, также важны для эволюции ледника в будущем. В более коротких временных масштабах (одно или два десятилетия) каждый ледник реагирует на изменение климата индивидуально и с различными особенностями.

За периоды более длительные, чем приблизительно 50 лет, реакция носит более последовательный характер и менее зависит от местных особенностей окружающей среды, что означает, что долгосрочные тенденции в развитии ледника могут быть хорошо смоделированы. Такие модели построены на понимании основных физических принципов. Например, увеличение локальной средней температуры воздуха без изменения в количестве осадков вызовет смещение высоты линии равновесия (ВЛР; см. Глоссарий) вверх приблизительно на 150 м на каждый градус Цельсия потепления атмосферы. Такое смещение вверх и его последствия для ледников различного размера и диапазона высот проиллюстрированы на рисунке 1, ЧЗВ 4.2.

Первоначально, у всех ледников имеется область аккумуляции (белая) над ВЛР и область абляции (голубая) под ВЛР (ЧЗВ 4.2, рисунок 1а). По мере смещения ВЛР вверх область аккумуляции сокращается, а область абляции расширяется, таким образом увеличивая размеры области потери льда за счет таяния (ЧЗВ 4.2, рисунок 1b). Такое нарушение баланса приводит к полной потере льда. После нескольких лет край ледника отступает и область абляции уменьшается до тех пор, пока длина ледника не подстроится к новому климату (ЧЗВ 4.2, рисунок 1с). В случае, когда изменение климата достаточно велико, чтобы устойчиво поднять ВЛР выше самого высокого участка ледника (ЧЗВ 4.2, рисунок 1b, справа), ледник в конечном счете исчезнет полностью (ЧЗВ 4.2, рисунок 1с, справа). Более высоко расположенные ледники, которые сохраняют свою область аккумуляции, уменьшатся в размерах, но не исчезнут (ЧЗВ 4.2, рисунок 1с, левый и средний). Крупный долинный ледник может потерять большую часть своего языка, возможно оставив озеро на своем месте (ЧЗВ 4.2, рисунок 1с, левый). Помимо температуры воздуха на смещение ВЛР влияют также изменения в количестве и сезонности осадков. Динамика ледника (например, скорость движения) также играет роль, но не рассматривается в этой упрощенной схеме.

(продолжение на следующей странице)

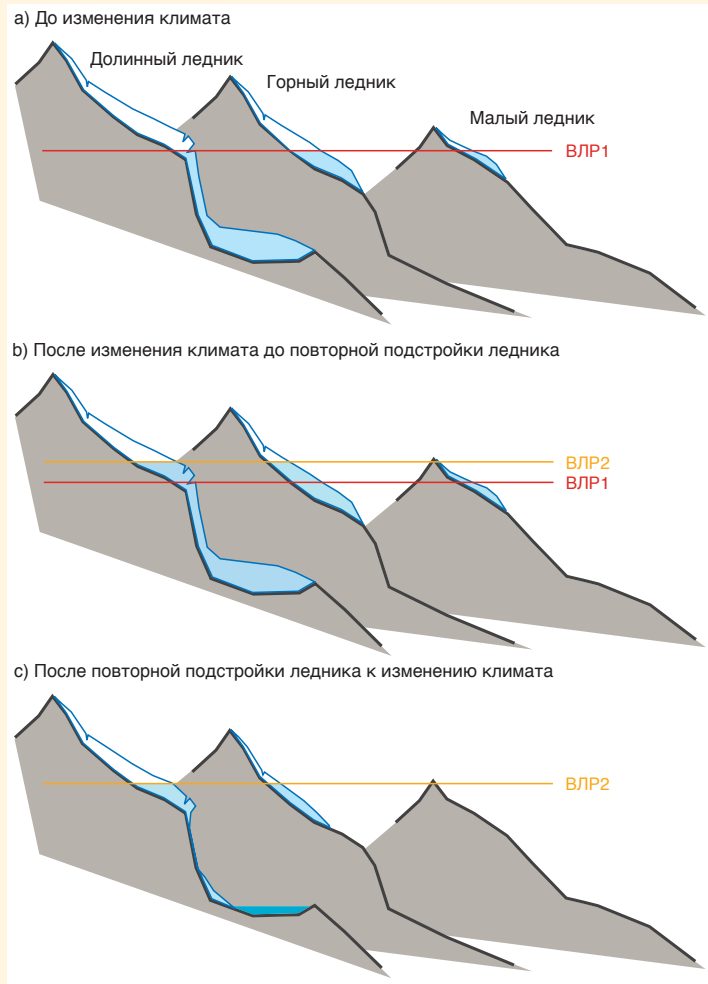
ЧЗВ 4.2 (продолжение)

Многие наблюдения подтвердили, что различные типы ледников действительно по-разному реагируют на недавнее изменение климата. Например, плоские, низкозалегающие языки крупных долинных ледников (такие, как на Аляске, в Канаде или Альпах) в настоящее время испытывают самые большие потери массы, в значительной степени независимо от ориентации склона, затенения или покрытия обломочным материалом. Этот тип ледника медленно подстраивает свою длину к новым климатическим условиям и реагирует, главным образом, уменьшением своей толщины без существенного отступления края. Напротив, менее крупные горные ледники с достаточно постоянным уклоном быстрее подстраиваются к новому климату, более быстро изменяя размеры своей области абляции (ЧЗВ 4.2, рисунок 1с, середина).

Долгосрочная реакция большинства типов ледников может быть очень хорошо определена на основе подхода, проиллюстрированного на рисунке 1, ЧЗВ 4.2. Однако трудно моделировать краткосрочную реакцию ледника или долгосрочную реакцию более сложных типов ледников (например тех, которые в большой степени покрыты обломочным материалом, питаются за счет снега лавин, имеют разьединенную область аккумуляции, носят пульсирующий характер или откалываются в воду). Эти случаи требуют детального знания других особенностей ледника, таких как баланс массы, распределение толщины льда и внутренняя гидравлика. Для большинства ледников во всем мире такие данные отсутствуют и их реакция на изменение климата может, таким образом, быть смоделирована только приближенно по упрощенной схеме, показанной на рисунке 1, ЧЗВ 4.2.

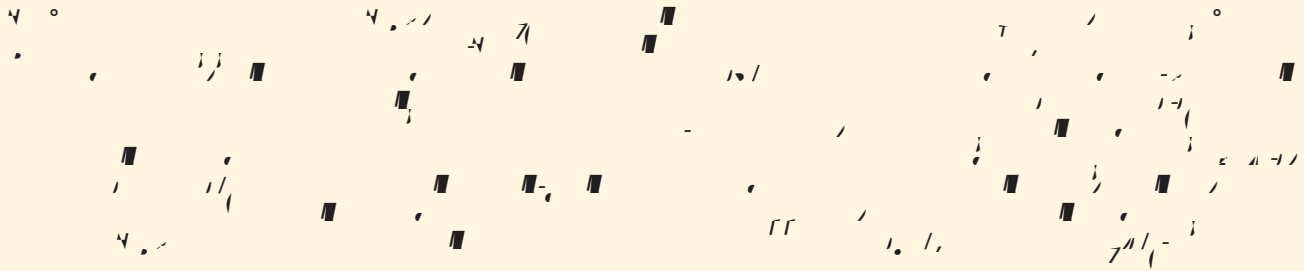
Например, в горной цепи Каракорум–Гималаи имеются ледники с большим разнообразием типов и климатических условий, а характеристики ледников все еще мало известны. Это делает определение их будущей эволюции особенно неоднозначным. Однако, как ожидают, в ближайшие годы эти пробелы в знании существенно уменьшатся благодаря более широкому использованию спутниковых данных (например для составления реестра ледников или определения скорости движения) и расширению наземной сети измерений.

В качестве резюме следует сказать, что судьба ледников будет неоднозначной в зависимости как от их характеристик, так и от будущих условий климата. Некоторые существующие ледники исчезнут, другие потеряют большую часть своих залегающих на небольшой высоте участков, а другие могут существенно не измениться. В случаях, когда ВЛР уже превышает высоту самого высокого участка конкретного ледника, ледник обречен на полное исчезновение, если климат не станет более холодным. Точно так же, все ледники исчезнут в тех регионах, где в будущем ВЛР поднимется выше уровня самых высоких их участков.



ЧЗВ 4.2, рисунок 1 | Схематическое представление трех типов ледников, расположенных на разных высотах, и их реакция на сдвиг вверх с высоты линии равновесия (ВЛР). а) Для данного климата ВЛР расположена на конкретном уровне (ВЛР1), и все ледники имеют определенный размер. б) Из-за роста температуры ВЛР сдвигается вверх к новому уровню (ВЛР2), что первоначально приводит к уменьшению области накопления и увеличению области абляции для всех ледников. в) После того, как размер ледника подстроился к новой ВЛР, ледник в долине (слева) утратил свой язык, а небольшой ледник (справа) исчез полностью.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 5.1 | Является ли Солнце главным фактором, вызвавшим недавние изменения климата?

Солнечное ядро представляет собой огромный термоядерный реактор, превращающий водород в гелий. При этом процессе образуется энергия, излучаемая во всю солнечную систему в виде электромагнитного излучения. Количество энергии, поступающей на верхнюю границу атмосферы, колеблется в зависимости от генерации и излучения электромагнитной энергии Солнцем и орбитального движения Земли вокруг Солнца.

Спутниковые приборы проводят прямые измерения ОСИ с 1978 г. и показывают, что в среднем около $1\ 361\ \text{Вт м}^{-2}$ достигают верхней границы атмосферы Земли. Участки поверхности Земли, загрязнение воздуха и облака играют роль зеркала и отражают около 30 % этой энергии обратно в космос. В периоды более активного Солнца ОСИ достигает более высоких значений. Солнечное излучение следует приблизительно 11-летнему циклу солнечных пятен: во время последнего цикла ОСИ колебалось в среднем приблизительно в пределах 0,1 %.

В доспутниковую эпоху вариации ОСИ оценивались по числу солнечных пятен (с 1610 г.) или по результатам анализа изотопов, образующихся в атмосфере и сохранившихся в полярных льдах и древесных кольцах. Четкие 50-100-летние периоды очень низкой солнечной активности, как, например, минимум Маундера между 1645 г. и 1715 г., часто именуются великими солнечными минимумами. Большинство оценок изменения ОСИ в период между минимумом Маундера и сегодняшним днем дают значения порядка 0,1 %, соответствующие амплитуде 11-летней изменчивости.

Как солнечная изменчивость может помочь объяснить данные о глобальной приземной температуре, наблюдаемой с 1870 г.? Для ответа на этот вопрос важно понять, что имеются и другие факторы изменения климата, причем каждый из них создает свои характерные режимы реагирования регионального климата. Тем ни менее, именно их комбинация вызывает наблюдаемые изменения климата. Изменчивость солнечной радиации и извержения вулканов представляют собой естественные факторы. С другой стороны, антропогенные (вызванные деятельностью человека) факторы включают изменения концентраций парниковых газов и выбросы видимых загрязнителей воздуха (аэрозолей) и других веществ в результате деятельности человека. «Внутренняя изменчивость» относится к колебаниям внутри климатической системы, например, из-за изменчивости погоды или таких явлений, как Эль-Ниньо - Южное колебание.

Относительные вклады естественных и антропогенных факторов меняются со временем. Рисунок 1, ЧЗВ 5.1, иллюстрирует эти относительные вклады на основе очень простых расчетов, в которых изменчивость средней глобальной приземной температуры является суммой четырех составляющих, линейно связанных с солнечным, вулканическим и антропогенным воздействиями и с внутренней изменчивостью. Глобальная приземная температура изменилась с 1870 по 2010 гг. приблизительно на $0,8\ ^\circ\text{C}$ (ЧЗВ 5.1, рисунок 1а). Тем ни менее, это увеличение не является устойчивым: временами влияние факторов, приводящих к охлаждению поверхности Земли (вулканические извержения, низкая солнечная активность, большинство антропогенных аэрозольных выбросов) перевешивает влияние факторов, которые способствуют нагреву поверхности, а внутренняя изменчивость климатической системы вызывает дополнительные изменения, не связанные с внешним воздействием.

Вклад солнечной радиации в изменения глобальной приземной температуры определяется 11-летним солнечным циклом, который может объяснить колебания глобальной температуры до величины около $0,1\ ^\circ\text{C}$ от минимума до максимума (ЧЗВ 5.1, рисунок 1b). Долгосрочный восходящий тренд солнечной активности в начале XX века мог усилить процесс потепления в течение этого периода вместе с внутренней изменчивостью, увеличением парниковых газов и приостановкой вулканической активности. Однако он не может объяснить увеличение температуры, наблюдающееся со второй половины 1970-х годов, к тому же с 1986 г. по 2008 г. отмечался слабый нисходящий тренд ОСИ (главы 8 и 10).

Вулканические извержения вносят вклад в изменение глобальной приземной температуры в виде эпизодического выброса аэрозолей в атмосферу, что охлаждает поверхность Земли (ЧЗВ 5.1, рисунок 1c). Крупные вулканические извержения, такие как извержение вулкана Пинатубо в 1991 г., могут привести к охлаждению поверхности приблизительно на $0,1\ ^\circ\text{C}$ - $0,3\ ^\circ\text{C}$ в течение трех лет.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 5.1 (продолжение)

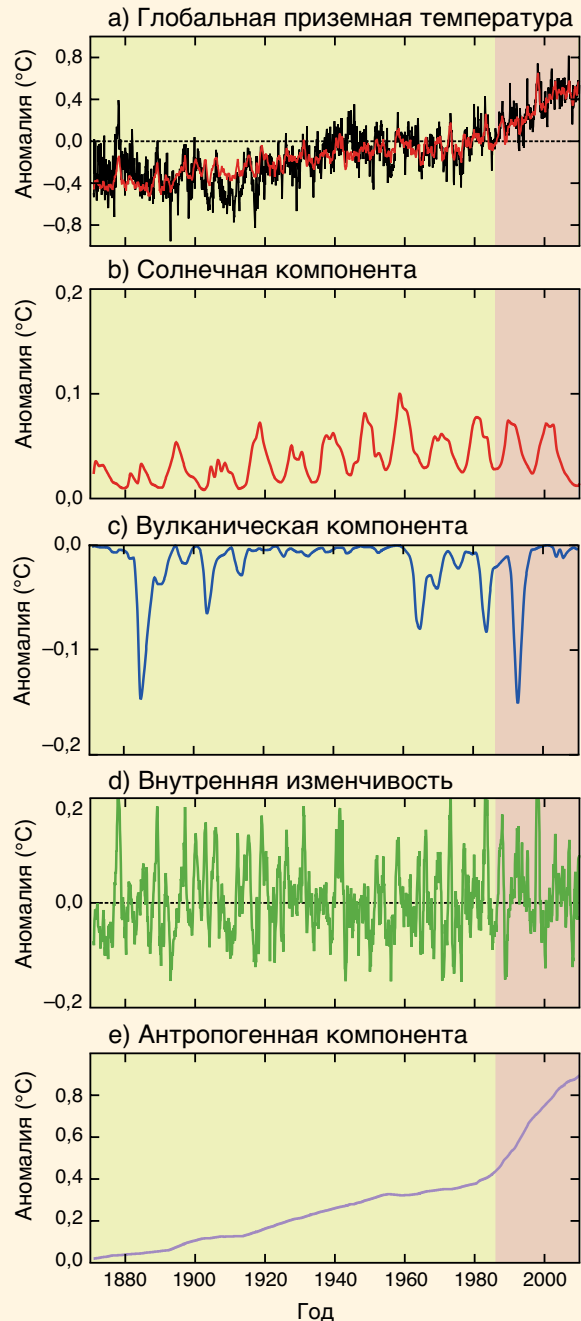
Наиболее важным компонентом внутренней климатической изменчивости является Эль-Ниньо-Южное колебание, которое оказывает главное влияние на межгодовые вариации средней температуры в тропиках и средней глобальной температуры (ЧЗВ 5.1, рисунок 1d). Относительно высокие годовые температуры отмечались в периоды Эль-Ниньо, например в 1997-1998 гг.

Вариабельность наблюдаемых глобальных приземных температур с 1870 г. по 2010 г. (рисунок 1а) отражает совместное влияние естественных (солнечного, вулканического, внутреннего; ЧЗВ 5.1, рисунок 1 b-d) факторов, накладывающихся на мультideкадный тренд потепления под влиянием антропогенных факторов (ЧЗВ 5.1, рисунок 1 е).

До 1870 г., когда антропогенные выбросы парниковых газов и аэрозолей были не столь велики, изменения в солнечной и вулканической активности и внутренняя изменчивость играли более важную роль, хотя конкретные вклады этих индивидуальных факторов в глобальную приземную температуру не вполне ясны. Минимумы солнечной активности, длящиеся несколько десятилетий, были часто связаны с холодными условиями. Однако в эти периоды также проявлялось влияние вулканических извержений, что затрудняло количественную оценку вклада солнечной радиации.

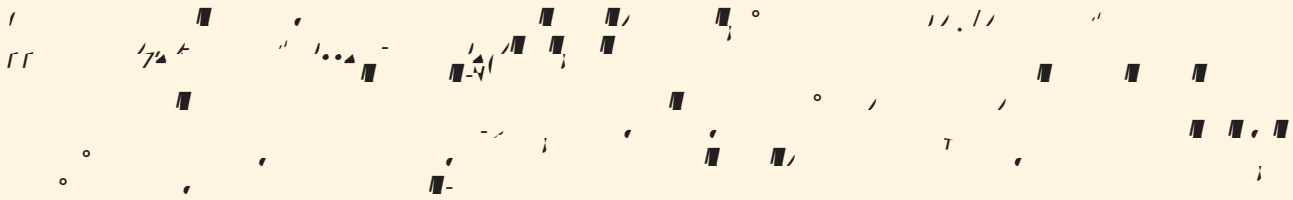
Изменения солнечной активности были связаны с изменениями климата приземного слоя и атмосферной циркуляции в региональном масштабе в Индо-Тихоокеанском, Северо-Азиатском и Северо-Атлантическом регионах. Механизмы, усиливающие региональные эффекты сравнительно слабых флуктуаций ОСИ в приблизительно 11-летнем солнечном цикле, включают динамические взаимодействия между нижней и верхней атмосферой, или между температурой поверхности океана и атмосферой, и слабо влияют на средние глобальные температуры (см. вставку 10.2)

Наконец, ослабление солнечной активности в период последнего минимума солнечного излучения несколько лет назад (ЧЗВ 5.1, рисунок 1 b) поднимает вопрос о его будущем влиянии на климат. Несмотря на неопределенности относительно будущей солнечной активности, имеется то, что воздействия солнечной активности в промежутке между максимумами и минимумами будут гораздо слабее, чем изменения, вызванные антропогенными воздействиями.



ЧЗВ 5.1, рисунок 1 | Аномалии глобальной приземной температуры с 1870 по 2010 гг. и влияющие на них естественные (солнечные, вулканические и внутренние) и антропогенные факторы. а) Ход глобальной приземной температуры (1870-2010 гг.) относительно средней глобальной приземной температуры воздуха за 1961-1990 гг. (черная линия). Смоделированное изменение глобальной приземной температуры (а: красная линия), полученное с учетом суммарного воздействия на температуру естественных (b, c, d) и антропогенных факторов (е). б) Оценка реакции температуры на воздействие солнечной радиации. в) Оценка реакции температуры на воздействие вулканических извержений. г) Оценка изменчивости температуры за счет внутренней изменчивости, в данном случае связанной с Эль-Ниньо – Южным колебанием. е) Оценка реакции температуры на антропогенное воздействие, представляющее собой потепление, вызванное парниковыми газами, и похолодание, вызванное большинством аэрозолей.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 5.2 Насколько необычными являются темпы изменения нынешнего уровня моря?

«Уровень моря» обычно представляется точкой, в которой океан соприкасается с сушей. Специалисты по наукам о Земле определяют уровень моря как показатель положения морской поверхности относительно суши, каждая из которых может перемещаться относительно центра Земли. Показатель уровня моря, таким образом, отражает комбинацию геофизических и климатических факторов. Геофизические факторы, влияющие на уровень моря, включают опускание или подъем суши и ледниковые изостатические подстройки - реакцию системы суша-океан на изменения распределения масс на Земле, а именно льда в океане и на суше.

Влияние климата включает в себя колебания температуры океана, которые приводят к расширению или сжатию морской воды, изменениям в объеме ледников и ледяного покрова и сдвигам в океанских течениях. Локальные и региональные изменения в этих геофизических факторах создают существенные отклонения от глобальной оценки средних темпов изменения уровня моря. Например, локальный уровень моря падает темпами, приближающимися к 10 мм год^{-1} вдоль северного берега Швеции (Ботнический залив) из-за продолжающегося подъема, вызванного таянием континентального льда после последнего ледникового периода. В противоположность этому, южнее Бангкока в период с 1960 по 2005 гг. уровень моря рос со скоростью $\sim 20 \text{ мм год}^{-1}$, преимущественно в результате оседания суши из-за откачки грунтовых вод.

В течение последних ~ 150 лет изменение уровня моря регистрировалось с помощью мареографов, а в последние 20 лет – спутниковыми альтиметрами. Для пересекающегося периода времени эти два массива данных дают сопоставимые результаты. Глобально осредненные темпы роста уровня моря, составляющие $\sim 1,7 \pm 0,2 \text{ мм год}^{-1}$ в течение XX столетия, и приблизительно вдвое большие в последние два десятилетия, могут показаться маленькими по сравнению с данными наблюдений за волнами и приливными колебаниями на всем земном шаре, которые могут быть на порядок выше. Однако если эти темпы сохранятся в течение длительных промежутков времени, то их значения повлекут за собой важные последствия для густонаселенных, низко расположенных прибрежных районов, где даже небольшое повышение уровня моря может привести к затоплению больших областей суши.

Для доинструментального периода локальные темпы изменения уровня моря оцениваются по косвенным данным, а именно меткам в осадочных, ископаемых и археологических слоях. Эти косвенные данные ограничены в пространстве и отражают как локальные, так и глобальные условия. Однако реконструкция глобального сигнала упрощается в случаях, когда отдельные косвенные данные из широкого набора различных экологических параметров создают общий сигнал. Важно отметить, что геологические данные, особенно те, которые относятся к периоду до примерно 20 000 лет назад, чаще всего отражают изменения уровня моря только в масштабе тысячелетий. Таким образом, оценки изменения уровня моря в масштабах столетий основываются на информации, отражающей тысячелетние изменения, но необходимо признать, что такие данные не обязательно исключают более быстрые темпы изменения уровня моря в масштабах столетий.

Реконструкции хода уровня моря за последние два тысячелетия дают возможность использовать косвенные данные для периода, пересекающегося с периодом инструментальных наблюдений и простирающегося за его пределы. Недавним примером этого являются отложения в соляных болотах на атлантическом побережье США, совмещенные с реконструкциями хода уровня моря на основе данных мареографов и модельных прогнозов в целях документирования средних темпов изменения уровня моря с конца XIX века, равного $2,1 \pm 0,2 \text{ мм год}^{-1}$. Этот длящийся столетие подъем уровня моря превышает темпы любого другого векового изменения за весь 2000-летний период, для которого имеются данные по тому же самому участку берега.

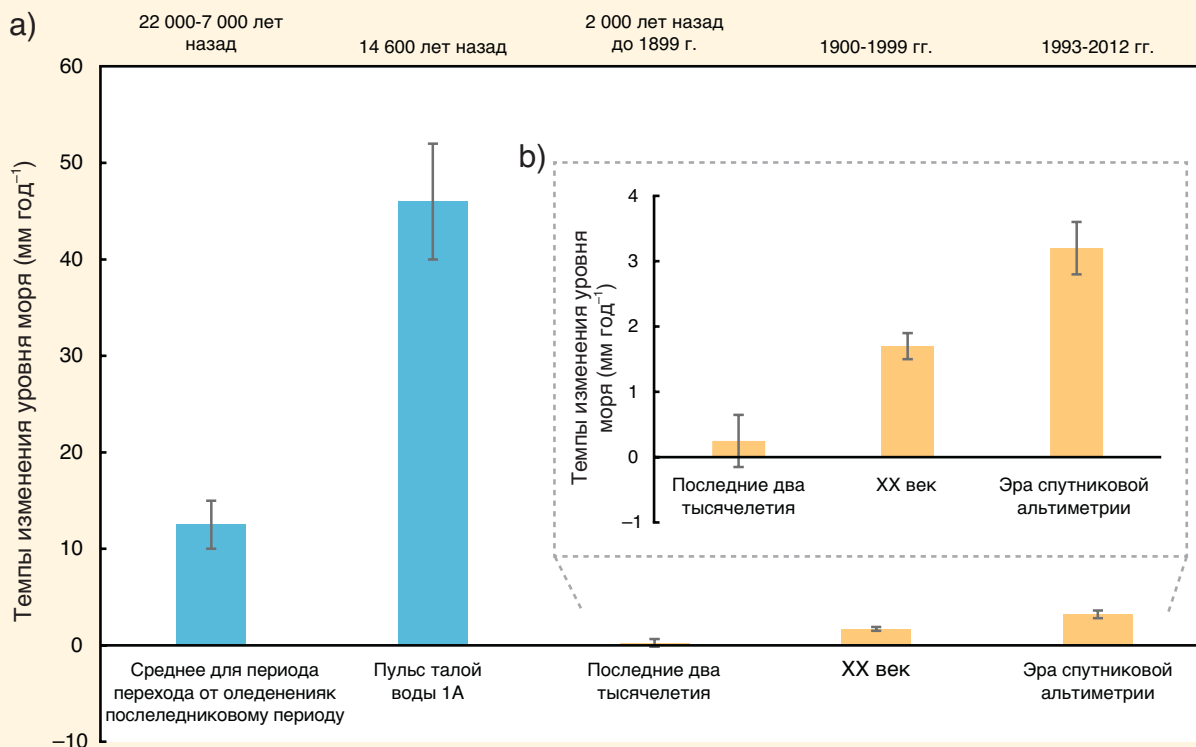
В более продолжительных масштабах времени иногда встречаются гораздо более быстрые темпы и большие амплитуды изменений уровня моря. Ледниковый–межледниковый климатические циклы за последние 500 000 лет привели к изменениям уровня моря на величину от 120 до 140 м. Большая часть этого изменения произошла в течение 10 000-15 000 лет тому назад во время перехода от ледникового к послеледниковому периоду и имела средние темпы $10\text{-}15 \text{ мм год}^{-1}$. Такие большие скорости устойчивы только при выходе Земли из периода экстремального оледенения, когда большие ледниковые массы соприкасаются с океанами. Например, как показывают отложения ископаемых коралловых рифов, во время перехода от последнего ледникового максимума (около 21 000 лет тому назад) к современному межледниковому периоду (голоцену, последние 11 650 лет) глобальный уровень моря резко вырос на 14 -18 м за менее чем 500 лет. Это явление известно как пульс талой воды 1А, при котором темпы роста уровня моря достигали более 40 мм год^{-1} .

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 5.2 (продолжение)

Эти примеры для более длительных временных масштабов указывают на более высокие, чем наблюдающиеся сегодня, темпы изменения уровня моря, но нужно помнить, что все они имели место при особых обстоятельствах: во время перехода от полного обледенения к межледниковым условиям; в местах, где продолжают проявляться долгосрочные последствия этих переходов; в местах крупных тектонических сдвигов или в крупных дельтах, где преобладает опускание, обусловленное уплотнением отложений, иногда усиленное выдавливанием воды из земли.

Результаты инструментальных наблюдений и геологические данные поддерживают вывод о том, что современные темпы изменения глобального среднего уровня моря являются необычными при сравнении с теми, которые наблюдались и/или были оценены за два последних тысячелетия. По геологическим данным наблюдались более высокие темпы, особенно в период перехода от периода оледенения к послеледниковому периоду.



ЧЗВ 5.2, рисунок 1 | а) Оценки средних темпов изменения глобального среднего уровня моря (в мм год⁻¹) для пяти отдельных интервалов времени: последний переход от оледенения к послеледниковому периоду; пульс талой воды 1А; последние два тысячелетия; XX век; эра спутниковой альтиметрии (1993-2012 гг.). Голубые колонки обозначают временные интервалы перехода от периода оледенения к послеледниковому периоду, а оранжевые колонки обозначают современный межледниковый период. Черные линии показывают интервалы вероятных значений изменений среднего глобального уровня моря. Обратите внимание на более высокие темпы изменения глобального уровня моря, характерные для перехода от периода оледенения к послеледниковому периоду. б) Увеличенный в масштабе ход скорости глобального среднего уровня моря в течение трех временных интервалов современного межледникового периода.

Часто задаваемые вопросы

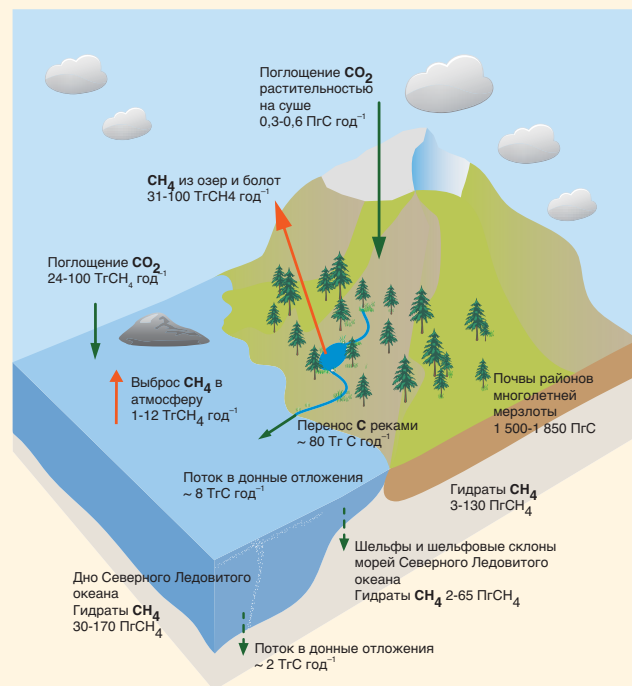
ЧЗВ 6.1 | Может ли существенно усилить потепление быстрый выброс метана и диоксида углерода, образующийся в результате таяния многолетней мерзлоты или потепления океана?

Грунты многолетней мерзлоты на суше и океанских шельфах содержат большие объемы органического углерода, который должен оттаять и подвергнуться разложению микробами прежде, чем он сможет выделиться - преимущественно в виде CO_2 . Там, где содержание кислорода ограничено, как в переувлажненных почвах, некоторые микробы также образуют метан.

На суше многолетняя мерзлота покрыта поверхностным «активным слоем», который оттаивает летом и формирует часть экосистемы тундры. Если весенние и летние температуры в среднем повысятся, толщина активного слоя возрастет, делая большее количество углерода доступным для микробиологического разложения. Однако при увеличении температуры летних сезонов увеличилось бы поглощение диоксида углерода арктической растительностью путем фотосинтеза. Это означает, что углеродный баланс Арктики является хрупким и определяется соотношением между увеличенным поглощением и увеличенным выбросом углерода.

Также важны гидрологические условия во время летнего оттаивания. Таяние больших масс избыточного льда на суше может создать условия застоя воды в лужах и озерах, где недостаток кислорода вызовет образование метана. Сложность арктического ландшафта приводит к тому, что в условиях потепления климата мы имеем

в отношении того, какой из этих разных процессов мог бы стать преобладающим в региональном масштабе. Диффузия тепла и таяние многолетней мерзлоты требуют времени (фактически, многолетняя мерзлота в глубоких слоях Арктики может рассматриваться в качестве реликта последнего оледенения, который все еще продолжает медленно разрушаться), так что любая существенная потеря углерода в почве районов многолетней мерзлоты будет происходить в больших временных масштабах. *(продолжение на следующей странице)*



ЧЗВ 6.1 , рисунок 1 | Упрощенное графическое изображение основных современных хранилищ и потоков углерода в Арктической области, включая многолетнюю мерзлоту на суше, континентальном шельфе и в океане. (Адаптировано из McGuire et al., 2009; and Tarnocai et al., 2009). $\text{TgC} = 10^{12} \text{ гC}$, и $\text{PgC} = 10^{15} \text{ гC}$.

ЧЗВ 6.1 (продолжение)

При наличии достаточного количества кислорода разложение органического вещества в почве сопровождается выделением микробами тепла (аналогично компосту), которое в летний период может стимулировать дальнейшее оттаивание многолетней мерзлоты. В зависимости от содержания в многолетней мерзлоте углерода и льда, а также от гидрологического режима, этот механизм в условиях потепления климата мог бы запустить процесс довольно быстрого локального разрушения многолетней мерзлоты.

Модельные исследования динамики многолетней мерзлоты указывают на сравнительно медленную положительную обратную связь во временных масштабах в сотни лет. В период до 2100 г. могло бы выделиться до 250 ПгС в виде CO_2 и до 5 Пг в виде CH_4 . Поскольку метан имеет более высокий потенциал потепления за счет парникового эффекта, это соответствует дополнительным 100 ПгС в эквиваленте CO_2 , выброшенным до 2100 г. Эти объемы одинаковы по величине с теми, которые выделяются за счет других биохимических обратных связей, например дополнительного CO_2 , выделяемого при глобальном потеплении почв суши. Однако современные модели не отражают всех сложных процессов в Арктике, происходящих при таянии многолетней мерзлоты, таких как образование озер и прудов.

Гидраты метана представляют собой другую форму замёрзшего углерода, встречающуюся в почвах с глубоким слоем многолетней мерзлоты, на океанских шельфах, шельфовых склонах и в донных отложениях в более глубоких районах океана. Они состоят из метана и кластеров молекул воды, которые устойчивы только в определенном диапазоне низких температур и высокого давления. На суше и в океане большинство этих гидратов образуются из биогенного углерода морского или наземного происхождения, подвергшегося разложению при отсутствии кислорода и запертого в водной среде при подходящих условиях температуры и давления.

Любое потепление почв в районах многолетней мерзлоты, океанских вод и отложений и/или изменение давления могут дестабилизировать эти гидраты с выделением содержащегося в них CH_4 в океан. Во время крупных, более спорадических выбросов, часть этого CH_4 могла бы также выделиться в атмосферу. Имеются большие залежи этих гидратов: только в Арктике количество CH_4 , накопленного в гидратах, может более чем в 10 раз превышать количество CH_4 , находящегося в настоящее время в глобальной атмосфере.

Как и оттаивание многолетней мерзлоты, высвобождение гидратов на суше – это процесс медленный, занимающий от десятилетий до столетий. Для более глубоких океанских районов и донных отложений потребуется еще больше времени, от сотен до тысяч лет, для того, чтобы достаточно прогреться для дестабилизации находящихся внутри них гидратов. Кроме того, для того, чтобы стать активным, метан, выделенный в глубоких водах, должен достичь поверхности и атмосферы, но большая его часть, как можно ожидать, будет поглощена микроорганизмами до того, как он попадет туда. Только CH_4 из гидратов на мелководных шельфах, таких как шельф в Северном Ледовитом океане к северу от Восточной Сибири, может реально достичь атмосферы и оказать влияние на климат.

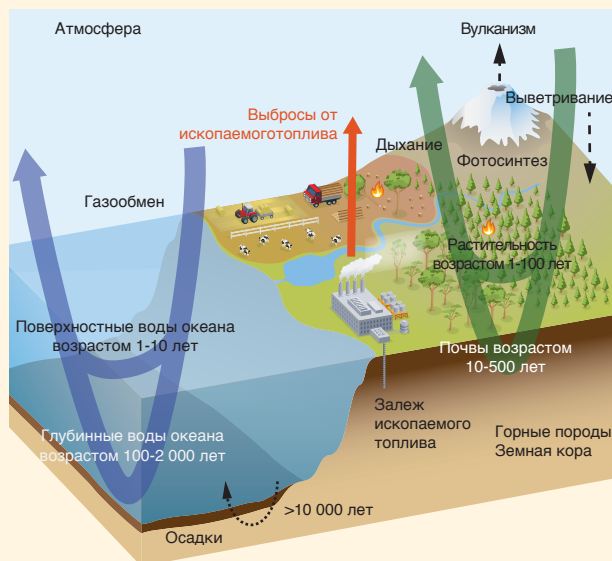
В нескольких последних исследованиях получены данные о локально значимых выбросах CH_4 на сибирском шельфе арктических морей и из сибирских озер. Неизвестно, какая часть этого CH_4 образуется из разлагающегося органического углерода, и какая – за счет дестабилизации гидратов. Также нет доступных данных для определения того, были ли эти источники стимулированы недавним региональным потеплением или же они существовали всегда – возможно, что эти утечки CH_4 существовали в течение всего времени после таяния ледника. В любом случае, эти источники вносят очень малый вклад в глобальный баланс CH_4 - менее 5 %. Это также подтверждается наблюдениями за концентрацией атмосферного метана, которые не показывают существенного увеличения над Арктикой.

Однако модельные исследования и экспертные оценки показывают, что при потеплении Арктики выбросы CH_4 и CO_2 увеличатся и создадут положительную обратную связь. В масштабах нескольких столетий эта обратная связь будет умеренной, с величиной, аналогичной другим обратным связям между климатом и наземной экосистемой. Однако в масштабах тысячелетий и более выбросы из многолетней мерзлоты и шельфов/шельфовых склонов гораздо более важны, поскольку они обусловлены наличием крупных хранилищ углерода и гидрата метана.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 6.2 | Что происходит с диоксидом углерода после его выброса в атмосферу?

CO₂ представляет собой по большей части неактивный газ, который быстро перемешивается во всей тропосфере менее чем за год. В отличие от активных химических веществ в атмосфере, таких как метан, которые выводятся и выпадают за счет процессов осаждения, углерод, вместо этого, перераспределяется между различными резервуарами глобального углеродного цикла и, в конце концов, возвращается в атмосферу в различных масштабах времени. На рисунок 1, ЧЗВ 6.2, приведена упрощенная диаграмма глобального углеродного цикла. Незамкнутые стрелки характеризуют типичные временные интервалы переноса атомов углерода через разные резервуары.



ЧЗВ 6.2, рисунок 1 | Упрощенная схема глобального углеродного цикла, демонстрирующая типичный масштаб времени оборота для переносов углерода через основные резервуары.

воды переносят углерод от поверхности в глубинные слои океана. Морская биота также перераспределяет углерод: морские организмы наращивают органические ткани и кальциевые раковины в поверхностных водах, которые после своего отмирания погружаются в более глубокие воды, где за счет растворения и микробиологического разложения пополняют резервуар растворенного неорганического углерода. Небольшая доля достигает морского дна и захоранивается в донных осадках.

Дополнительный углерод из антропогенных выбросов создает эффект увеличения парциального давления CO₂ в атмосфере, которое, в свою очередь, усиливает обмен молекулами CO₂ между воздухом и морем. В результате неглубокие поверхностные воды океана достигают баланса с атмосферой в течение одного года или двух лет.

Перемещение углерода с поверхности на средние глубины и в более глубокие воды занимает больше времени - от десятилетий до многих веков. В еще более значительных временных масштабах в результате закисления океана поглощаемым диоксидом углерода происходит растворение карбонатных осадков на морском дне, что еще больше усиливает поглощение океаном. Однако согласно современным представлениям, если не произойдет существенного изменения циркуляции океана, то условия развития планктона останутся приблизительно неизменными поскольку они ограничиваются, главным образом, экологическими факторами, такими как биогены и освещенность, а не наличием неорганического углерода, который не вносит существенного вклада в поглощение антропогенного CO₂ океаном.

До начала индустриальной эры глобальный углеродный цикл был приблизительно сбалансированным. Это следует из измерений в ледяных ядрах, которые показывают почти постоянную концентрацию CO₂ в атмосфере в течение последних нескольких тысяч лет до индустриальной эры. Однако антропогенные выбросы двуоксида углерода в атмосферу нарушили это равновесие. По мере роста глобальной концентрации CO₂ процессы обмена CO₂ с поверхностью океана и растительностью изменяются, так же, как и процессы последующего обмена внутри и между резервуарами углерода на суше, в океане и, в конечном счете, в земной коре. Таким путем дополнительный углерод перераспределяется в глобальном углеродном цикле до тех пор, пока обмен углеродом между различными его резервуарами достигнет нового, приблизительного баланса.

Над океаном молекулы CO₂ проходят через раздел воздух-море за счет процесса газообмена. В морской воде CO₂ взаимодействует с молекулами воды и образует угольную кислоту, которая очень быстро реагирует с большим объемом растворенного неорганического углерода (ионами бикарбоната и карбоната) в океане. Течения и опускающиеся плотные

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 6.2 (продолжение)

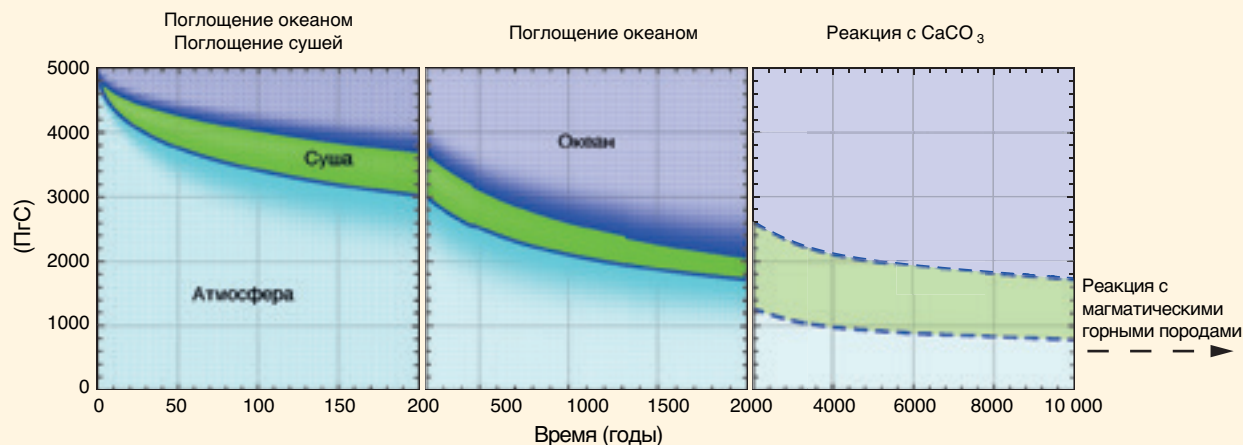
На суше растительность поглощает CO_2 при фотосинтезе и превращает его в органическое вещество. Часть этого углерода немедленно возвращается в атмосферу в виде CO_2 при дыхании растений. Остальное используется растениями для роста. Отмершее вещество растительности попадает в почву и, в конечном счете, разлагается микроорганизмами, а затем возвращается при дыхании обратно в атмосферу в виде CO_2 . Кроме того, углерод в растительности и почвах также преобразуется в CO_2 пожарами, насекомыми, травоядными животными, а также при сборе растений и последующем потреблении их домашним скотом или людьми. Помимо этого некоторое количество углерода переносится в океан ручьями и реками.

Увеличение CO_2 в атмосфере стимулирует фотосинтез и, соответственно, поглощение углерода. В дополнение к этому повышенные концентрации CO_2 помогают растениям в засушливых районах более эффективно использовать почвенную влагу. Это, в свою очередь, увеличивает биомассу в растительности и почвах и, тем самым, способствуют стоку углерода на суше. Однако величина этого стока также сильно зависит от других факторов, таких как наличие достаточного количества воды и питательных веществ.

Сопряженные модели углеродного цикла и климата показывают, что при потеплении климата меньшее количество углерода поглощается океаном и сушей, создавая положительную обратную связь с климатом. Много различных факторов вносят вклад в этот эффект: например в более теплой воде растворимость CO_2 уменьшается, так что изменения в химических реакциях углерода приводят к уменьшению поглощения избыточного атмосферного CO_2 . На суше более высокие температуры способствуют увеличению длительности вегетационного периода в умеренных и высоких широтах, но также увеличивают интенсивность выделения почвенного углерода при дыхании.

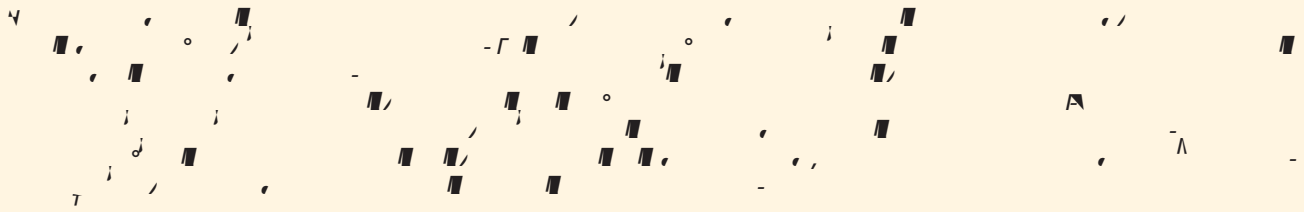
Время, необходимое для достижения нового баланса в распределении углерода, зависит от сроков переноса углерода через различные резервуары, который происходит в разных временных масштабах. Углерод сначала перераспределяется между «быстрыми» резервуарами углерода, такими как, атмосфера, поверхностные слои океана, растительность на суше и почвы во временных масштабах до нескольких тысяч лет. В более длительных временных масштабах важными становятся очень медленные вторичные геологические процессы - растворение карбонатных осадков и захоронение осадков в земной коре.

Рисунок 2, ЧЗВ 6.2, иллюстрирует разложение большого количества избыточного CO_2 (5 000 ПгС или приблизительно в 10 раз большее, чем кумулятивный CO_2 , выделенный с начала индустриальной эры до настоящего времени), выброшенного в атмосферу, и то каким образом он с течением времени перераспределяется между сушей и океаном. В течение первых 200 лет океан и суша поглощают одинаковое количество углерода. В более длительных временных масштабах преобладает поглощение океаном, поскольку он является более крупным по размеру резервуаром (~38 000 ПгС) по сравнению с сушей (~4 000 ПгС) и атмосферой (589 ПгС до индустриальной эры). С учетом химии океана размер первоначального поступления является важным: больший объем выброса предполагает, что большая доля CO_2 останется в атмосфере. По прошествии 2 000 лет атмосфера будет по-прежнему содержать от 15 % до 40 % первоначальных выбросов CO_2 . Дальнейшее снижение за счет растворения карбонатных осадков и реакции с вулканическими горными породами, таких как выветривание силикатов и захоронение осадков, займет время от, приблизительно, десятков до и сотен тысяч лет, или даже более того.



ЧЗВ 6.2, рисунок 2 | Уменьшение избыточного количества CO_2 в 5 000 ПгС, выброшенного в атмосферу в начальный момент времени, и его последующее перераспределение между сушей и океаном как функция времени, рассчитанные по совместным моделям углеродного цикла и климата. Ширина цветных диапазонов указывает на величину поглощения углерода соответствующим резервуаром. Слева и посередине представлены средние по нескольким моделям значения по данным проекта по сравнению моделей (Joos et al., 2013). Справа показаны результаты более долговременного перераспределения, включая растворение в океане карбонатных осадков, рассчитанного по модели системы Земля промежуточной сложности (по Archer et al., 2009b).

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 7.1 | Как облака влияют на климат и изменение климата?

Начиная с 1970-х годов ученые осознали критическую важность облаков для климатической системы и изменения климата. Облака влияют на климатическую систему самыми разными путями. Они создают осадки (дождь и снег), которые необходимы для большинства форм жизни на суше. Они нагревают атмосферу при конденсации водяного пара. Хотя некоторая часть сконденсировавшейся влаги вновь испаряется, осадки, достигающие поверхности, характеризуют результирующее нагревание воздуха. Облака сильно влияют на перенос через атмосферу как солнечного света (нагревающего планету), так и инфракрасной радиации (охлаждающей планету при ее излучении в космическое пространство). Наконец, в облаках имеются мощные восходящие потоки, которые способны быстро переносить воздух из приземного слоя до больших высот. Восходящие потоки переносят энергию, влагу, количество движения, малые газовые составляющие и аэрозольные частицы. На протяжении десятилетий климатологи используют как наблюдения, так и моделирование для исследования того, как меняются облака в зависимости от ежедневной погоды, сезонного цикла и при межгодовых изменениях, таких, как изменения, связанные с Эль-Ниньо.

Все облачные процессы имеют свойство меняться при изменении состояния климата. Обусловленные облаками обратные связи представляют большой интерес в контексте изменения климата. Любое изменение в том или иной облачном процессе, вызванное изменением климата и, в свою очередь, влияющее на климат, представляет собой обратную связь между облаками и климатом. Поскольку облака интенсивно взаимодействуют как с солнечной, так и с инфракрасной радиацией, малые изменения в облачности могут потенциально оказать влияние на климатическую систему.

Предложено множество возможных обратных связей между облаками и климатом, предполагающих изменения количества облаков, высоты их верхней границы и/или отражаемости облаков (см. ЧЗВ 7.1, рисунок 1). Как последовательно следует из научных публикаций, облака верхнего яруса усиливают глобальное потепление при их взаимодействии с инфракрасной радиацией, излучаемой атмосферой и поверхностью. Однако имеется меньшая определенность относительно обратных связей, обусловленных облаками нижнего яруса, и относительно обратных связей, вызываемых количеством и отражаемостью облаков в целом.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 7.1, рисунок 1 | Схематическое представление важных механизмов обратных связей облаков.

ЧЗВ 7.1 (продолжение)

Мощные высокие облака эффективно отражают солнечную радиацию, а как мощные, так и тонкие высокие облака сильно ослабляют количество инфракрасной радиации, излучаемой атмосферой и поверхностью. Взаимная компенсация этих двух воздействий делает приземную температуру несколько менее чувствительной к изменениям количества облаков верхнего яруса, чем к изменениям количества облаков нижнего яруса. Эта компенсация могла бы перестать действовать, если бы имелся систематический сдвиг от мощных высоких облаков к тонким перистым облакам или наоборот. Хотя такая возможность не может быть исключена полностью, она в настоящее время не подтверждается какими-либо данными. С другой стороны, изменения высоты облаков верхнего яруса (для данного их количества) могут сильно повлиять на приземную температуру. Подъем облаков верхнего яруса ослабляет инфракрасную радиацию, излучаемую в космос поверхностью и атмосферой, но оказывает слабое воздействие на отраженную солнечную радиацию. Имеются серьезные свидетельства такого подъема в условиях более теплого климата. Это усиливает глобальное потепление в результате предотвращения ухода из климатической системы части дополнительной инфракрасной радиации, излучаемой атмосферой и поверхностью.

Облака нижнего уровня отражают много солнечной радиации обратно в космос, но для данного состояния атмосферы и подстилающей поверхности они оказывают лишь слабое влияние на инфракрасную радиацию, излучаемую Землей в космос. В результате они оказывают, в целом, охлаждающее воздействие на современный климат; в меньшей степени это справедливо для облаков среднего яруса. Для условий будущего климата, в котором повышение температуры обусловлено увеличением концентрации парниковых газов, большинство из оцененных МГЭИК климатических моделей предсказывают уменьшение количества облаков нижнего и среднего ярусов, что увеличит поглощение солнечной радиации и, таким образом, будет способствовать усилению потепления. Однако степень такого уменьшения сильно зависит от используемой модели.

Имеются также другие механизмы, посредством которых характеристики облаков могут изменяться в условиях более теплого климата. Изменения полей ветра и траекторий циклонов могут воздействовать на региональную структуру и сезонные режимы облачности и осадков. Некоторые исследования указывают на то, что одна из таких тенденций, наблюдающаяся в климатических моделях, а именно, смещение к полюсу облаков, связанных с траекториями циклонов средних широт, уже проявляется в данных наблюдений. Этот процесс также мог бы усилить глобальное потепление в результате смещения облаков в регионы, получающие меньшее количество солнечной радиации. Большее количество облаков может быть образовано из жидких капель, мелких, но многочисленных, и отражающих назад в космос больше радиации, чем облако, состоящее из более крупных кристаллов той же суммарной массы. Тонкие перистые облака, которые создают результирующий эффект потепления и трудно воспроизводятся в моделях, могут изменяться с помощью механизмов, не поддающихся моделированию, хотя какие-либо свидетельства этого отсутствуют. Другие процессы могут иметь региональное значение, например характер взаимодействий облачности с поверхностью может меняться над океаном с тающим морским льдом и над суши с ослабленной транспирацией растительности.

Еще нет пока широко признанных способов выявления обратных связей глобальной облачности по данным наблюдений долговременных трендов облачности или ее изменчивости в меньших временных масштабах. Тем не менее, все модели, использованные в настоящей оценке (и двух предыдущих оценках МГЭИК) дают результирующие обратные связи облачности, которые либо усиливают антропогенное потепление за счет парниковых газов, либо оказывают слабое общее воздействие. Обратные связи не «вводятся» в модели, но возникают в результате облачных процессов в моделируемой атмосфере и их влияния на потоки и трансформации энергии в климатической системе. Различия в интенсивности обратных связей облачности, создаваемых различными моделями, по большей степени вызваны различной чувствительностью моделей к изменениям концентрации парниковых газов.

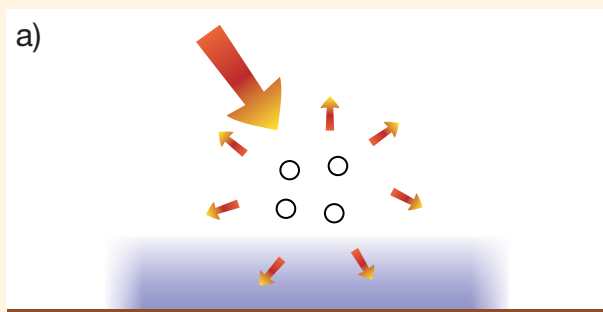
Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 7.2 | Как аэрозоли влияют на климат и изменение климата?

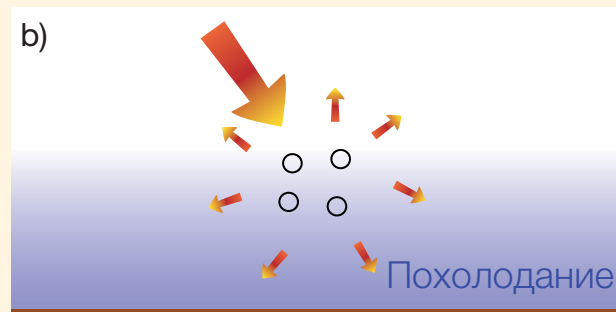
Атмосферные аэрозоли имеют типичное время жизни от одного дня до двух недель в тропосфере и около одного года в стратосфере. Они сильно варьируют в размерах, химическом составе и форме. Некоторые аэрозоли, такие как пыль и морские брызги, полностью или частично имеют морское происхождение, тогда как другие аэрозоли, такие как сульфаты и дым, образуются как из естественных, так и антропогенных источников.

Аэрозоли влияют на климат разными способами. Во-первых, они рассеивают и поглощают солнечную радиацию, что изменяет радиационный баланс Земли (см. ЧЗВ 7.2, рисунок 1). Аэрозольное рассеяние, как правило, увеличивает отражение радиации планетой и способствует тому, чтобы сделать климат более холодным, тогда как аэрозольное поглощение оказывает противоположное действие и способствует нагреванию климатической системы. Баланс между охлаждением и нагреванием зависит от характеристик аэрозоля и условий окружающей среды. Во многих исследованиях, основанных на наблюдениях, дана количественная характеристика локальных радиационных воздействий, обусловленных антропогенными и естественными аэрозолями, но определение их глобального воздействия требует наличия спутниковых данных и моделей. Одна из остающихся неопределенностей связана с черным углеродом - поглощающим аэрозолем, который не только труднее измерять, чем рассеивающий аэрозоль, но и который также вызывает сложную реакцию облаков. *(продолжение на следующей странице)*

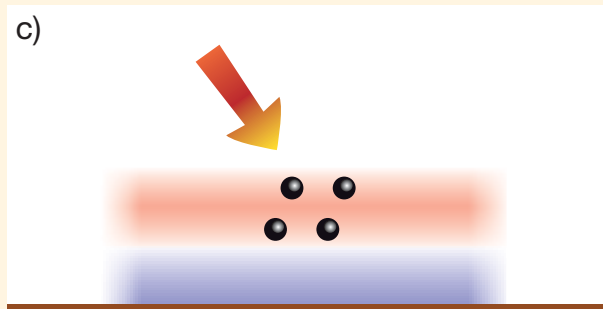
ЧЗВ

Взаимодействия между аэрозолями и радиацией**Рассеивающие аэрозоли**

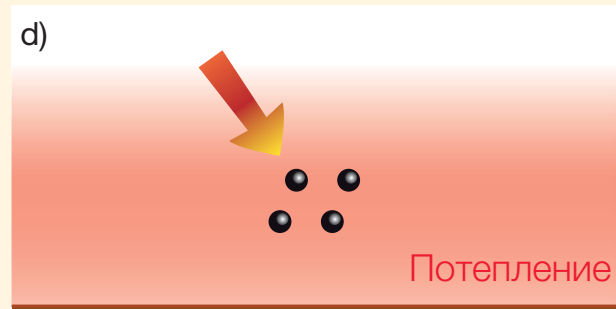
Аэрозоли рассеивают солнечную радиацию. До земной поверхности доходит меньше солнечной радиации, что приводит к локальному похолоданию.



Атмосферная циркуляция и процессы перемешивания приводят к распространению похолодания по региону и по вертикали.

Поглощающие аэрозоли

Аэрозоли поглощают солнечную радиацию. Это приводит к нагреванию аэрозольного слоя, но поверхность, которая получает меньше солнечной радиации, может локально охлаждаться.



В больших масштабах происходит результирующее нагревание поверхности и атмосферы, поскольку атмосферная циркуляция и процессы перемешивания перераспределяют тепловую энергию.

ЧЗВ 7.2, рисунок 1 | Обзор взаимодействий между аэрозолями и солнечной радиацией и их воздействия на климат. На левых рисунках показаны мгновенные радиационные воздействия аэрозолей, а на правых их суммарное последствие после реакции климатической системы на радиационные воздействия.

ЧЗВ 7.2 (продолжение)

Большинство выводов исследований совпадают в том, что радиационное воздействие антропогенных аэрозолей приводит к охлаждению планеты.

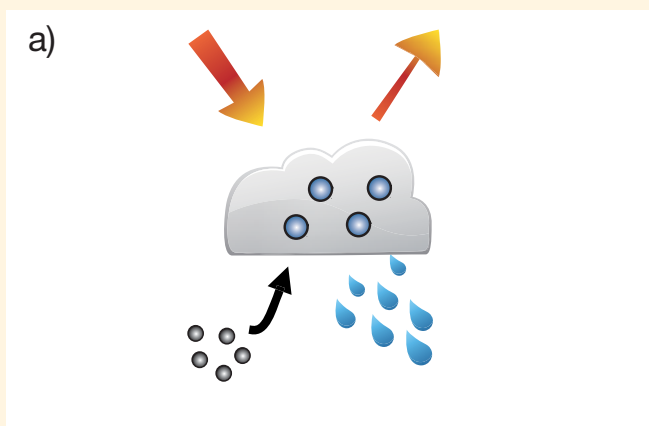
Аэрозоли также служат в качестве ядер конденсации и ледяной нуклеации, на которых могут образовываться капли и ледяные частицы (см. ЧЗВ 7.2, рисунок 2). Под воздействием большего количества аэрозольных частиц жидкокапельные облака стремятся образовать большее количество, но меньших по размеру капель, что приводит к тому, что облака отражают больше солнечной радиации. Однако имеется множество других механизмов взаимодействий между аэрозолями и облаками, особенно в ледяных или смешанных (жидких и ледяных) облаках, в которых фазовые сдвиги между жидкой водой и льдом чувствительны к концентрациям и характеристикам аэрозолей. Первоначальное мнение о том, что увеличение концентрации аэрозолей увеличит также количество низких облаков нижнего яруса, было подвергнуто сомнению, поскольку в этом случае в игру вступает целый ряд противодействующих друг другу процессов. Количественное описание общего воздействия аэрозолей на количество и свойства облаков по понятным причинам является трудным. Имеющиеся исследования, основанные на климатических моделях и спутниковых наблюдениях, в целом показывают, что результирующим воздействием антропогенных аэрозолей на облака является охлаждение климатической системы.

Поскольку аэрозоли распределены в атмосфере неравномерно, они могут нагревать или охлаждать климатическую систему в режимах, которые могут управлять изменениями погоды. Эти воздействия сложны и трудно моделируемы с помощью современных моделей, но несколько исследований указывают на существенные воздействия на осадки в определенных регионах.

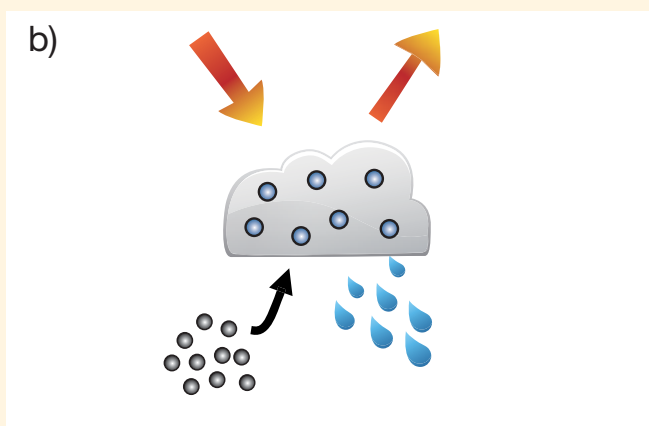
В связи с коротким временем жизни относительное количество аэрозолей (и их воздействия на климат) изменялось со временем, приблизительно следуя за антропогенными выбросами аэрозолей и их газообразных прекурсоров, таких как двуокись серы (SO_2) и некоторые летучие органические соединения. Поскольку антропогенные аэрозольные выбросы существенно увеличились за индустриальный период, это частично противодействовало потеплению, которое могло бы в ином случае произойти из-за повышения концентраций хорошо перемешанных парниковых газов. Аэрозоли, попадавшие в стратосферу в результате крупных извержений вулканов, таких как Эль-Чичон и Пинатубо, также вызывали периоды похолодания, которые, как правило, длились год или два.

В течение последних двух десятилетий антропогенные аэрозольные выбросы сократились в некоторых развитых странах, но возросли в развивающихся странах. Полагают, что воздействие аэрозолей на среднюю глобальную приземную температуру в течение этого периода невелико. Однако, согласно проекциям, выбросы антропогенных аэрозолей в конечном счете уменьшатся в ответ на проведение политики по обеспечению качества воздуха, что ослабит их охлаждающее влияние на поверхность Земли и приведет к усилению потепления.

Взаимодействия между аэрозолями и облаком



Аэрозоли служат облачными ядрами конденсации, на которых могут образовываться капли.



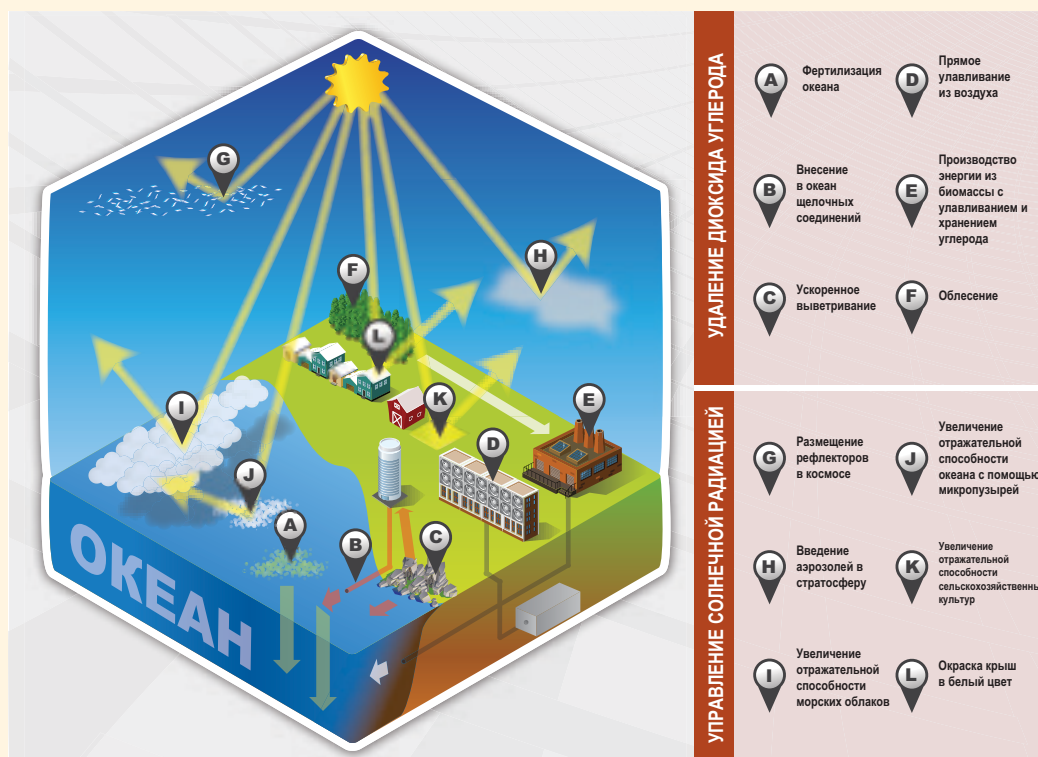
Повышенное количество аэрозолей приводит к увеличению концентрации мелких капель и отражающей способности облака. Однако имеются много других возможных процессов взаимодействий между аэрозолями, облаками и осадками, которые могут усиливать или ослаблять этот эффект.

ЧЗВ 7.2, рисунок 2 | Общее представление взаимодействий между аэрозолями и облаком и их воздействия на климат. Рисунки а) и б) представляют незагрязненное и загрязненное облако нижнего яруса, соответственно.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 7.3 | Может ли геоинжиниринг противодействовать изменению климата и какие побочные эффекты могли бы иметь место?**Методы удаления диоксида углерода**

Методы УДУ направлены на удаление CO_2 из атмосферы путем преднамеренного изменения процессов углеродного цикла или путем использования промышленных (например, химического) подходов. Углерод, выведенный из атмосферы, будет затем храниться в земле, океане или в геологических резервуарах. Некоторые методы УДУ основываются на биологических процессах, таких как крупномасштабное облесение/ лесовозобновление, захоронение углерода в почвах с использованием биоугля, биоэнергии с улавливанием и хранением углерода (БЗХУ) и фертилизация океана.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 7.3, рисунок 1 | Обзор некоторых предложенных методов геоинжиниринга в том виде, в котором они были представлены. Метод удаления диоксида углерода (подробности см. в разделе 6.5): А) в океан вносятся биогенные вещества (фертилизация океана), которые увеличивают продуктивность поверхностного слоя океана и переносят часть образовавшегося органического углерода вглубь океана; В) в океан вносится щелочность из твердых минералов, которая вызывает растворение в океане дополнительных объемов атмосферного CO_2 ; С) увеличивается скорость выветривания силикатных горных пород, и в океан переносятся растворенные карбонатные минералы; D) атмосферный CO_2 улавливается химическим путем и хранится либо под землей, либо в океане; E) биомасса сжигается на электростанции с улавливанием углерода, и полученный CO_2 хранится либо под землей, либо в океане; и (F) CO_2 улавливается с помощью облесения и лесовозобновления для хранения в наземных экосистемах. Методы управления солнечной радиацией (подробности см. в разделе 7.7): G) в космосе размещаются рефлекторы для отражения солнечной радиации; H) в стратосферу вводятся аэрозоли; I) засеваются морские облака с тем, чтобы повысить их отражательную способность; J) на поверхности океана создаются микропузыри с тем, чтобы повысить ее отражательную способность; K) выращиваются сельскохозяйственные культуры с большей отражательной способностью, и L) крыши и другие элементы строений окрашиваются в белый цвет.

ЧЗВ 7.3 (продолжение)

Другие методы основываются на геологических процессах, таких как ускоренное выветривание силикатных и карбонатных горных пород на суше или в океане (см. ЧЗВ 7.3, рисунок 1). CO_2 , удаленный из атмосферы, в последующем хранится в органической форме в резервуарах на суше или в неорганической форме в океанических и геологических резервуарах, где он должен храниться по крайней мере сотни лет для того, чтобы УДУ было эффективным.

Методы УДУ уменьшили бы радиационное воздействие CO_2 в той степени, в которой они эффективны для удаления CO_2 из атмосферы и хранения выведенного углерода вне атмосферы. Некоторые методы также уменьшают закисление океана (см. ЧЗВ 3.2), а другие методы, предусматривающие захоронение в океане, могли бы, напротив, увеличить закисление океана, если углерод поглощается в форме растворенного CO_2 . Главная неопределенность, связанная с эффективностью методов УДУ, это объем емкости для хранения и устойчивости сохранности накопленного углерода. Постоянное удаление и хранение углерода методами УДУ уменьшило бы потепление климата в долгосрочном плане. Однако стратегии непостоянного хранения позволят CO_2 вернуться в атмосферу, где он вновь внесет вклад в потепление. Если концентрация CO_2 в атмосфере уменьшится, преднамеренное удаление CO_2 с помощью методов УДУ будет частично компенсироваться за счет реакции океанического и наземных резервуаров углерода. Это связано с тем, что некоторые океанические и наземные резервуары углерода будут выделять в атмосферу ранее накопленный антропогенный CO_2 . Для того чтобы полностью компенсировать предыдущие антропогенные выбросы CO_2 , с помощью технологий УДУ необходимо будет удалить не только CO_2 , который накопился в атмосфере с доиндустриальных времен, но также и антропогенный углерод, который ранее был поглощен наземной биосферой и океаном.

Применение биологических методов УДУ и большей части методов, основанных на химическом выветривании, невозможно расширять бесконечно и они неизбежно подвержены различным физическим или экологическим ограничениям, таким как конкурирующие потребности в земельных угодьях. Если предположить максимальную скорость поглощения в 200 ПгС за столетие при применении комбинации методов УДУ, то понадобится полтора столетия для того, чтобы удалить CO_2 , выброшенный за последние 50 лет, что делает затруднительным быстрое смягчение изменения климата даже при применении нескольких дополняющих друг друга методов УДУ. Методы прямого улавливания из воздуха, в принципе, способны действовать гораздо быстрее, но они могут быть ограничены в масштабе применения, включая ограничения в использовании энергии и экологические ограничения.

Методы УДУ также могут иметь климатические и экологические побочные эффекты. Например, рост продуктивности растительности может увеличить выбросы N_2O , которая является более активным парниковым газом, чем CO_2 . Крупномасштабное увеличение площади покрытия растительностью, например, путем облесения или посева энергокультур, может изменить характеристики поверхности, такие как отражательная способность или турбулентные потоки. Некоторые модельные исследования показали, что облесение в сезонно покрытых снегом бореальных регионах могло бы, действительно, ускорить глобальное потепление, тогда как облесение в тропиках могло бы быть более эффективно для замедления глобального потепления. Океанические методы УДУ, основанные на биологической продукции (например, фертилизация океана), будут оказывать многочисленные побочные воздействия на океанские экосистемы, кислотность океана, и могут вызвать выбросы парниковых газов, иных нежели CO_2 .

Методы управления солнечной радиацией

Средняя глобальная приземная температура на планете находится под сильным воздействием количества солнечной радиации, поглощенной атмосферой и поверхностью Земли, которая нагревает планету, и наличия парникового эффекта - процесса, с помощью которого парниковые газы и облака влияют на то, как энергия, в конечном счете, излучается обратно в космос. Усиление парникового эффекта приводит к росту приземной температуры до тех пор, пока не будет найдено новое равновесие. Если поглощается меньше приходящей солнечной радиации из-за того, что отражающая способность планеты увеличилась, или если энергия может излучаться в космос более эффективным образом из-за ослабления парникового эффекта, то средняя глобальная приземная температура уменьшится.

Предложенные методы геоинжиниринга, которые направлены на управление приходящими и исходящими потоками энергии, основаны на этом фундаментальном физическом принципе. В большинстве этих методов предлагается или ослабить достигающую Земли солнечную радиацию, или увеличить отражательную способность планеты путем усиления яркости атмосферы, облаков или поверхности (см. ЧЗВ 7.3, рисунок 1). В другом методе предлагается рассеивать облака верхнего яруса, именуемые перистыми, поскольку эти облака создают сильный парниковый эффект. Из фундаментальной физики следует, что, если с помощью любого из этих методов изменить потоки энергии, как это предполагается, то планета остынет. Однако ситуация осложняется множеством сложных физических процессов, которые управляют взаимодействиями между потоком энергии, атмосферной циркуляции, погодой и результирующим климатом.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 7.3 (продолжение)

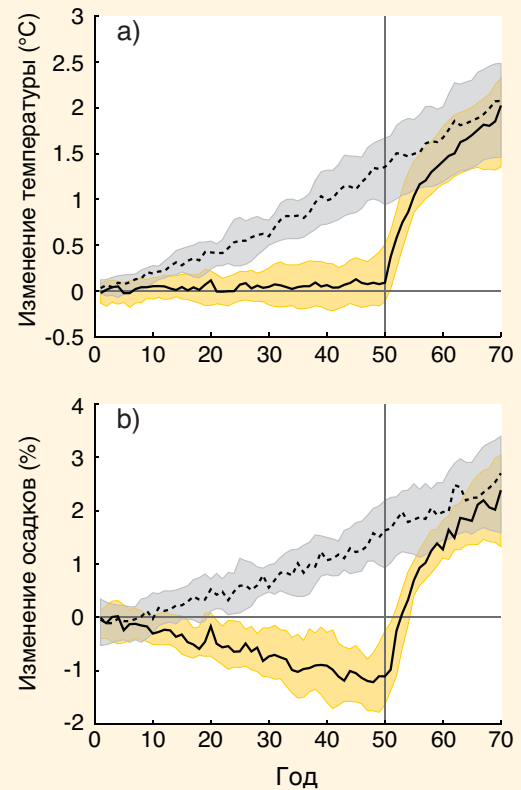
Хотя средняя глобальная температура планеты отреагирует на изменение количества солнечной радиации, достигающей поверхность, или на изменения парникового эффекта, температура в любом данном месте и в данный момент времени подвержена влиянию многих других факторов, и степень охлаждения благодаря УСР не будет, в общей сложности, равной степени нагревания, вызванного парниковыми газами. Например, УСР будет изменять темпы нагревания только в дневной период, тогда как усиление парникового эффекта может изменять температуру как днем, так и ночью. Это неполная компенсация может влиять на суточный ход приземной температуры, даже если средняя суточная приземная температура не изменяется. В качестве другого примера, модельные расчеты показывают, что однородное уменьшение солнечной радиации, достигающей земной поверхности, может компенсировать среднее глобальное потепление, вызванное CO_2 , но в некоторых регионах похолодание будет меньшим, чем в других. Модели дают основание считать, что в случае, если бы антропогенное потепление за счет парникового эффекта было полностью компенсировано стратосферным аэрозолем, то в полярных регионах осталось бы только слабое остаточное потепление, тогда как тропические регионы стали бы несколько холоднее, чем в доиндустриальные времена.

Теоретически УСР может быстро оказать противодействие антропогенному изменению климата, охладив Землю до доиндустриального уровня в течение одного или двух десятилетий. Это известно из климатических моделей, но также из климатических данных о крупных вулканических извержениях. Хорошо задокументированное по данным наблюдений извержение вулкана Пинатубо в 1991 г. вызвало временное увеличение количества стратосферных аэрозолей и быстрое уменьшение приземной температуры приблизительно на $0,5\text{ }^\circ\text{C}$.

Климат состоит из многих факторов помимо приземной температуры. Последствия для других характеристик климата, таких как осадки, почвенная влага, расход воды в реках, снежный покров и морской лед, а также для экосистем могут быть важными. Как модели, так и теория показывают, что компенсация усиления парникового эффекта с помощью УСР в целях стабилизации приземной температуры привела бы к уменьшению среднего глобального количества осадков (см. результаты расчетов по идеализированной модели на рисунке 2, ЧЗВ 7.3) и могли бы произойти также региональные изменения. Такая неполная компенсация глобального и регионального климатических режимов делает маловероятной возможность того, что с помощью УСР удастся создать будущий климат, который будет «почти таким же» как тот, в котором мы живем сейчас или жили в прошлом. Однако имеющиеся климатические модели показывают, что геоинжиниринг климата с помощью УСР и высокие уровни атмосферной CO_2 были бы в целом ближе к климату XX века, чем будущий климат с повышенными концентрациями CO_2 и отсутствием УСР.

Применение методов УСР будет, по-видимому, сопряжено с другими побочными эффектами. Например, теория, наблюдения и модели дают основание полагать, что стратосферные сульфатные аэрозоли от вулканических извержений и естественные выбросы приведут к истощению слоя стратосферного озона, особенно если хлор от выбросов хлорофторуглерода будет сохраняться в атмосфере. Предполагается, что аэрозоли, вносимые в стратосферу при УСР, будут оказывать такое же воздействие. Истощение озонового слоя увеличит количество ультрафиолетовой радиации, достигающей земной поверхности и наносящей ущерб наземным и морским экосистемам. Стратосферные аэрозоли также увеличат отношение прямой и рассеянной радиации, достигающих поверхности, что, в целом, увеличит продуктивность растений. Имелась также некоторая озабоченность тем, что сульфатный аэрозоль, используемый при УСР, увеличит кислотный дождь, но модельные исследования дают основание полагать, что кислотный дождь, по-видимому, не является главной проблемой, поскольку интенсивность образования кислотного дождя из стратосферного аэрозоля, используемого при УСР, будет гораздо меньше интенсивности образования кислотного дождя от современных источников загрязнения. УСР также не будет иметь отношения к закислению океана, связанному с увеличивающимися концентрациями CO_2 в атмосфере и его воздействием на морские экосистемы.

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 7.3, рисунок 2 | Изменение глобально осредненной (а) приземной температуры ($^\circ\text{C}$) и (б) осадков (%) в двух идеализированных экспериментах. Сплошные линии – это результаты моделирования с использованием управления солнечной радиацией (УСР) для компенсации увеличения концентрации CO_2 на $1\text{ }^\circ\text{C}$ год $^{-1}$ до 50-го года, после чего УСР прекращается. Пунктирные линии – это результаты моделирования при увеличении концентрации CO_2 на $1\text{ }^\circ\text{C}$ год $^{-1}$ без применения УСР. Желтая и серая области показывают интервалы между 25-м и 75-м перцентилями, полученные на основе расчетов по восьми различным моделям.

ЧЗВ 7.3 (продолжение)

Без выполнения традиционных работ по смягчению воздействий или без использования потенциальных методов УСР высокие концентрации CO_2 от антропогенных выбросов будут сохраняться в атмосфере в течение не менее тысячи лет, и УСР пришлось бы осуществлять до тех пор, пока концентрации CO_2 являются высокими. Прекращение УСР при сохранении все еще высоких концентраций CO_2 привело бы к очень быстрому потеплению в течение одного или двух десятилетий (см. ЧЗВ 7.3, рисунок 2), подвергаящему сильному стрессу экосистему и адаптацию человека.

Если бы УСР применялось для того, чтобы избежать некоторых последствий увеличения концентраций CO_2 , то риски, побочные эффекты и недостатки определенно увеличивались бы с увеличением масштаба УСР. Были предложены подходы для использования ограниченного во времени УСР совместно с агрессивными стратегиями по сокращению концентраций CO_2 для того, чтобы помочь избежать перехода через климатические пороговые величины или критические точки, которые в другом случае были бы неизбежны; оценка таких подходов требует очень тщательного анализа соотношения риска и выгод, который выходит далеко за рамки этого доклада.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 8.1 | Насколько важен водяной пар для изменения климата?

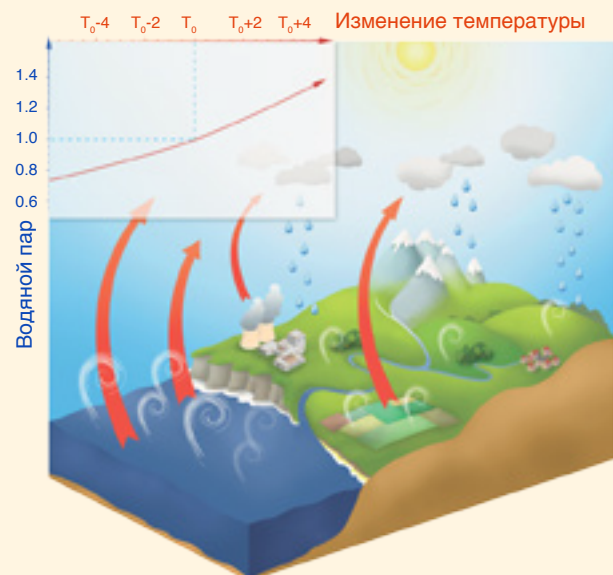
Водяной пар является основным парниковым газом в атмосфере Земли. Вклад водяного пара в естественный парниковый эффект относительно вклада двуокиси углерода (CO_2) зависит от используемого метода расчета, но можно считать, что он приблизительно в два-три раза больше. Дополнительный водяной пар выбрасывается в атмосферу при антропогенной деятельности, преимущественно за счет увеличения испарения с орошаемых сельскохозяйственных культур, но также при охлаждении электростанций и, в незначительной мере, при сжигании ископаемого топлива. Поэтому может возникнуть вопрос о том, почему столько внимания уделяется CO_2 , а не водяному пару, как фактору воздействия на изменение климата.

Водяной пар ведет себя иначе, чем CO_2 в одном фундаментальном отношении: он может конденсироваться и осажаться. При охлаждении воздуха с высокой влажностью часть пара конденсируется в водяные капли или ледяные частицы и выпадает. Типичное время пребывания водяного пара в атмосфере составляет десять дней. Поток водяного пара в атмосферу из антропогенных источников существенно меньше, чем при «естественном» испарении. Поэтому он имеет незначительное влияние на общую концентрацию и существенно не влияет на долгосрочный парниковый эффект. Это основная причина, по которой водяной пар в тропосфере (обычно ниже высоты 10 км) не считается антропогенным газом, вносящим вклад в радиационное воздействие.

Антропогенные выбросы не оказывают существенного воздействия на водяной пар в стратосфере, которая представляет собой часть атмосферы выше приблизительно 10 км. Увеличение концентраций метана (CH_4), вызванное деятельностью человека, приводит к возникновению дополнительного источника влаги за счет окисления, которое частично объясняет наблюдаемые изменения в этом слое атмосферы. Это изменение концентрации атмосферной влаги оказывает радиационное воздействие, рассматривается в качестве фактора воздействия и может быть оценено. Концентрации влаги в атмосфере значительно варьировали в последние десятилетия. Полная амплитуда этих вариаций не достаточно понятна и, по-видимому, представляет собой в меньшей степени фактор воздействия, чем процесс обратной связи, накладывающийся на естественную изменчивость. Вклад стратосферного водяного пара в потепление, как фактора воздействия, так и обратной связи, гораздо меньше, чем вклад CH_4 или CO_2 .

Максимальное содержание водяного пара в воздухе определяется температурой. Характерный столб воздуха, простирающийся от поверхности до стратосферы в полярных регионах, может содержать всего несколько килограмм водяного пара на квадратный метр, в то время, как аналогичный столб воздуха в тропиках может содержать до 70 кг. С ростом температуры воздуха на каждый дополнительный градус атмосфера может содержать приблизительно на 7 % больше водяного пара (см. верхнюю левую вставку в рисунок 1, ЧЗВ 8.1). Это увеличение концентрации усиливает парниковый эффект и, таким образом, приводит к большему потеплению. Этот процесс, именуемый обратной связью водяного пара, хорошо изучен и описывается количественно. Он проявляется во всех моделях, используемых для оценки изменения климата, причем его интенсивность соответствует наблюдениям. Хотя наблюдалось увеличение содержания водяного пара в атмосфере, это изменение считается климатической обратной связью (вызванной увеличением температуры атмосферы) и его не следует интерпретировать как радиационное воздействие, вызванное антропогенными выбросами.

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 8.1, рисунок 1 | Иллюстрация водного цикла и его взаимодействия с парниковым эффектом. Левая верхняя вставка показывает увеличение потенциального содержания водяного пара в воздухе с увеличением температуры (около 7 % на градус). Белые завитки иллюстрируют испарение, которое компенсируется осадками для замыкания водного баланса. Красные стрелки иллюстрируют исходящую инфракрасную радиацию, которая частично поглощается водяным паром и другими газами - процесс, который является одним из компонентов парникового эффекта. Стратосферные процессы на данном рисунке не отражены.

ЧЗВ 8.1 (продолжение)

В настоящее время водяной пар производит самый сильный парниковый эффект в земной атмосфере. Однако необходимы и другие газы, в первую очередь CO_2 , для того, чтобы сохранить присутствие водяного пара в атмосфере. В самом деле, если бы эти другие газы были удалены из атмосферы, то ее температура существенно упала бы, вызывая уменьшение водяного пара, что вызвало бы резкое ослабление парникового эффекта и привело бы Землю в замерзшее состояние. Таким образом, парниковые газы, не являющиеся водяным паром, обеспечивают температурный режим, который поддерживает современный уровень водяного пара в атмосфере. В этой связи, хотя CO_2 является главным антропогенным фактором, контролирующим климат, водяной пар создает мощную и быстро действующую обратную связь, усиливающую любое первоначальное воздействие приблизительно в два-три раза. Водяной пар не является значимым исходным фактором воздействия, но, тем не менее, представляет собой фундаментальную составляющую изменения климата.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 8.2 | Влияют ли улучшения качества воздуха на изменение климата?

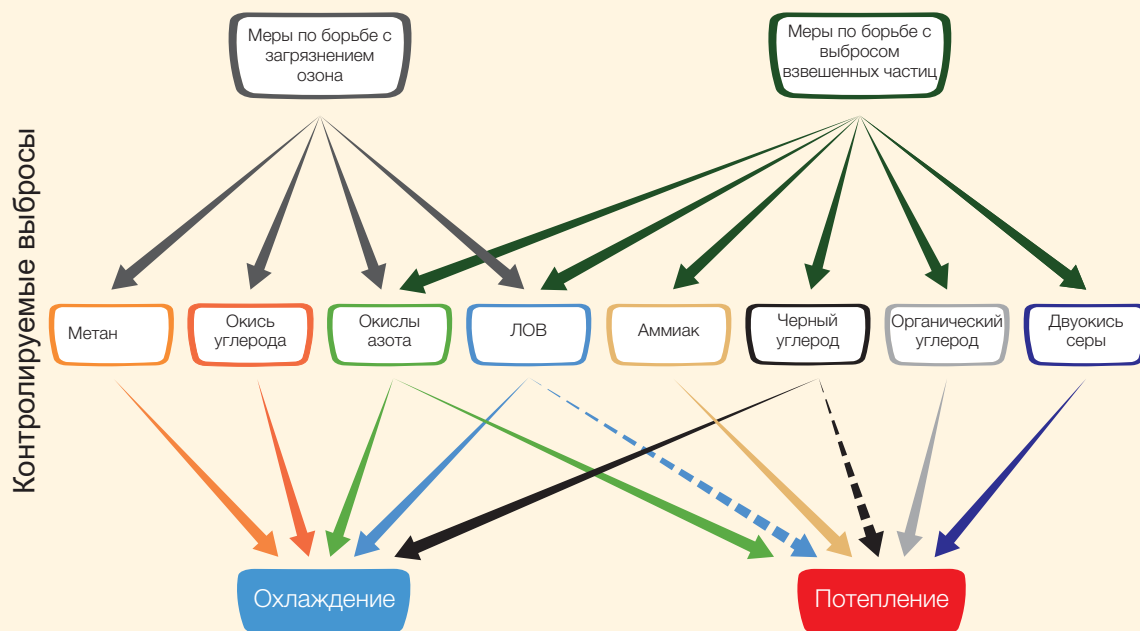
Качество воздуха является условной мерой загрязнения приземного воздуха такими загрязнителями как озон, окись углерода, NO_x и аэрозоли (твердые или жидкие частицы). Подверженность воздействию таких загрязнителей усугубляет респираторные и сердечно-сосудистые заболевания, причиняет вред растениям и наносит ущерб строениям. По этим причинам большинство крупных городских центров пытаются вести борьбу с выбросами атмосферных загрязняющих веществ.

В отличие от диоксида углерода (CO_2) и других хорошо перемешанных парниковых газов тропосферный озон и аэрозоли могут сохраняться в атмосфере всего от нескольких суток до нескольких недель, хотя не прямые взаимодействия в системе Земля могут продлить их влияние. Эти загрязнители наиболее активны вблизи района их выброса или формирования, где они могут вызвать локальные или региональные возмущения климата, хотя их глобально осредненное воздействие невелико.

Загрязнители воздуха влияют на климат разными путями в зависимости от их физических и химических характеристик. Парниковые газы, образующиеся из загрязняющих веществ, будут влиять на климат в первую очередь через коротковолновую и длинноволновую радиацию, тогда как аэрозоли могут дополнительно влиять на климат через взаимодействия между облаками и аэрозолями.

Меры по регулированию антропогенных выбросов метана (ЧЗВ 8.2, рисунок 1) в приземный слой с присутствием озона были определены как ситуации «обоюдного выигрыша». Последствия регулирования других предшественников озона не всегда столь очевидны. Например, можно ожидать, что ограничение выбросов NO_x будет создавать охлаждающий эффект, поскольку они уменьшают количество тропосферного озона, но более вероятно, что их воздействие на время жизни CH_4 и формирование аэрозолей, напротив, вызовет общее потепление.

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 8.2, рисунок 1 | Схематическая диаграмма влияния мер по борьбе с загрязнением на отдельные виды выбросов и их воздействие на климат. Сплошная черная линия означает очевидное воздействие; пунктирная линия — неочевидное воздействие.

ЧЗВ 8.2 (продолжение)

За последние несколько десятилетий спутниковые наблюдения выявили увеличение в атмосфере концентраций SO_2 (основного прекурсора рассеивающих солнечную радиацию сульфатных аэрозолей) в результате выбросов из сжигающих уголь электростанций в восточной части Азии. Наиболее современные электростанции используют поглотители газов для сокращения таких выбросов (но не для сокращения сопутствующих выбросов CO_2 и ослабления связанного с ними долгосрочного потепления климата). Это улучшает качество воздуха, но одновременно снижает охлаждающее влияние сульфатных аэрозолей и тем самым усиливает потепление. Охлаждающий эффект аэрозолей возникает за счет взаимодействий между аэрозолем и радиацией и между аэрозолем и облаками и оценивается в $-0,9 \text{ Вт м}^{-2}$ (все аэрозоли совокупно, раздел 8.3.4.3), начиная с доиндустриальной эры, при этом он особенно усилился во второй половине XX века, когда антропогенные выбросы резко возросли.

С другой стороны, черный углерод или сажа поглощает тепло в атмосфере (что ведет к радиационному воздействию в $0,4 \text{ Вт м}^{-2}$ от антропогенных выбросов в результате сжигания ископаемого топлива и биотоплива) и, при оседании на снег, уменьшает его альбедо или способность отражать солнечную радиацию. Сокращения выбросов черного углерода могут, таким образом, создавать охлаждающий эффект, но дополнительное взаимодействие черного углерода с облаками является неопределенным и способно привести к некоторому противодействующему потеплению.

Целью механизмов контроля качества воздуха может быть также конкретный сектор деятельности человека, такой как транспортные перевозки или выработка энергии. В этом случае совместный выброс веществ в результате деятельности конкретного сектора приведет к сложному взаимодействию химических и климатических возмущений. Например, дым от сжигания биотоплива содержит смесь как поглощающих, так и рассеивающих частиц, а также прекурсоров озона, для которых трудно оценить их совместное воздействие на климат.

Таким образом, действие механизмов контроля качества приземного воздуха будет иметь определенные последствия для климата. Некоторые сопряженности между контролируемыми выбросами и климатом пока еще плохо изучены или определены, включая влияние загрязнителей воздуха на режим осадков, что затрудняет полную количественную оценку таких последствий. Имеется также важный поворот в потенциальном воздействии изменения климата на качество воздуха. В частности, наблюдаемая корреляция между концентрацией приземного озона и температурой в загрязненных районах показывает, что одно только повышение температуры при изменении климата может ухудшить загрязнение в летнее время, действующее как «климатическое наказание». Это «наказание» означают, что потребуются более жесткие механизмы контроля за приземным озоном для достижения конкретного целевого показателя. Кроме того, прогнозируемые изменения в частоте и продолжительности застойных явлений могут влиять на качество воздуха. Эти особенности будут меняться от региона к региону и их будет трудно оценить, но лучшее понимание, количественное описание и моделирование этих процессов прояснят общее взаимодействие между загрязнителями воздуха и климатом.

Часто задаваемые вопросы

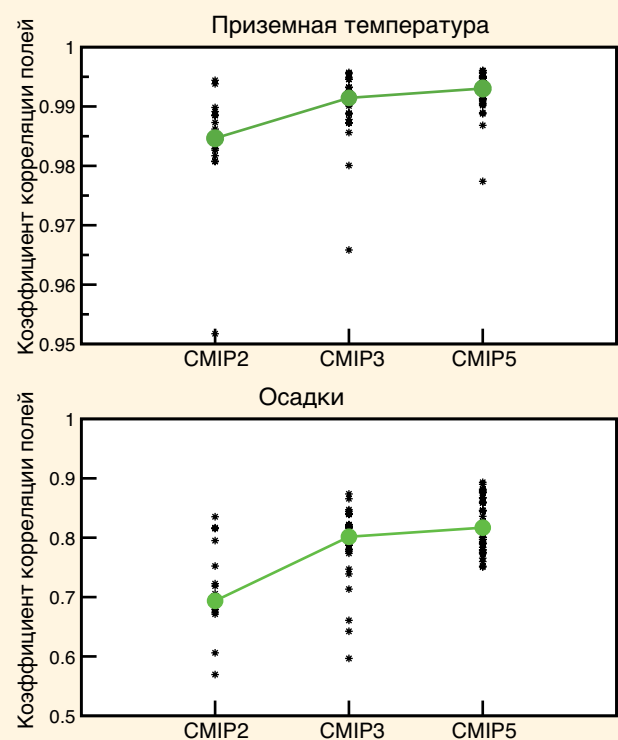
ЧЗВ 9.1 | Улучшаются ли климатические модели и как мы могли бы узнать об этом?

Сегодняшние климатические модели, в принципе, лучше своих предшественников. Однако каждый добавленный элемент усложнения, хотя и предназначенный улучшить некоторые аспекты моделирования климата, создает новые источники возможной ошибки (например, за счет неопределенности параметров) и новые виды взаимодействий между компонентами модели, которые, пусть даже временно, ухудшают моделирование других аспектов климатической системы. Более того, несмотря на достигнутый прогресс, сохраняется научная неопределенность относительно деталей многих процессов.

Важное соображение состоит в том, что эффективность модели может быть оценена только по отношению к прошлым наблюдениям, с учетом при этом естественной внутренней изменчивости. Для того, чтобы быть уверенными в будущих проекциях таких моделей, необходимо хорошо моделировать исторический климат, его изменчивость и изменение. Сфера оценки моделей, с точки зрения вида и количества имеющихся наблюдений, доступности хорошо скоординированных модельных экспериментов и расширенного использования различных критериев эффективности, обеспечила гораздо больший объем количественной информации об эффективности моделей. Но только этого может быть недостаточно. Если прогнозы погоды и сезонные прогнозы климата могут проверяться на регулярной основе, то для климатических проекций на столетие и более это сделать невозможно. Это особенно важно, поскольку антропогенное воздействие сдвигает климатическую систему к условиям, не наблюдавшимся ранее по данным инструментальных наблюдений, и это всегда будет ограничением.

Количественное описание эффективности моделей является темой, которая обсуждалась во всех предыдущих докладах Рабочей группы I МГЭИК. Повторное прочтение этих предыдущих оценок позволяет получить общее представление о сделанных усовершенствованиях. Предыдущие доклады, как правило, предоставляли довольно обширное исследование эффективности моделей, показывая различия между смоделированными вариантами различных климатических количественных показателей и соответствующими оценками данных наблюдений.

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 9.1, рисунок 1 | Возможности моделей по воспроизведению полей средней годовой температуры и осадков, как это следует из результатов трех последних этапов Проекта по сравнению сопряженных моделей (CMIP2, модели приблизительно 2000 г.; CMIP3, модели приблизительно 2005 г.; и CMIP5, современное поколение моделей). Рисунок показывает корреляцию (мера подобия пространственных структур) между наблюдаемыми и смоделированными полями температуры (верхняя часть) и осадков (нижняя часть). Большие значения указывают на лучшее соответствие между смоделированными и наблюдаемыми пространственными структурами. Черные символы показывают коэффициенты корреляции для индивидуальных моделей, а большие зеленые символы - медианное значение (т.е., половина результатов расчетов превышает, а другая половина находится ниже этого значения). Рост эффективности моделей очевидно следует из роста корреляции для последовательных поколений моделей.

ЧЗВ 9.1 (продолжение)

Некоторые модели неизбежно будут демонстрировать лучшие характеристики, чем другие, для некоторых климатических переменных, но очевидно, что ни одна модель не окажется однозначно «лучше всех» по всем показателям. За последнее время был достигнут прогресс в расчетах различных критериев эффективности, которые синтезируют параметры эффективности моделей по критерию их соответствия различным наблюдениям в соответствии с простой цифровой шкалой. Конечно, определение такой шкалы, способ ее расчета, используемые наблюдения (которые имеют свои собственные неопределенности) и методика, по которой различные шкалы будут объединены, очень важны и повлияют на конечный результат.

Тем не менее, если критерии рассчитаны последовательным образом, то можно сравнить различные поколения моделей. Результаты таких сравнений, в целом, показывают, что хотя каждое поколение демонстрирует целый диапазон характеристик эффективности, средний индекс эффективности моделей постоянно улучшается от одного поколения к другому. Пример изменений эффективности моделей со временем приведен на рисунке 1, ЧЗВ 9.1, и демонстрирует происходящие, хотя и скромные, улучшения. Интересно отметить, что как наименее совершенные, так и лучшие модели демонстрируют улучшение, и что это улучшение происходит вместе с увеличением сложности моделей и исключением искусственных корректировок к сопряжению атмосферы и океана (так называемая «корректировка потока»). Некоторые причины такого улучшения состоят в улучшенном понимании различных климатических процессов и лучшего представления этих процессов в климатических моделях. Улучшениям способствуют также более комплексные наблюдения Земли.

Да, действительно, климатические модели становятся лучше и это можно продемонстрировать в помощью количественных критериев эффективности, основанных на исторических наблюдениях. Хотя проекции будущего климата не могут быть оценены непосредственно, климатические модели основаны, по большей части, на проверяемых физических принципах и способны воспроизвести многие важные аспекты прошлой реакции на внешнее воздействие. Этим они создают научно-обоснованное представление о реакции климата на различные сценарии антропогенного воздействия.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 10.1 | Климат всегда меняется. Как мы определяем причины наблюдаемых изменений?

Климат Земли постоянно меняется и это может происходить по многим причинам. Для выявления основных причин наблюдаемых изменений необходимо прежде всего убедиться в том, что наблюдаемое изменение климата отличается от других колебаний, которые происходят без какого-либо воздействия. Изменчивость климата без внешнего воздействия, называемая внутренней изменчивостью, является следствием процессов в пределах климатической системы. Крупномасштабная океанская изменчивость, такая как Эль-Ниньо - Южное колебание (ЭНЮК) в Тихом океане, представляет собой доминирующий источник внутренней изменчивости климата в десятилетнем-столетнем временных масштабах.

Изменение климата может также быть результатом естественного воздействия, внешнего по отношению к климатической системе, такого как вулканические извержения или изменения яркости свечения Солнца. Такие виды воздействия ответственны за огромные изменения климата, которые четко фиксируются в геологических данных. Антропогенные воздействия включают в себя выбросы парниковых газов или загрязнение атмосферными частицами. Любое из этих воздействий - естественное или антропогенное, может влиять на внутреннюю изменчивость, а также вызывать изменение среднего климата. Исследования по установлению причин изменения климата пытаются определить причины выявленного изменения наблюдаемого климата. Нам известно, что в прошлом столетии средняя глобальная температура увеличилась, так что если наблюдаемое изменение является вынужденным, то главное воздействие должно быть именно тем, которое вызывает потепление, а не похолодание.

Исследования по выявлению причин изменения прошлого климата проводятся с помощью контролируемых экспериментов с климатическими моделями. Модельные имитации реакций на определенные виды климатического воздействия часто именуются отпечатками этих воздействий. Климатическая модель должна надежно воспроизводить отпечатки пространственных структур, обусловленных отдельными видами воздействия, а также структуры, связанные с невынужденной внутренней изменчивостью, чтобы сделать осмысленное заключение о причинах изменения климата. Ни одна модель не может идеально воспроизвести все особенности климата, но многие подробные исследования показывают, что моделирование с помощью современных моделей в самом деле достаточно надежно для проведения оценок по установлению причин изменения климата.

Рисунок 1, ЧЗВ 10.1, иллюстрирует часть оценки изменения глобальной температуры в приземном слое в конце XX века с использованием метода отпечатков. Наблюдаемое изменение во второй половине XX века, показанное черной линией в левой части рисунка, превышает ожидаемое изменение, возникающее только за счет внутренней изменчивости. Модельные расчеты с использованием только естественных воздействий (желтые и голубые линии в верхней левой части рисунка) не воспроизводит глобальное потепление в приземном слое, причем пространственная структура поля изменения температуры (в верхней правой части рисунка) полностью отличаются от наблюдавшейся пространственной структуры поля изменения температуры (справа в средней части рисунка). Модельные расчеты, использующие как естественные, так и антропогенные воздействия, обеспечивает гораздо лучшее воспроизведение скорости изменения (слева внизу) и пространственной структуры (справа внизу) наблюдаемого изменения приземной температуры.

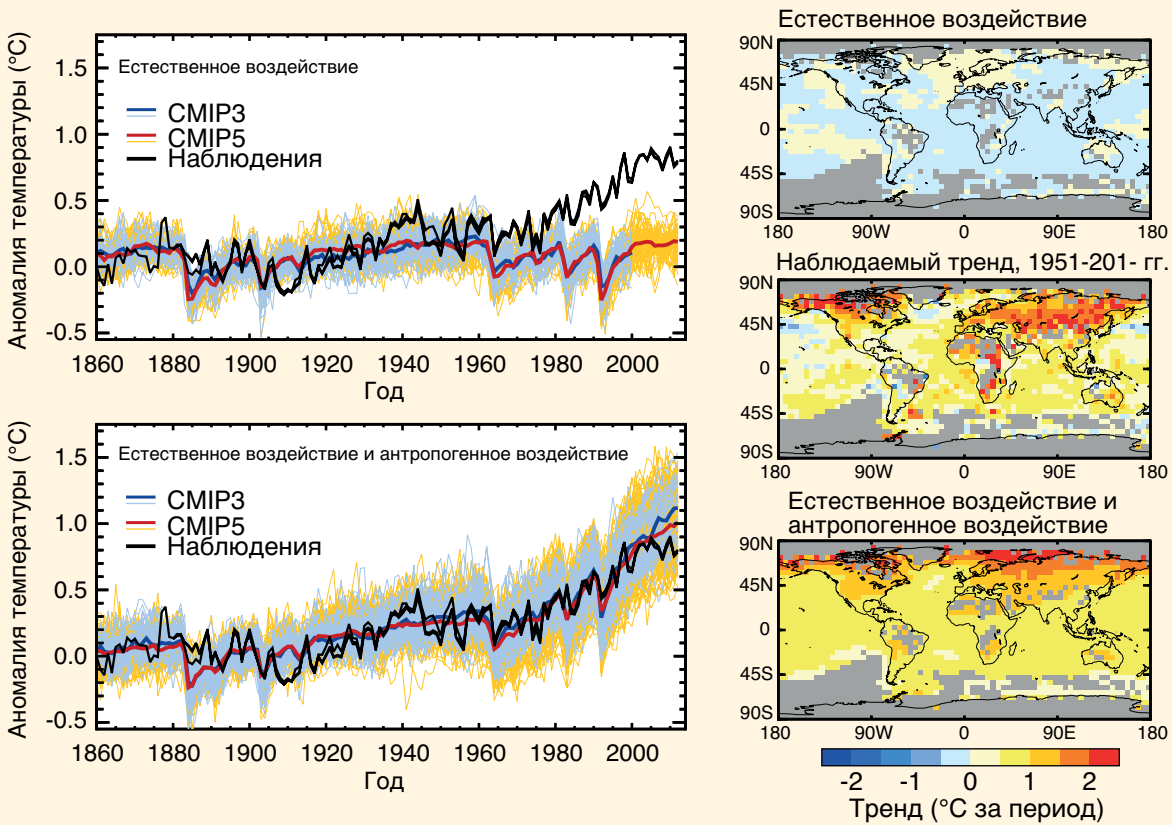
Обе левые части рисунка показывают, что компьютерные модели воспроизводят вызванное естественным воздействием похолодание в приземном слое, наблюдавшееся в течение одного или двух лет после крупных извержений вулканов, таких, как произошедшие в 1982 г. и 1991 г. Модельные расчеты при естественном воздействии воспроизводят короткоживущие температурные изменения, возникающие вслед за извержениями, но только моделирование с суммарным естественным и антропогенным воздействием воспроизводит наблюдаемую долговременную тенденцию потепления.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 10.1 (продолжение)

При более полной оценке причин изменения климата будет исследована температура над земной поверхностью и, возможно, другие климатические переменные в дополнение к результатам для приземной температуры, показанным на рисунке 1, ЧЗВ 10.1. Отпечатки, связанные с отдельными видами воздействия, гораздо легче разделить в случае, если при оценке рассматривается большее количество переменных.

В целом, рисунок 1, ЧЗВ 10.1, показывает, что пространственная структура поля наблюдаемого изменения температуры существенно отличается от структуры поля реакции исключительно на естественные виды воздействия. Реакция моделей на все виды воздействия, включая антропогенное, указывает на хорошее соответствие наблюдаемым изменениям у земной поверхности. Невозможно правильно смоделировать наблюдаемый климат без учета отклика на антропогенные виды воздействия, включая парниковые газы, стратосферный озон и аэрозоли. Естественные причины изменения климатической системы продолжают действовать, но тренды температуры последнего времени в большой мере следует относить на счет антропогенного воздействия.



ЧЗВ 10.1, рисунок 1 | (Слева) Временные ряды изменения глобальной и среднегодовой приземной температуры с 1860 г. до 2010 г. Слева сверху представлены результаты расчетов по двум ансамблям климатических моделей, учитывающих только естественные воздействия (показаны тонкими голубыми и желтыми линиями); средние по ансамблю изменения температуры показаны жирными голубыми и желтыми линиями. Три разные оценки по данным наблюдений показаны черными линиями. Слева внизу представлены результаты расчетов по тем же моделям, но с учетом как естественного воздействия, так и антропогенных изменений концентраций парниковых газов и аэрозолей. (Справа) Пространственное распределение локальных трендов приземной температуры воздуха с 1951 г. по 2010 г. Вверху приведено пространственное распределение трендов по большому ансамблю модельных расчетов, полученных на этапе 5 Проекта по сравнению сопряженных моделей (CMIP5), с учетом только естественных воздействий. Внизу приведены тренды, основанные на результатах соответствующего ансамбля модельных расчетов при естественных + антропогенных видах воздействия. В середине приведено пространственное распределение наблюдаемых трендов по версии 4 сеточного массива данных о приземной температуре (HadCRUT4) Отдела климатических исследований Центра Хэдли для этого периода.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 10.2 | Когда антропогенные воздействия на климат станут очевидными в местных масштабах?

В целом, тренды потепления, связанные с глобальным изменением, более очевидны в средних показателях глобальной температуры, чем во временных рядах локальной температуры (термин «локальный» относится в данном случае, в основном, к отдельным местам или к средним значениям по небольшим районам). Это обусловлено тем, что большая часть изменчивости локального климата исключается из глобального среднего при осреднении. Считается, что тренды повышения приземной температуры на протяжении многих десятилетий, обнаруженные во многих регионах, находятся вне интервала значений трендов, которые можно было бы ожидать за счет естественной внутренней изменчивости климатической системы, но такие тренды станут очевидными только тогда, когда местный средний климат проявится на фоне «шума» межгодовой изменчивости. Как быстро это произойдет зависит от величины тренда повышения приземной температуры, так и от степени локальной изменчивости. Тренды повышения приземной температуры в будущем не могут быть точно предсказаны, особенно в локальных масштабах, так что время будущего проявления тренда потепления не может быть точно оценено.

В некоторых тропических регионах тренды повышения температуры уже проявились на фоне локальной изменчивости (ЧЗВ 10.2, рисунок 1). Это быстрее происходит в тропиках, поскольку изменчивость температуры там меньше, чем в других частях земного шара. Согласно проекциям, потепления может не произойти в средних широтах вплоть до середины XXI века даже при больших трендах повышения температуры, поскольку локальная изменчивость температуры там существенно больше, чем в тропиках. В сезонном масштабе локальная изменчивость температуры характеризуется менее значительным трендом летом по сравнению с зимой. Поэтому потепление имеет тенденцию проявляться сначала в теплую часть года, даже в регионах, где тренд повышения приземной температуры зимой больше, как в центральной части Евразии (ЧЗВ 10.2, рисунок 1).

Другие переменные, помимо приземной температуры, включая некоторые океанические регионы, также демонстрируют темпы долговременного изменения, отличные от естественной изменчивости. Например, площадь льда в арктических морях очень быстро сокращается и уже демонстрирует влияние человека. С другой стороны, выявить локальные тренды количества осадков очень сложно, поскольку в большинстве мест изменчивость количества осадков весьма велика. Вероятность рекордных теплых летних температур повысилась в значительной части Северного полушария. Согласно проекциям, высокие температуры, в настоящее время считающиеся экстремальными, станут ближе к нормальным в последующие десятилетия. Вероятность других экстремальных явлений, включая сильные морозы, уменьшилась.

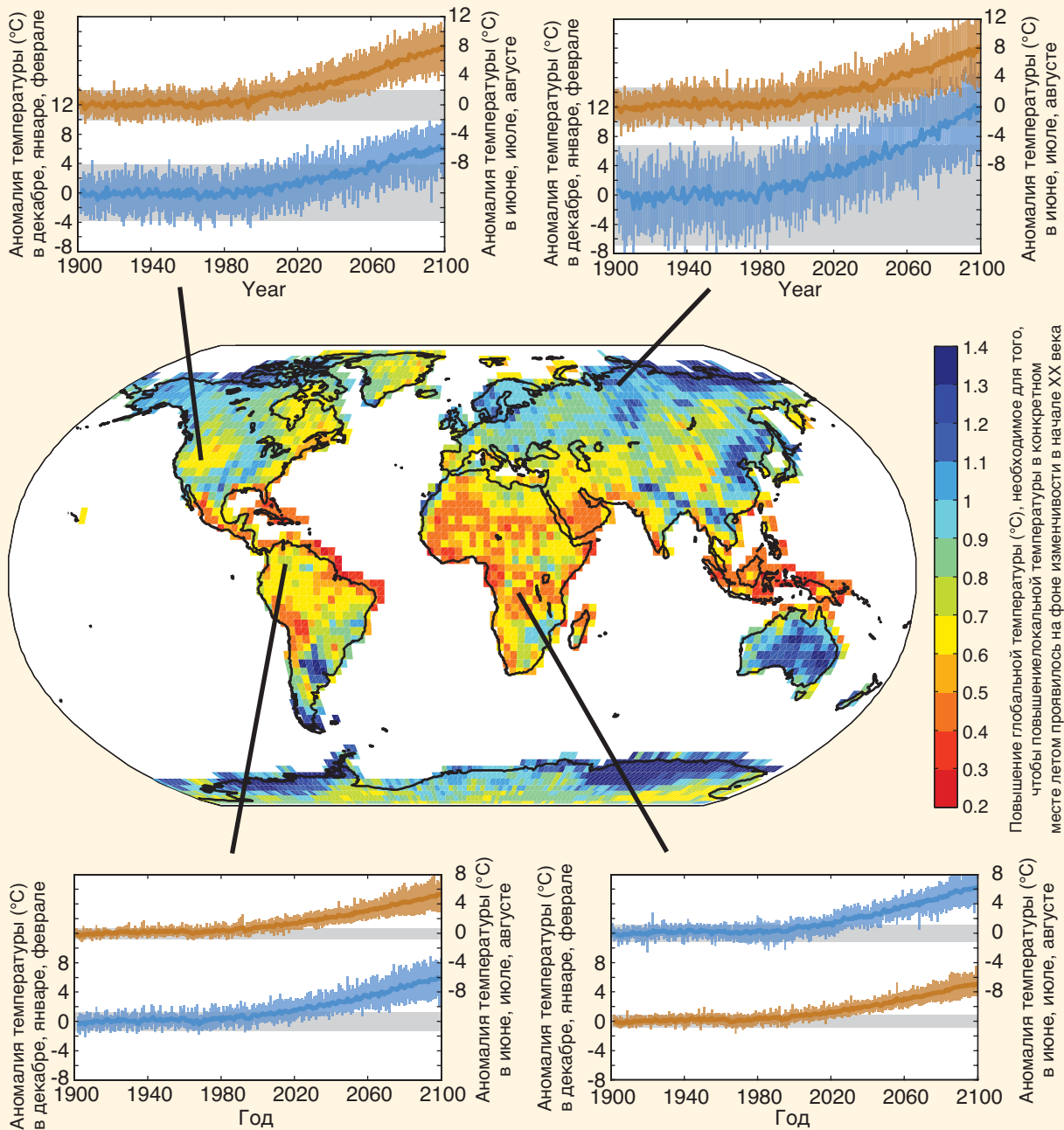
При существующем климате отдельные экстремальные погодные явления не могут быть однозначно отнесены на счет изменения климата, поскольку такие явления могут случаться и при неизменном климате. Однако вероятность возникновения таких явлений в конкретном месте существенно изменилась. Как следует из оценок, антропогенные увеличения концентрации парниковых газов вносят существенный вклад в повышение вероятности некоторых волн тепла. Модельные исследования климата также говорят о том, что увеличение объема парниковых газов внесло вклад в наблюдаемое увеличение числа случаев сильных осадков, наблюдаемое в некоторых частях Северного полушария. Однако вероятность многих других экстремальных явлений погоды может существенно не измениться. Таким образом, неправильно приписывать каждый новый погодный рекорд изменению климата.

Время проявления фигурирующих в проекциях трендов потепления также зависит от изменчивости локального климата, при которой температуры могут временно повышаться или уменьшаться. Помимо этого, кривые в проекциях локальной температуры, показанные на рисунке 1, ЧЗВ 10.2, основаны на расчетах по нескольким климатическим моделям при одинаковом предполагаемом в будущем сценарии выбросов. Разные темпы накопления парниковых газов в атмосфере вызовут разные тренды потепления, так что диапазон разброса результатов модельных проекций потепления (цветное затенение на рисунке 1, ЧЗВ 10.2) был бы шире, если бы рисунок включал диапазон разброса сценариев выбросов парниковых газов. Увеличение, необходимое для того, чтобы изменение летних температур проявилось на фоне локальной изменчивости в XX веке (независимо от темпов изменения) показано на карте в центре рисунка 1, ЧЗВ 10.2.

Полный ответ на вопрос о том, когда влияние человека на местный климат станет очевидным, зависит от степени доказанности, которая считается достаточной для того, чтобы сделать что-либо «очевидным». Наиболее убедительные научные данные в подтверждение эффекта изменения климата в локальных масштабах получены из анализа глобальной картины и из множества фактов о климатической системе, связывающих многие наблюдаемые изменения с влиянием человека.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 10.2 (продолжение)



ЧЗВ 10.2, рисунок 1 | Временные ряды изменения температуры, согласно проекциям, в четырех репрезентативных местах летом (красные кривые, характеризующие июнь, июль и август для мест в тропиках и Северном полушарии, или декабрь, январь и февраль - в Южном полушарии) и зимой (голубые кривые). Для каждого временного ряда приведено облако изменений, согласно проекциям (розовый цвет для местного теплого сезона, голубой - для местного холодного сезона), полученным посредством 24 расчетов по различным моделям на основе естественной локальной изменчивости (серое облако), выведенной по моделям с использованием условий в начале XX века. Сигнал потепления первоначально появляется в тропиках в летний период. Карта в центре показывает повышение глобальной температуры (°C), необходимое для того, чтобы повышение локальной температуры летом проявилось на фоне облака изменчивости в начале XX века. Необходимо отметить, что теплые цвета обозначают самое малое повышение температуры, следовательно, самое раннее время проявления. Все расчеты основаны на результатах моделирования по глобальным климатическим моделям в рамках этапа 5 Проекта по сравнению сопряженных моделей (CMIP5) при воздействии, основанном на сценариях выбросов согласно версии 8.5 репрезентативной траектории концентраций (РТК8.5). Ширина облаков проекций изменений и естественной изменчивости определяется как ± 2 среднего квадратического отклонения. (Адаптировано из Mahlstein et al., 2011, с внесенными обновлениями).

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 11.1 | Если вы не можете предсказать погоду на следующий месяц, то как вы можете предсказывать климат на предстоящее десятилетие?

Статистика погодных условий, используемая для определения климата, включает долгосрочные средние температуры воздуха и количества осадков, а также статистику их изменчивости, такую, как средние квадратические отклонения межгодовой изменчивости количества осадков от долгосрочного среднего или повторяемость числа дней с температурой ниже 5 °С. Средние значения климатических переменных за длительные периоды времени называются климатическими средними. Они могут относиться к отдельным месяцам, сезонам или годам в целом. Предсказание климата будет отвечать на вопрос вроде: «Насколько вероятно, что средняя температура наступающего лета будет выше, чем многолетнее среднее для прошлых летних сезонов?» или: «Насколько вероятно, что следующее десятилетие будет теплее предыдущих десятилетий?». Более конкретно, предсказание климата может дать ответ на вопрос: «Насколько вероятно, что температура (в Китае, например), осредненная за следующие десять лет, превзойдет температуру в Китае, осредненную за прошедшие 30 лет?» Предсказания климата не предоставляют прогнозов детальной ежедневной эволюции будущей погоды. Вместо этого, они сообщают вероятности долгосрочных изменений в статистике климатических переменных в будущем.

С другой стороны, прогнозы погоды дают предсказания ежедневной погоды для конкретного времени в будущем. Они помогают ответить на вопросы вроде: «Будет ли завтра дождь?». Иногда прогноз погоды представляется в показателях вероятности. Например, прогноз погоды может сообщать, что: «Вероятность дождя в Апия завтра составляет 75 %».

Для того, чтобы подготовить точные предсказания, прогнозистам требуется подробная информация о текущем состоянии атмосферы. Хаотичная природа атмосферы означает, что даже самая малая ошибка в описании «начальных условий», как правило, ведет к неточным прогнозам на период более недели или около того. Это так называемый «эффект бабочки».

Климатологи не пытаются подробно предсказывать будущую динамику погоды в предстоящие сезоны, годы или десятилетия, и не претендуют на это. С другой стороны, имеются твердые научные основы для того, чтобы полагать, что некоторые аспекты климата могут быть предсказаны, хотя и неточно, несмотря на эффект бабочки. Например, рост концентраций долгоживущих парниковых газов в атмосфере ведет к повышению приземной температуры в будущие десятилетия. Таким образом, информация о прошлом может помочь, и действительно помогает, предсказывать будущий климат.

Некоторые виды возникающей естественным путем так называемой «внутренней» изменчивости могут, по крайней мере теоретически, расширить возможности для предсказания будущего климата. Если такая изменчивость включает в себя или создает обширные, долгоживущие аномалии температуры верхних слоев океана, то это вызовет изменения в соприкасающимся с ними слое атмосферы, как локальные, так и удаленные.

Явление Эль-Ниньо - Южное колебание является, по-видимому, наиболее известным примером этого вида внутренней изменчивости. Изменчивость, связанная с Эль-Ниньо - Южным колебанием, становится частично предсказуемой. Эффект бабочки имеет место, но требуется более продолжительное время для того, что серьезно повлиять на некоторые виды изменчивости, связанной с явлением Эль-Ниньо - Южное колебание.

Это используется метеорологическими службами и другими учреждениями. Они разработали системы сезонного-межгодового предсказания, которые позволяют им прогнозировать сезонные климатические аномалии с убедительной прогностической точностью. Точность заметно изменяется от места к месту и от переменной к переменной. Точность имеет тенденцию уменьшаться с увеличением периода заблаговременности прогноза, а в некоторых местах она вообще отсутствует. «Точность» используется здесь в ее техническом смысле: это мера того, насколько точность предсказания превышает точность некоторого типичного простого метода предсказания, как, например, предположение о том, что наблюдавшиеся в последнее время аномалии будут существовать и в предсказываемый период.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 11.1 (продолжение)

Системы сезонного-межгодового и десятилетнего предсказания погоды во многом сходны (например, все они включают в себя одинаковые математические уравнения для атмосферы, все они требуют задания начальных условий для быстрого запуска системы предсказаний, и все они подвержены ограничениям точности прогнозирования, обусловленным эффектом бабочки). Однако предсказание на десятилетие, в отличие от сезонного-межгодового предсказания погоды, все еще находится на ранней стадии развития. В то же время системы предсказания на десятилетие показывают определенную степень точности в прогнозировании приземной температуры на большей части земного шара на период, по меньшей мере, в девять лет. «Ретроспективное» означает прогнозирование прошлого явления, при котором в используемую систему предсказания вводятся только данные наблюдений, проведенных до наступления данного явления. Основная часть этой точности, как полагают, происходит из п. «Внешнее воздействие» - это термин, используемый климатологами для обозначения фактора воздействия, существующего вне климатической системы и вызывающего изменение в ней. Это включает увеличения концентрации долгоживущих парниковых газов.

Теория показывает, что точность предсказания количества осадков за десятилетие должна быть меньше точности предсказания приземной температуры за десятилетие, и эффективность ретроспективного прогнозирования оправдывает это ожидание.

Современные исследования направлены на совершенствование систем прогнозирования на десятилетие и понимание причин, определяющих любую их точность. Ключевым вопросом является понимание того, как дополнительная информация о внутренней изменчивости фактически преобразуется в повышение точности прогноза. Хотя, как ожидается, системы предсказания улучшатся в ближайшие десятилетия, хаотичная природа климатической системы и связанный с этим эффект бабочки всегда будут ставить неизбежные пределы для точности прогнозирования. Существуют и другие источники неопределенности. Например, на климат могут влиять извержения вулканов, но их время и мощность предсказать невозможно, и будущие извержения представляют собой один из нескольких источников неопределенности. Кроме того, серьезную проблему создает малая длина периода с достаточным количеством океанографических данных, необходимых для инициализации и оценки предсказаний на десятилетие.

Наконец, следует иметь в виду, что системы прогноза на десятилетие предназначены для использования факторов предсказуемости связанных как с внешним воздействием, так и имеющих внутреннее происхождение. Климатологи проводят различие между предсказаниями на десятилетие и проекциями на десятилетие. В проекциях используется только возможность предсказания, основанная на внешнем воздействии. В то время как предыдущие доклады об оценке МГЭИК были сконцентрированы исключительно на проекциях, в этом докладе также оцениваются исследования в области предсказаний на десятилетие и их научная основа.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 11.2 | Как извержения вулканов влияют на климат и нашу способность предсказывать климат?

Крупные извержения вулканов образуют множество частиц, именуемых пеплом или тефрой. Однако эти частицы быстро, в течение нескольких дней или недель, выпадают из атмосферы, так что они не влияют на глобальный климат. Например, извержение вулкана Сент-Хеленс повлияло на приземную температуру на северо-западе США в течение нескольких дней, но, поскольку в стратосферу было выброшено немного SO_2 , она не оказала никакого заметного влияния на глобальный климат. Если при крупных извержениях в высоких широтах произойдут выбросы серы в стратосферу, то они повлияют только на то полушарие, где произошли эти извержения, и влияние будет длиться не более года, поскольку возникшее стратосферное облако имеет время жизни всего в несколько месяцев.

Вулканы в тропиках и субтропиках в большей степени охлаждаются поверхность земного шара или тропосферы. Это связано с тем, что возникшее в верхней атмосфере сернокислотное облако сохраняется в течение одного-двух лет и способно покрыть большую часть земного шара. Однако их региональные климатические последствия трудно предсказать, поскольку рассеяние стратосферного сульфатного аэрозоля сильно зависит ветра в атмосфере в момент извержения. Более того, эффект охлаждения поверхности, как правило, неоднороден: поскольку континенты охлаждаются сильнее океана, летний муссон может ослабеть и уменьшить дожди в Азии и Африке. Реакция климата еще более осложняется тем, что облака в верхней атмосфере, образующиеся при извержении, также поглощают коротковолновую радиацию и тепло от Земли, что вызывает более интенсивное потепление в тропиках, чем в высоких широтах.

Крупнейшие извержения вулканов за последние 250 лет способствовали развитию научных исследований. После извержения вулкана Лаки в Исландии в 1783 г. в Европе были зарегистрированы рекордно высокие летние температуры, за которыми последовала очень холодная зима. Два сильных извержения, одно неуставленного вулкана в 1809 г., и второе - вулкана Тамбора в 1815 г. вызвали в 1816 г. «год без лета». Трудности для сельского хозяйства в Европе и США привели в этот год к недостатку продуктов питания, голоду и бунтам.

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 11.2, рисунок 1 | Схематическое представление влияния вулканов в тропиках и субтропиках на температуры в верхней атмосфере (стратосфере) и нижней атмосфере (тропосфере).

ЧЗВ 11.2 (продолжение)

Самое крупное за более, чем 50 лет извержение вулкана Агунг в 1963 г. стало предметом многих современных исследований, включая анализ наблюдений и расчеты по климатическим моделям. Два последовательных извержения вулканов Эль-Чичон в 1982 г. и Пинатубо в 1991 г. дали толчок к выполнению работы, которая привела к современному пониманию влияния извержений вулканов на климат.

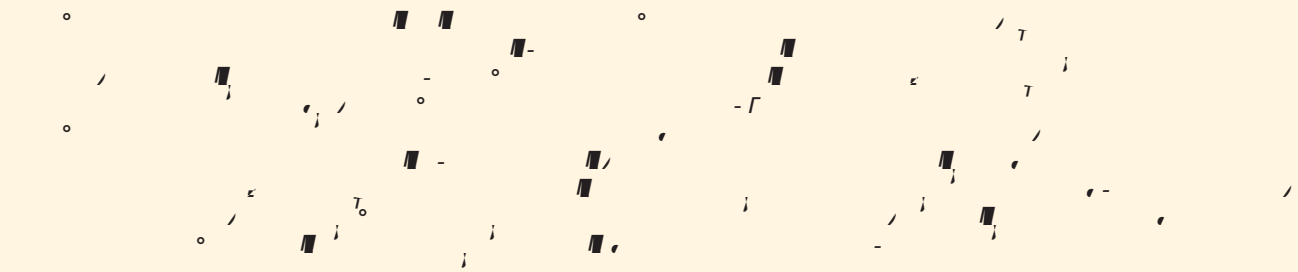
Вулканические облака сохраняются в стратосфере всего несколько лет, так что их воздействие на климат также кратковременно. Но воздействия последовательных сильных извержений могут продолжаться дольше. Например, в конце XIII века произошли четыре крупных извержения, по одному в каждые 10 лет. Первое, в 1258 г., было самым сильным за 1 000 лет. Эти последовательные извержения охладили Северную Атлантику и арктический морской лед. Другим представляющим интерес периодом являются три крупных и несколько менее сильных извержений вулканов в 1963 - 1991 гг. (см. главу 8 о том, как эти извержения повлияли на состав атмосферы и ослабили коротковолновую радиацию на поверхности).

Вулканологи могут определить, когда вулкан становится более активным, но они не могут предсказать будет ли вулкан извергаться, и, если да, то какое количество серы он может выбросить в стратосферу. Тем не менее, вулканы влияют на возможность предсказания климата в трех определенных направлениях. Во-первых, если интенсивное извержение приведет к выбросу существенных объемов двуокиси серы в стратосферу, этот эффект может быть включен в предсказание климата. Имеются существенные трудности и источники неопределенности, такие как сбор надежных данных наблюдений вулканического облака и расчеты его движения и изменения в течение времени жизни. Однако благодаря опыту наблюдений и успешному моделированию последних извержений некоторые эффекты крупных извержений могут быть включены в прогнозы.

Второй эффект состоит в том, что извержения вулканов представляют собой потенциальный источник неопределенности в наших предсказаниях. Извержения невозможно предсказывать заранее, но они будут происходить, создавая кратковременные воздействия на климат как в локальном, так и глобальном масштабах. В принципе, эту потенциальную неопределенность можно учесть путем включения случайных извержений или извержений, основанных на некотором сценарии, в наши краткосрочные ансамблевые прогнозы климата. Эта научная область требует дополнительных исследований. Проекция будущего в этом докладе не включает будущих извержений вулканов.

В третьих, для проверки точности воспроизведения моделируемого климата можно использовать исторические данные о климате вместе с оценками наблюдаемых сульфатных аэрозолей. Хотя реакция климата на взрывные извержения вулканов представляет собой полезную аналогию с некоторыми другими видами климатического воздействия, имеются ограничения. Например, успешное моделирование влияние отдельного извержения может помочь в валидации моделей, используемых для сезонных и межгодовых прогнозов лет. Но не все механизмы глобального потепления в течение следующего столетия могут быть таким образом валидированы, поскольку вовлекаются долгосрочные обратные связи с океаном, которые имеют больший временной масштаб, чем время реакции на отдельные извержения вулканов.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 12.1 Почему используется так много моделей и сценариев для проекции изменения климата?

Предсказание социально-экономического развития является, пожалуй, еще более сложным, чем прогнозирование эволюции физических систем. Оно включает предсказание поведения людей, выборы политики, технологические достижения, международную конкуренцию и сотрудничество. Традиционный подход состоит в использовании сценариев возможного будущего социально-экономического развития, из которого определяются будущие выбросы парниковых газов и другие факторы воздействия. Как правило, невозможно оценить степень правдоподобия индивидуальных сценариев воздействия. Вместо этого используется набор альтернатив для определения диапазона возможного. Результаты, вытекающие из различных сценариев воздействия, предоставляют политикам альтернативы и диапазон различных возможных сценариев будущего развития.

Внутренние колебания в климатической системе спонтанно генерируются за счет взаимодействий между компонентами, такими как атмосфера и океан. В случае изменения климата в ближайшей перспективе, они могут затмить влияние внешних возмущений, таких, как увеличения объемов парникового газа (см. главу 11). Однако, для более длительных периодов времени предполагается, что вместо этого будут доминировать внешние воздействия. Проекция на основе расчетов по климатическим моделям предсказывают, что по прошествии нескольких десятилетий различные сценарии будущей концентрации антропогенных парниковых газов и других факторов воздействия и реакция на них климатической системы различным образом повлияют на изменение средней глобальной температуры (ЧЗВ 12.1, рисунок 1, слева). Таким образом, оценка последствий этих различных сценариев и реакций имеет первостепенное значение, особенно при рассмотрении возможных политических решений.

Климатические модели основываются на физических принципах, управляющих нашей климатической системой, и эмпирическом знании, и описывают сложные, взаимодействующие процессы, необходимые для моделирования климата и изменения климата, как прошлого, так и будущего. Аналогии на основе прошлых наблюдений или экстраполяции по последним трендам представляют собой неадекватные стратегии для создания проекций, поскольку будущее не обязательно будет простым продолжением того, что мы наблюдали до настоящего времени.

Хотя можно написать уравнения движения жидкости, которые определяют поведение атмосферы и океана, их невозможно решить без использования численных алгоритмов при компьютерном моделировании, подобно тому, как инжиниринг воздушных судов основывается на численных модельных расчетах уравнений аналогичных типов. Также, многие физические, биологические и химические процессы малого масштаба, такие как облачные процессы, не могут быть описаны с помощью этих уравнений либо из-за того, что у нас нет вычислительных возможностей для описания системы с достаточно подробным пространственным разрешением для непосредственного моделирования этих процессов, либо из-за того, что пока мы располагаем лишь частичным научным пониманием механизмов, управляющих этими процессами. Вместо этого их необходимо аппроксимировать в климатических моделях с помощью так называемых параметризаций, посредством которых устанавливаются математическое соотношение между непосредственно смоделированными и аппроксимированными количественными значениями, что часто делается на основе данных о наблюдаемом поведении.

При существующих ограничениях в вычислительных возможностях и данных наблюдений имеется несколько альтернативных и в равной степени приемлемых численных представлений, решений и аппроксимаций для моделирования климатической системы. Это разнообразие считается здоровым аспектом сообщества специалистов по моделированию климата и его итогом является диапазон проекций возможного изменения климата в глобальных и региональных масштабах. Такой диапазон создает основу для оценки неопределенности в проекциях, но поскольку количество моделей сравнительно невелико, а предоставление результатов модельных вычислений в общедоступные архивы является добровольным, выборка возможных будущих сценариев не является ни систематичной, ни всесторонней. Кроме того, сохраняются несовершенства, которые являются общими для всех моделей; разные модели имеют разные сильные и слабые стороны; пока непонятно, какими аспектами качества моделирования, которые можно оценить по наблюдениям, следует руководствоваться при нашей оценке будущих расчетов по моделям.

(продолжение на следующей странице)

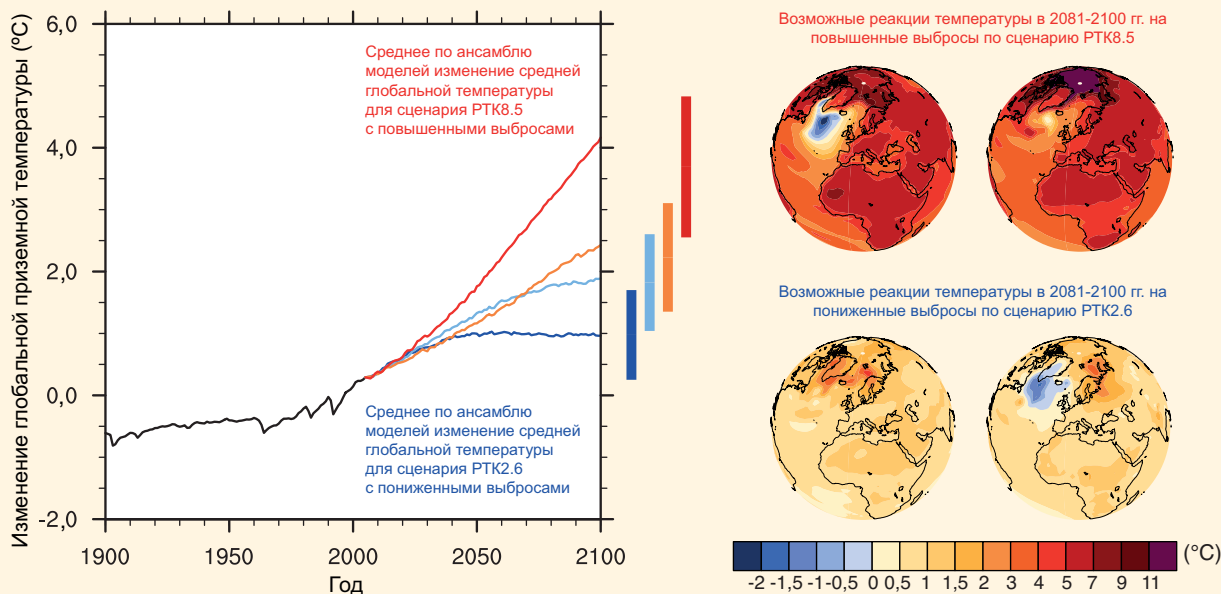
ЧЗВ 12.1 (продолжение)

Для проекций различных задач обычно используются модели различной сложности. В случаях, когда необходимы модельные расчеты на большие, занимающие многие столетия промежутки времени, или когда необходимо получить много реализаций, может использоваться модель с большей скоростью вычисления, но с меньшим пространственным разрешением, или модель с упрощенным описанием некоторых климатических процессов. Упрощенные модели могут адекватно воспроизводить усредненные по крупному масштабу значения характеристик, таких как средняя глобальная температура, но более мелкие детали, такие как региональные осадки, могут быть воспроизведены только с помощью сложных моделей.

Координация модельных экспериментов и результатов расчетов группами, такими как Проект по сравнению сопряженных моделей (CMIP), Всемирная программа исследований климата и ее Рабочая группа по климатическим моделям, демонстрирует, что научное сообщество наращивает усилия для оценки возможности моделей воспроизводить прошлый и текущий климат и сопоставления проекций будущего изменения климата. «Многомодельный» подход является в настоящее время стандартной методологией, используемой сообществом климатологов для оценки проекций отдельной климатической переменной.

На рисунке 1, ЧЗВ 12.1, (справа) показана реакция температуры к концу XXI века по расчетам по двум иллюстративным моделям для сценариев самой высокой и самой низкой РТК. Модели согласуются в части крупномасштабных структур в полях потепления у поверхности, например в том, что суша будет нагреваться быстрее океана и что потепление в Арктике будет происходить быстрее, чем в тропиках. Но они расходятся в величине глобальной реакции на одинаковый сценарий и в деталях мелкомасштабной, региональной реакции. Степень усиления потепления в Арктике, например, меняется от одной модели к другой, а одна из подгрупп моделей показывает меньшую интенсивность потепления или слабое похолодание в Северной Атлантике в результате ослабления процессов формирования глубинных вод и сдвигов в океанских течениях.

Имеются неизбежные неопределенности в будущих внешних воздействиях и реакции на них климатической системы, которые еще более усложняются внутренней изменчивостью системы. Использование множества сценариев и моделей стало стандартным выбором для их оценки и характеристики, таким образом давая возможность описать широкий диапазон вариантов возможной будущей эволюции климата Земли.



ЧЗВ 12.1, рисунок 1 | Изменение средней глобальной температуры (относительно 1986-2005 гг.), осредненное по всему набору моделей этапа 5 Проекта по сравнению сопряженных моделей (CMIP5), для четырех сценариев репрезентативной траектории концентраций (РТК): РТК2.6 (темно-синий цвет), РТК4.5 (светло-синий), РТК6.0 (оранжевый) и РТК8.5 (красный); для этих 4 сценариев использовались результаты 32, 42, 25 и 39 моделей, соответственно.

■ диапазоны изменения глобальной приземной температуры к концу XXI века показаны вертикальными отрезками. Отметим, что эти диапазоны относятся к разности между двумя средними значениями за 20-летние периоды, 2081-2100 гг. по сравнению с периодом 1986-2005 гг., что соответствует центрам отрезков, располагающимся в точках с меньшими значениями изменений, чем определяемые конечной точкой годовых траекторий. Для сценариев с самой высокой (РТК8.5) и самой низкой (РТК2.6) траекторией по данным двух моделей CMIP5 приведены иллюстративные карты изменения приземной температуры в конце XXI столетия (2081-2100 гг. по сравнению с периодом 1986-2005 гг.). Эти модели выбраны для иллюстрации довольно широкого интервала реакции моделей, но данный набор не является репрезентативным для какой-либо количественной оценки неопределенности реакции моделей.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 12.2 | Как изменится водный цикл Земли?

Водный цикл состоит из воды, содержащейся на Земле во всех ее фазах, и воды, циркулирующей по климатической системе Земли. В атмосфере вода существует в первую очередь в виде газа (водяного пара), но она также присутствует в форме льда и жидкой воды в облаках. Океан, конечно же, представляет собой жидкую воду, но в полярных регионах океан также частично покрыт льдом. Вода суши в жидкой форме формирует поверхностные воды (такие как озера и реки), почвенную влагу и грунтовые воды. Воды суши в твердом виде встречаются в ледяных щитах, ледниках, снеге и льде на поверхности и в виде многолетней мерзлоты и сезонно-мерзлых грунтов.

В некоторых заявлениях касательно будущего климата иногда говорится, что водный цикл ускорится, но это может ввести в заблуждение, поскольку, строго говоря, предполагается, что влагооборот будет происходить с течением времени все быстрее и быстрее и повсеместно. Действительно, в некоторых частях мира гидрологический цикл интенсифицируется, причем перенос воды будет большим, а движение воды в водоемы и из водоемов более быстрым. Однако другие компоненты климатической системы будут испытывать истощение источников воды и, тем самым, более медленное движение воды. Некоторые водоемы могут даже исчезнуть.

По мере прогрева Земли возникнут некоторые изменения просто в качестве реакции на потепление климата. Эти изменения происходят под влиянием энергии, которую глобальное потепление привносит в климатическую систему. Лед во всех формах будет таять быстрее и станет менее распространенным. Например, согласно некоторым модельным расчетам, проанализированным в этом докладе, лед в арктических морях в летний период исчезнет до середины этого столетия. В атмосфере будет содержаться больше водяного пара и наблюдения и результаты модельных расчетов показывают, что это уже так. К концу XXI века среднее количество водяного пара может увеличиться на величину от 5 до 25 %, в зависимости от количества парниковых газов и радиационно-активных частиц, таких как дым. Вода будет быстрее испаряться с поверхности. Уровень моря повысится за счет расширения при повышении температуры воды в океане, таяния льда на суше и стока образующихся вод в океан (см. ЧЗВ 13.2).

Эти общие изменения подвержены влиянию сложной климатической системы, так что не следует ожидать, что они будут происходить повсеместно и в одинаковом темпе. Например, с изменением климата может измениться циркуляция воды в атмосфере, на суше и в океане, при этом вода будет накапливаться в одних местах и изыматься из других. Изменения могут происходить и в течение года: некоторые сезоны будут становиться более влажными, чем другие. Так, модельные расчеты, оцениваемые в этом докладе, показывают, что зимние осадки в северной Азии могут увеличиться более, чем на 50 %, в то время как летние осадки, согласно проекциям, вряд ли изменятся. Люди также непосредственно вмешиваются в гидрологический цикл путем управления водными ресурсами и изменений в землепользовании. Изменяющееся распределение населения и практик использования воды привнесут дополнительные изменения в гидрологический цикл.

Процессы, связанные с гидрологическим циклом, могут занимать минуты, часы, дни и более того, и пространство от метров до километров и более. Изменчивость на этих масштабах, как правило, выше, чем для температуры, так что изменения климата в части осадков заметить труднее. Несмотря на эту сложность, проекции будущего климата показывают изменения, общие для многих моделей и сценариев воздействия на климат. Об аналогичных изменениях говорилось в ДО4. Взятые вместе, эти результаты дают основание предложить понятный механизм изменения, даже при том, что абсолютные величины изменяются от модели к модели и от одного вида воздействия к другому. Здесь мы сконцентрируем внимание на изменениях на суше, где изменения гидрологического цикла оказывают наибольшее влияние на антропогенные и естественные системы.

Предполагаемые изменения климата, полученные по оцененным в настоящем докладе модельным расчетам (схематически показаны на рисунке 1, ЧЗВ 12.2), в целом включают в себя увеличение осадков в некоторых частях тропиков и в полярных широтах, которое при наиболее экстремальных сценариях выбросов может к концу XXI века превысить 50 %. В противоположность этому, в обширных районах субтропиков могут наблюдаться сокращения в 30 % и более. В тропиках эти изменения вызваны, по видимому, увеличением водяного пара в атмосфере и изменениями в атмосферной циркуляции, которые еще в большей степени концентрируют водяной пар в тропиках и, тем самым, способствуют увеличению количества тропических осадков. В субтропиках эти изменения циркуляции одновременно способствуют уменьшению осадков несмотря на потепление в этих регионах. Поскольку в субтропиках расположено большинство мировых пустынь, такие изменения означают увеличение аридности в уже засушливых районах и возможное расширение площади пустынь.

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 12.2 (продолжение)

Увеличения в высоких широтах вызваны более высокими температурами, которые дают возможность атмосфере содержать больше влаги и, таким образом, больше воды, способной осаждаться. Более теплый климат дает возможность внетропическим циклоническим системам переносить в высокие широты большее количество водяного пара без существенных изменений характерной скорости ветра. Как отмечалось выше, изменения в высоких широтах сильнее выражены в более холодные сезоны.

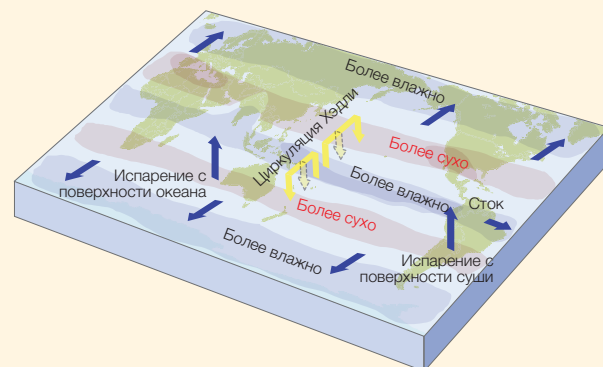
То, становится ли суша более сухой или более влажной, частично зависит от изменения количества осадков, но также и от изменений интенсивности испарения и транспирации растений (совокупно именуемых эвапотранспирацией). Поскольку более теплая атмосфера способна содержать большее количество водяного пара, она, при условии достаточного количества воды на земной поверхности, может вызвать большую эвапотранспирацию. Однако увеличение диоксида углерода в атмосфере ослабляет испарение с растений в атмосферу, частично противодействуя эффекту потепления.

В тропиках повышенная эвапотранспирация противодействует влиянию увеличения осадков на количество почвенной влаги, тогда как в субтропиках имеющееся малое количество влаги позволяет лишь небольшое изменение эвапотранспирации. В высоких широтах, согласно климатическим проекциям, увеличение количества осадков, как правило, перевешивает увеличение эвапотранспирации, формируя увеличенный среднегодовой сток, но неодинаковые изменения в количестве почвенной влаги. Как следует из изменения циркуляции, показанного на рисунке 1, ЧЗВ 12.2, границы областей с высокой и низкой влажностью также могут сдвигаться.

Еще одним осложняющим фактором является характер осадков. Согласно проекциям, основанным на моделях, осадки в виде дождя станут более интенсивными, частично потому, что в атмосфере будет содержаться больше влаги. Так, по модельным расчетам, рассмотренным в настоящем докладе, на большей части суши суточное количество осадков, которое наблюдается в среднем раз в 20 лет, к концу XXI века может выпадать каждые 10 лет или даже чаще. В то же время, проекции также показывают, что, в целом, будет наблюдаться тенденция к уменьшению частоты выпадения осадков. Эти изменения вызывают два, казалось бы, противоречащих друг другу, эффекта: более интенсивные ливни, вызывающие большее число наводнений, и при этом более длительные засушливые периоды между дождями, приводящие к большему числу засух.

В высоких широтах и на больших высотах происходят дальнейшие изменения, вызванные потерями воды на замерзание. Некоторые из них анализируются современным поколением глобальных климатических моделей (ГКМ), а некоторые изменения можно выявить за счет того, что они отражаются на таких объектах, как ледники, которые обычно не анализируются моделями и не включаются в них. При более теплом климате снег начинает накапливаться осенью в более поздние сроки и таять весной в более ранние сроки. Модельные расчеты, рассмотренные в настоящем докладе, показывают, что, в соответствии с проекциями, снежный покров в Северном полушарии в период с марта по апрель уменьшится к концу этого столетия в среднем приблизительно на 10-30 % , в зависимости от сценария поведения концентрации парниковых газов. Более раннее весеннее таяние изменяет время наступления пика весеннего половодья на реках, питающихся водами от снеготаяния. В результате, расходы рек в более поздний период уменьшатся, оказывая потенциальное влияние на управление водными ресурсами. Эти особенности отражаются в результатах модельных расчетов по ГКМ.

Разрушение многолетней мерзлоты позволит влаге просачиваться более глубоко в землю, но оно также позволит земле прогреваться, что может увеличить эвапотранспирацию. Однако большинство современных ГКМ не включают все процессы, необходимые для хорошего моделирования изменения в состоянии многолетней мерзлоты. Исследования, анализирующие замерзание почвы или использующие выходную продукцию ГКМ в качестве внешних условий для более детальных моделей суши, дают основание ожидать существенное сокращение многолетней мерзлоты к концу этого столетия. Кроме того, хотя современные ГКМ не включают в явном виде эволюцию ледников, можно ожидать, что ледники продолжат отступление, и в некоторых местах объем вод, который ледники отдают рекам в летний период, по мере их исчезновения может сокращаться. Уменьшение объема ледников также внесет свой вклад в уменьшение стока рек в весенний период. Однако если среднегодовое количество осадков в виде дождя или снега возрастет, то это не обязательно означает, что среднегодовой сток рек уменьшится.



ЧЗВ 12.2, рисунок 1 | Схематическая диаграмма проекций изменений основных компонент гидрологического цикла. Голубые стрелки показывают основные типы изменения движения воды в климатической системе Земли: направленный к полюсам перенос вод под влиянием внетропических ветров, испарение с поверхности и сток с суши в океаны. Затененные районы означают области, которые с более высокой вероятностью могут стать более сухими или более влажными. Желтые стрелки показывают важное изменение в атмосферной циркуляции, связанной с циркуляцией Хэдли, восходящее движение в которой способствует тропическим осадкам, подавляя при этом осадки в субтропиках. Проекция, построенная по данным моделей, показывает, что нисходящая ветвь циркуляции Хэдли сместится к полюсам как в Северном, так и в Южном полушариях, и будет сопровождаться засушливостью. В высоких широтах прогнозируются более влажные условия, поскольку более теплая атмосфера будет способствовать выпадению большего количества осадков при более интенсивном переносе вод в эти районы.

Часто задаваемые вопросы

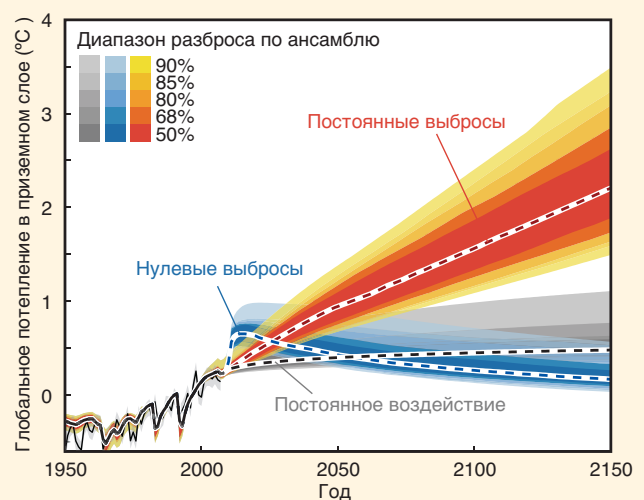
ЧЗВ 12.3 Что произошло бы с будущим климатом, если бы мы прекратили выбросы сегодня?

Попав в атмосферу, парниковые газы удаляются путем химических реакций с другими активными компонентами или, в случае диоксида углерода (CO_2), взаимодействуют с океаном и сушей. Эти процессы характеризуют время жизни газа в атмосфере, определяемое как время, необходимое для того, чтобы концентрация в объеме уменьшилась в e (2,71) раз. Время, в течение которого парниковые газы и аэрозоли сохраняются в атмосфере, варьирует в широком диапазоне от нескольких дней до тысяч лет. Например, время жизни аэрозолей составляют недели, метана (CH_4) - около 10 лет, окиси азота - 100 лет и гексафторэтана (C_2F_6) - около 10 000 лет. CO_2 представляет собой более сложный случай, поскольку он удаляется из атмосферы посредством множества физических и биохимических процессов в океане и на суше; все они происходят в разное время и в разных временных масштабах. При массе единовременного выброса приблизительно 1 000 ПгС, около половины удаляется в течение нескольких десятилетий, но оставшаяся часть сохраняется в атмосфере гораздо дольше. Около 15-40 % от массы выброса CO_2 еще сохраняется в атмосфере спустя 1 000 лет.

В результате значительного времени жизни важнейших антропогенных парниковых газов их повышенная концентрация будет сохраняться в атмосфере в течение долгого времени после прекращения выбросов. Если бы выбросы были остановлены, концентрация парниковых газов в атмосфере не вернулась бы к своему доиндустриальному уровню. Концентрация метана вернулась бы к значениям, близким к доиндустриальному уровню приблизительно через 50 лет, концентрация N_2O потребовалась бы для этого несколько сотен лет, в то время как концентрация CO_2 никогда не вернулась бы к доиндустриальному уровню в течение времени, значимого для нашего общества. С другой стороны, изменения в выбросах короткоживущих веществ, таких как аэрозоли, приведут к почти мгновенным изменениям их концентраций.

Реакция климатической системы на воздействия парниковых газов и аэрозолей характеризуется инерцией, преимущественно вызываемой океаном. Океан обладает большим потенциалом поглощения тепла и характеризуется медленным перемешиванием между поверхностью и глубокими слоями океана. Это означает, что потребуется несколько столетий для того, чтобы весь океан прогрелся и достиг равновесия с измененным радиационным воздействием. Поверхностные слои океана (и, следовательно, континенты) будут продолжать прогреваться до тех пор, пока приземная температура не достигнет равновесия с этим новым радиационным воздействием. ДО4 показал, что если бы концентрация парниковых газов сохранялась постоянной на современном уровне, то в течение XXI века поверхность Земли нагрелась бы еще на $0,6\text{ }^\circ\text{C}$ по сравнению с 2000 г. Это «приверженность» климата текущим концентрациям (или «приверженность» постоянному составу атмосферы), показана серым цветом на рисунке 1, ЧЗВ 12.3. Постоянные выбросы на современном уровне привели бы к дальнейшему увеличению концентрации в атмосфере и еще большему потеплению по сравнению с тем, которое наблюдалось до сих пор (ЧЗВ 12.3, рисунок 1, красные линии).

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 12.3, рисунок 1 | Прогнозы, основанные на модели углеродного цикла с учетом энергетического баланса под названием «Модель для оценки изменения климата, вызванного парниковыми газами (MAGICC)», для постоянного состава атмосферы (постоянное воздействие, серый цвет), постоянных выбросов (красный цвет) и нулевых будущих выбросов (голубой цвет), начиная с 2010 г., с оценками неопределенности. Рисунок заимствован из Hare and Meinshausen (2006) на основе калибровки простой климатической модели с углеродным циклом по всем моделям этапа 3 Проекта по сравнению сопряженных моделей (CMIP3) и моделям Проекта по сравнению сопряженных моделей климата и углеродного цикла (C4MIP) (Meinshausen et al., 2011a; Meinshausen et al., 2011b). Результаты основаны на полном моделировании переходного состояния климата, начиная с доиндустриального, и использовании компонент радиационного воздействия. Тонкая черная линия и затенение обозначают наблюдаемое потепление и неопределенность.

ЧЗВ 12.3 (продолжение)

Даже если бы антропогенные выбросы парниковых газов прекратились сейчас, то радиационное воздействие за счет концентраций этих долгоживущих парниковых газов только незначительно сокращалось бы в будущем со скоростью, определяемой временем жизни данного газа (см. выше). Более того, реакция климата системы Земля на это радиационное воздействие была бы еще более медленной. Глобальная температура не среагировала бы быстро на изменения концентрации парниковых газов. Предотвращение выбросов только CO_2 привело бы к сохранению почти постоянной температуры в течение многих столетий. Одновременное предотвращение короткоживущего отрицательного воздействия со стороны сульфатных аэрозолей (например, путем принятия мер по сокращению загрязнения воздуха) вызовет временное потепление на несколько десятых градуса, как показано синим цветом на рисунке 1, ЧЗВ 12.3. Таким образом, результатом приведения всех выбросов к нулевому уровню стала бы, после непродолжительного потепления, приблизительная стабилизация климата на многие столетия. Это называется «приверженностью» прошлым выбросам (или приверженностью будущим нулевым выбросам). Концентрация ПГ и, следовательно, радиационное воздействие, уменьшились бы, но инерция климатической системы задержала бы реакцию температуры.

Вследствие большой инерции климата и углеродного цикла долгосрочная глобальная температура по большей части контролируется суммарными выбросами CO_2 , которые накопились в течение времени, независимо от того, когда произошли выбросы. Таким образом, ограничение глобального потепления ниже определенного уровня (например, на 2°C выше доиндустриального) предполагает заданный баланс CO_2 , то есть, более значительные выбросы на более ранней стадии предполагают более сильные ограничения в более поздний период. Более высокий целевой уровень для климата позволит сохранить более высокие пиковые концентрации CO_2 и, следовательно, большие совокупные выбросы CO_2 (позволяя, например, отложить необходимое сокращение выбросов).

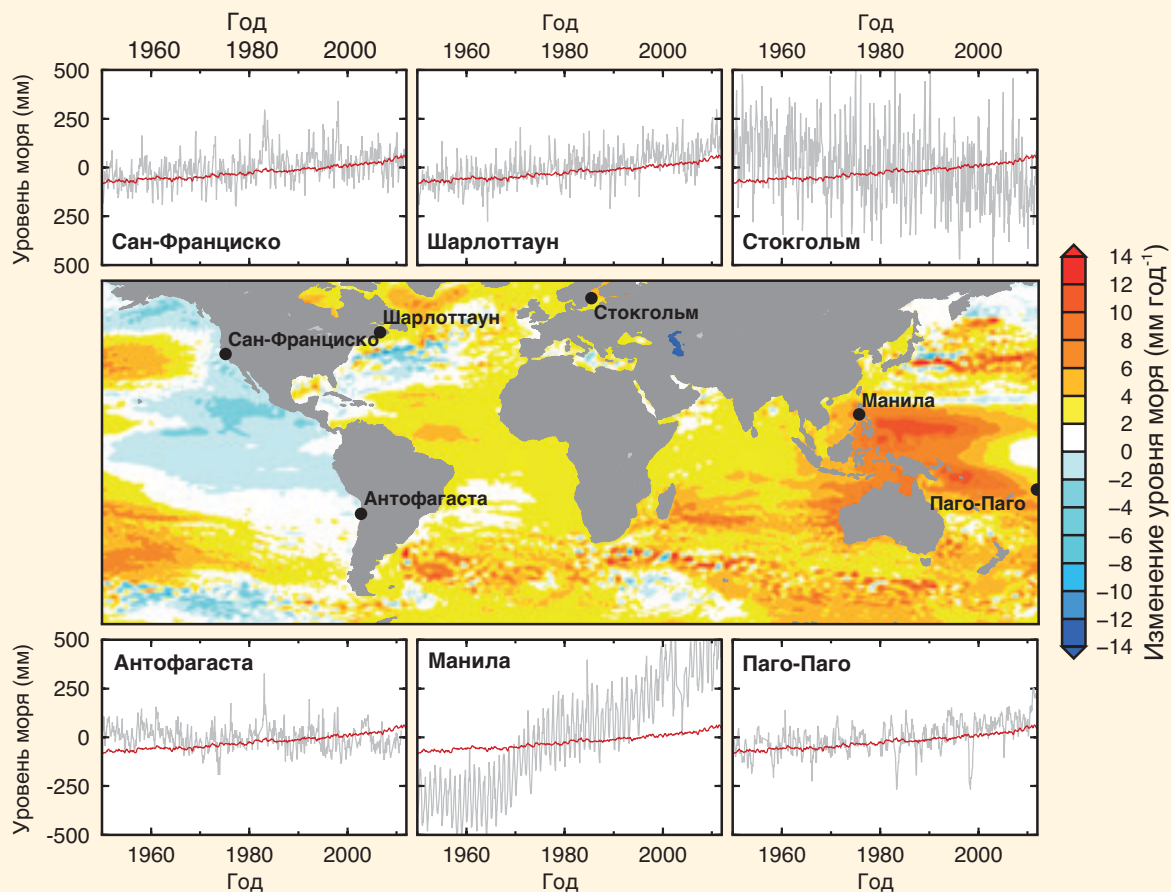
Глобальная температура представляет собой полезное обобщенное значение для описания величины изменения климата, но не все изменения приведут к пропорциональному изменению глобальной температуры. Например, изменения в гидрологическом цикле также зависят от вида воздействия (например, парниковые газы, аэрозоли, изменения в землепользовании), в то время как более медленно меняющимся компонентам системы Земля, таким как подъем уровня моря и ледяной щит, потребуется больше времени на реакцию, и в таком случае могут быть достигнуты критические пороговые значения или произойти резкие или необратимые изменения в климатической системе.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 13.1 | Почему изменение локального уровня моря отличается от глобального среднего показателя?

Вертикальное движение либо моря, либо суши вдоль любого побережья может вызвать изменения уровня моря по отношению к суши (известное как относительный уровень моря). Например, локальное изменение может быть вызвано увеличением высоты морской поверхности, либо понижением поверхности суши. В течение сравнительно коротких промежутков времени (от нескольких часов до нескольких лет) в формировании колебаний уровня доминирует влияние приливов, штормов и климатической изменчивости (такой как Эль-Ниньо). Землетрясения и оползни также могут оказывать влияние, вызывая изменения рельефа суши и, иногда, цунами. В течение более длительных промежутков времени (от нескольких десятилетий до нескольких столетий) влияние климатических изменений (с последующими изменениями объемов воды в океане и льда на суше) вносит главный вклад в изменение уровня моря в большинстве регионов. В этих более длительных временных масштабах различные процессы могут вызывать вертикальное движение поверхности суши, в результате которых также могут происходить существенные изменения относительного уровня моря.

Начиная с конца XX века спутниковые измерения высоты поверхности океана относительно центра Земли (известные как геоцентрический уровень моря) показывают различающиеся темпы изменения геоцентрического уровня моря в мире (см. ЧЗВ 13.1, рисунок 1). Например в западной части Тихого океана темпы в три раза превышали средние (за период с 1993 г. по 2012 г.) глобальные темпы в приблизительно 3 мм в год. В противоположность этому, темпы в восточной части Тихого океана были ниже, чем среднее глобальное значение, причем на большей части западного побережья американского континента наблюдалось падение высоты уровня моря за тот же период. *(продолжение на следующей странице)*



ЧЗВ 13.1, рисунок 1 | Карта темпов изменения высоты уровня моря (геоцентрический уровень моря) за период 1993-2012 г.г. по данным спутниковой альтиметрии. Приведены также изменения относительного уровня моря (серые линии) для избранных мареографных станций за период 1950-2012 г.г. Для сравнения приведена оценка изменения среднего глобального уровня моря (красная линия) с рядами данных для каждого мареографа. Довольно большие короткопериодные колебания локального уровня моря (серые линии) связаны с естественной изменчивостью климата, описанной в основном тексте. Например, большие регулярные отклонения в Паго-Паго связаны с Эль-Ниньо - Южное колебание.

ЧЗВ 13.1 (продолжение)

Большая часть пространственных вариаций, показанных на рисунке 1, ЧЗВ 13.1, являются результатом естественной изменчивости климата, такой как Эль-Ниньо и Тихоокеанское десятилетнее колебание, во временных масштабах от около года до нескольких десятилетий. Эти климатические колебания изменяют приземные ветры, океанские течения, температуру и соленость и, следовательно, влияют на уровень моря. Влияние этих процессов продолжится в XXI веке и будет накладываться на пространственную структуру изменения уровня моря, связанную с долговременными изменениями климата, которые также происходят за счет изменения приземных ветров, океанских течений, температуры и солености, а также объема океана. Однако в противоположность естественной изменчивости долговременные тренды накапливаются с течением времени и, как предполагается, этот процесс будет доминировать в течение XXI века. Таким образом, результирующие темпы изменения геоцентрического уровня моря в этот более длительный период могут образовывать пространственные структуры, весьма отличные от приведенной на рисунке 1, ЧЗВ 13.1.

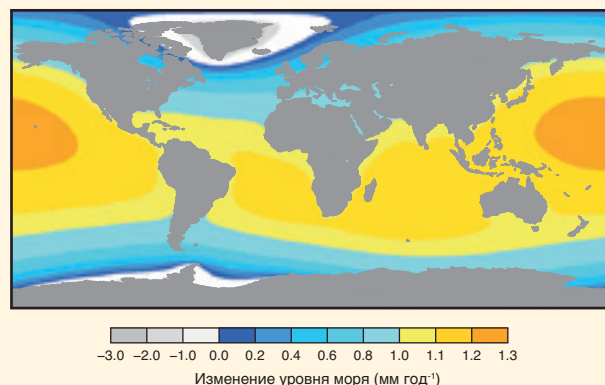
Мареографы измеряют относительный уровень моря и, таким образом, их измерения отражают изменения, вызванные вертикальным движением как суши, так и морской поверхности. Во многих береговых районах вертикальное движение суши невелико и, таким образом, долгосрочные темпы изменения уровня моря, зарегистрированные береговыми и островными мареографами, совпадают со средним глобальным значением (см. записи в Сан-Франциско и Паго-Паго на рисунке 1, ЧЗВ 13.1). В некоторых районах важное влияние оказывало вертикальное движение суши. Например, устойчивое падение уровня моря, зарегистрированное в Стокгольме (ЧЗВ 13.1, рисунок 1), вызвано подъемом этого района после таяния мощного (толщиной >1 км) континентального ледового щита в конце последнего ледникового периода от ~20 000 до ~9 000 лет назад. Такая продолжающаяся деформация суши, представляющая собой реакцию на таяние древнего ледяного щита, вносит значительный вклад в региональные изменения уровня моря в Северной Америке и северо-западной части Евразии, которые были покрыты мощными континентальными ледовыми щитами в период пика последнего ледникового периода.

В других регионах этот процесс может привести также к опусканию суши, что увеличивает относительный уровень моря, как это происходит в Шарлоттауне, где, по сравнению со средними глобальными темпами, наблюдался довольно большой подъем (ЧЗВ 13.1, рисунок 1). Вертикальное движение суши за счет смещения тектонических плит Земли также может вызвать отклонения от тренда среднего глобального уровня моря в некоторых районах, наиболее существенные в тех, которые расположены около зон активной субдукции, в которых одна тектоническая плита уходит под другую. В случае Антофагаста (ЧЗВ 13.1, рисунок 1) это, как представляется, приводит к равномерному подъему суши и поэтому относительный уровень падает.

В дополнение к региональному влиянию вертикального движения суши на изменение относительного уровня моря некоторые процессы приводят к быстрым, но очень локальным смещениям земной поверхности. Например, повышенные темпы подъема по сравнению с глобальным средним показателем в Маниле (ЧЗВ 13.1, рисунок 1) обусловлены опусканием суши, вызванным интенсивным выкачиванием подземных вод. Опускание суши, вызванное естественными и антропогенными процессами, такими как добыча подземных вод или углеводородов, является обычным во многих прибрежных районах, в частности в дельтах крупных рек.

Обычно предполагается, что таяние ледников или Гренландского и Антарктического ледяных щитов вызовет равномерный глобальный подъем уровня моря, что очень похоже на наполнение ванны водой. В действительности, такое таяние приводит к региональным колебаниям уровня моря из-за множества процессов, включая изменение океанских течений, ветров, гравитационного поля Земли и высоты суши. Например, компьютерные модели, которые воспроизводят два последних процесса, предсказывают региональное падение относительного уровня моря в окрестностях тающих ледовых щитов, поскольку гравитационное притяжение между льдом и океанской водой уменьшается и суша имеет тенденцию подниматься по мере таяния льда (ЧЗВ 13.1, рисунок 2). Однако по мере удаления от тающего ледового щита рост уровня моря повышен по сравнению со средним глобальным значением.

В качестве резюме следует сказать, что имеется множество процессов, управляющих изменением высоты поверхности и дна океана, в результате чего формируются пространственные структуры изменения уровня моря в масштабах от локального до регионального. Комбинация этих процессов создает сложную структуру суммарного изменения уровня моря, которая изменяется со временем по мере изменения относительного вклада каждого процесса. Среднее глобальное изменение представляет собой полезное уникальное значение, которое отражает вклад климатических процессов (например, таяния льда на суше и повышения температуры океана) и представляет собой хорошую оценку изменения уровня моря во многих местах на побережье. С другой стороны, однако, там, где активны различные региональные процессы, возможны большие отклонения от среднего глобального значения.



ЧЗВ 13.1, рисунок 2 | Результаты моделирования, показывающие изменение относительного уровня моря, вызванного таянием Гренландского ледяного щита и западной части Антарктического ледяного щита, со скоростью 0,5 мм год⁻¹ каждый (при том, что среднее глобальное значение подъема уровня моря равно 1 мм год⁻¹). Полученные при моделировании изменения уровня моря меньше средних глобальных значений в районах вблизи тающего ледника, но превышают их по мере удаления (заимствовано из Milne et al., 2009).

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 13.2 | Будут ли Гренландский и Антарктический ледяные щиты способствовать изменению уровня моря в оставшуюся часть столетия?

В течение тысячелетий медленное горизонтальное движение в ледовом щите переносит массу из районов с результирующей аккумуляцией (преимущественно, из высоко расположенных внутренних частей) в области с результирующей потерей (преимущественно, низко лежащая периферия и береговой периметр). В настоящее время Гренландия теряет приблизительно половину аккумулированного льда за счет абляции с поверхности и половину – из-за откалывания. С другой стороны, Антарктика теряет фактически все свои накопления за счет откалывания и подводного таяния окаймляющих шельфовых льдов. Шельфовые льды способны плавать, так что потери массы оказывают только пренебрежительно малое прямое воздействие на уровень моря, хотя они могут влиять на уровень моря опосредовано, изменяя баланс льда своего родительского ледового щита (см. ниже).

Результаты некоторых исследований с использованием данных спутниковой радиолокационной альтиметрии, говорят о том, что количество снега в Восточной Антарктике увеличилось, но последние результаты моделирования атмосферы и спутниковые измерения изменений гравитационного поля не показали значимого увеличения. Это очевидное несоответствие может быть обусловлено тем, что сравнительно небольшие долгосрочные тренды маскируются сильной межгодовой изменчивостью количества снега. Проекция позволяет говорить о существенном увеличении количества снега в Антарктике в XXI веке, преимущественно из-за того, что при более теплой атмосфере увеличатся потоки влаги в полярные регионы. Региональные изменения в атмосферной циркуляции, по-видимому, играют второстепенную роль. Согласно проекциям, эти процессы, с учетом всего Антарктического ледового щита, приведут к падению уровня моря на величину от 0 до 70 мм.

В настоящее время температуры воздуха во всей Антарктике слишком холодные для существенной абляции с поверхности. Однако полевые и спутниковые наблюдения указывают на усиленный сток, проявляющийся в опускании поверхности ледника, в нескольких локальных прибрежных районах. Все эти районы (ледники Пайн-Айленд и Твейтс в Западной Антарктике и ледники Тоттен и Кука в Восточной Антарктике) лежат в гранитных желобах глубиной в километр, обращенных к краю антарктического континентального шельфа. Полагают, что рост скорости сползания был вызван региональными изменениями циркуляции океана, создающей контакт теплой воды с плавающим шельфовым льдом.

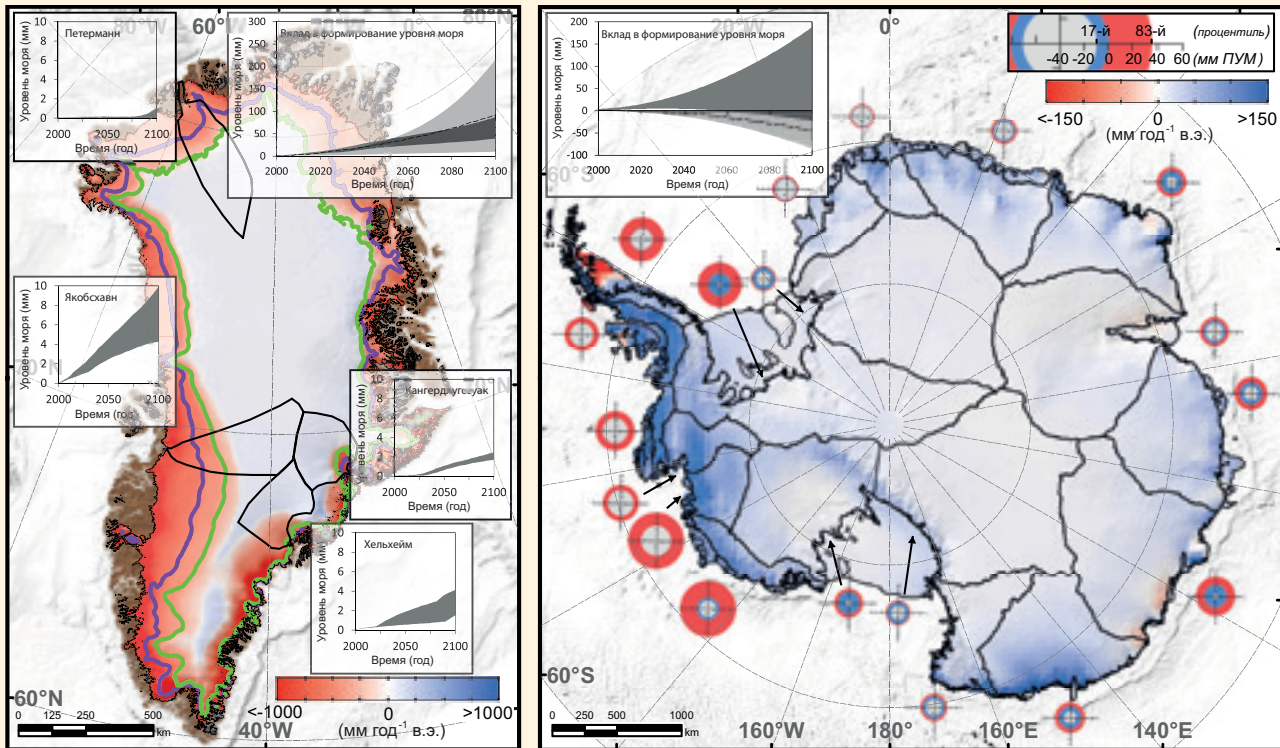
На расположенном севернее Антарктическом полуострове происходит хорошо подтвержденное наблюдениями обрушение ледяного шельфа, что, по-видимому, связано с усилением таяния на поверхности, вызванным повышением приземной температуры в атмосфере за последние десятилетия. Последующее утончение ледников, при котором вода просачивалась в эти шельфовые ледники, имело положительное, но малое, влияние на уровень моря, как и другие похожие явления, возможные в будущем на полуострове. Региональные проекции изменения температуры атмосферы в XXI веке говорят о том, что этот процесс, по-видимому, не повлияет на устойчивость крупных шельфовых ледников как в Западной, так и в Восточной Антарктике, хотя эти шельфовые ледники могут оказаться под угрозой при будущих изменениях океана (см. ниже).

(продолжение на следующей странице)

ЧЗВ 13.2 (продолжение)

Оценки вклада антарктических ледовых щитов в состояние уровня моря за последние десятилетия варьируют в широких пределах, хотя в последнее время было потрачено много усилий для согласования данных наблюдений. Имеются серьезные свидетельства того, что усиленный сток (в первую очередь в Западной Антарктике) в настоящее время перевешивает любое увеличение аккумуляции снега (в основном, в Восточной Антарктике), означая тенденцию к подъему уровня моря. Прежде чем можно будет сделать более надежные проекции стока в XXI веке, необходимо усовершенствовать модели, воспроизводящие движение льда, особенно любые изменения в линии налегания, которая разделяет плавучий лед от того, который покоится на горных породах, а также взаимодействия между шельфовым льдом и океаном. Концепция «нестабильности морского ледяного щита» основана на идее о том, что сток льда с ледового щита, покоящегося на горных породах ниже уровня моря, усиливается, если лед на линии налегания более толстый и, следовательно, движется быстрее. На горных породах, наклоненных к внутренней части ледового щита, это создает порочный круг усиленного стока, делая лед на линии налегания более тонким и превращая его в плавучий. Затем линия налегания отступает вниз по склону к более толстому льду, что, в свою очередь, вновь вызывает усиление стока. Эта обратная связь потенциально может иметь результатом быструю потерю частей ледяного щита, по мере того, как линии налегания отступают вдоль ложбин и бассейнов, которые углубляются в сторону внутренней части ледяного щита.

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 13.2, рисунок 1 | Иллюстративное обобщение проекций изменений баланса массы снега (БМС) и стока к 2100 г. для а) Гренландского и б) Антарктического ледяных щитов. Цвета на карте обозначают проекцию изменения БМС между началом и концом XXI века с использованием региональной атмосферной климатической модели RACMO2 при сценарии дальнейшего потепления A1B (Антарктика) и РТК4.5 (Гренландия). Для Гренландии положение средней линии равновесия в течение этих периодов времени показано фиолетовым и зеленым цветом, соответственно. Границы ледовых щитов и линии налегания, а также секторов ледового щита показаны черными линиями. Для Гренландии результаты моделирования стока четырех главных выводных ледников показаны в виде вставок, тогда как проекция изменения стока ледяных щитов в Антарктике, основанная на вероятностной экстраполяции наблюдаемых трендов, представлена в виде цветных колец. Внешний и внутренний радиусы каждого кольца показывают верхнюю и нижнюю границы интервала вклада с вероятностью 2/3, соответственно (шкала приведена в верхней правой части); красный цвет соответствует потере массы (подъему уровня моря), тогда как синий соответствует приращению массы (падению уровня моря). Наконец, вклад в уровень моря показан для каждого ледового щита (вставка над картами), причем светло-серый цвет относится к БМС (модельный эксперимент, использованный для создания карты БМС, показан штриховой линией), а темно-серый – к стоку. Все проекции показывают верхнюю и нижнюю границы интервала вклада с вероятностью 2/3 для всей совокупности сценариев.

ЧЗВ 13.2 (продолжение)

Будущее воздействие климата может вызвать такое неустойчивое разрушение, которое может продолжаться затем независимо от климата. Это возможное разрушение может происходить в отдельных ложбинах в горных породах в течение сотен лет в Западной Антарктике и секторах Восточной Антарктики. Многие исследования сосредоточены на понимании того, насколько важна эта теоретическая концепция для таких ледовых щитов. Уровень моря может подняться, если влияние морской неустойчивости станет существенным, но в настоящее время нет достаточных данных для однозначного определения прекурсора такого неустойчивого отступления. Согласно проекциям, вклад изменения стока в подъем уровня моря составит к 2100 г. от -20 (т.е., падение) до 185 мм, хотя неопределенное влияние неустойчивости системы морской лед - ледяной щит может увеличить эту цифру на несколько десятых метра. В целом представляется, что повышение количества осадков в виде снега только частично компенсирует повышение уровня моря, вызванного увеличенным стоком льда.

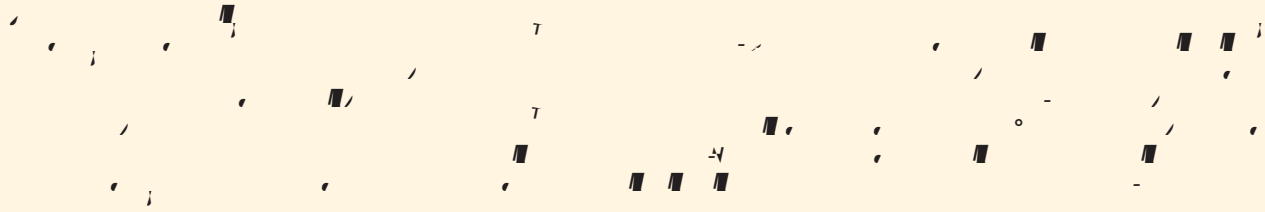
В Гренландии потеря массы из-за повышенной абляции с поверхности и стока преобладает над наметившимся в последнее время трендом увеличения аккумуляции во внутренней части. Согласно оценкам, потеря массы за счет абляции с поверхности удвоилась с начала 1990-х годов. Как ожидается, этот тренд продолжится в течение следующего столетия в связи с увеличением площади ледового щита, подверженного абляции с поверхности в течение длительных периодов времени. Действительно, проекции на XXI век говорят о том, что все возрастающие потери массы будут преобладать над медленно растущей аккумуляцией. Повторное замерзание талой воды внутри снежников на поверхности ледовых щитов оказывают важное (хотя, возможно, временное) ослабляющее влияние на соотношение между потеплением атмосферы и потерей массы.

Хотя наблюдаемая реакция выводных ледников является как сложной, так и весьма изменчивой, откалывание айсбергов от многих главных выводных ледников в Гренландии за последнее десятилетие значительно усилилось и представляет собой источник заметной дополнительной потери массы. Похоже, что это связано с вторжением теплой воды в окраинные моря вокруг Гренландии, но неясно, связано ли это явление с междесятилетней изменчивостью, такой как Североатлантическое колебание, или с более долговременным трендом, обусловленным потеплением, вызванным парниковыми газами.

Составление проекций его влияния на сток в XXI веке поэтому затруднено, но оно указывает, тем не менее, на очевидную чувствительность стока к потеплению океана. Влияние поверхностной талой воды на смазку подстилающих ледовый щит горных пород и способность более теплого льда легко деформироваться могут привести к увеличению скорости движения льда, но связь с наблюдающимся в последнее время увеличением стока остается неясной. Согласно проекциям, изменение результирующей разности между абляцией с поверхности и аккумуляцией приведет в 2081-2100 гг. к повышению уровня моря на 10 - 160 мм (по отношению к 1986-2005 гг.), тогда как увеличенный сток, как прогнозируется, добавит еще от 10 до 70 мм (таблица 13.5).

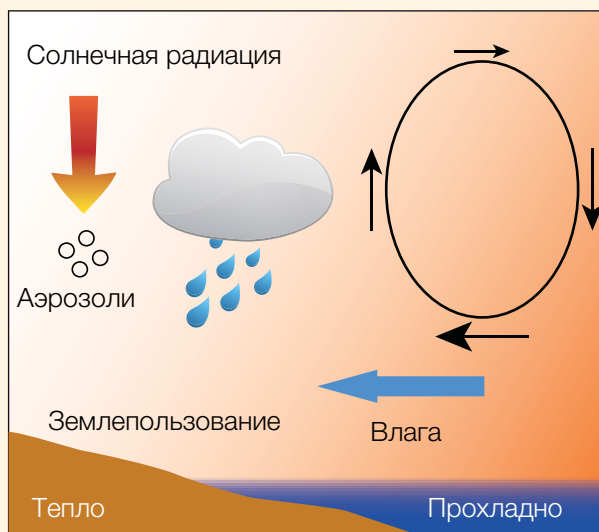
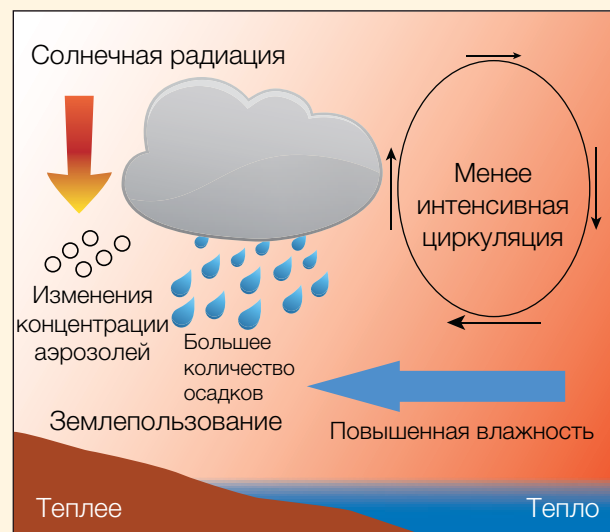
Гренландский ледяной щит внес вклад в повышение среднего глобального уровня моря за последние несколько десятилетий, и этот тренд, как ожидается, усилится в течение этого столетия. В противоположность Антарктике, в Гренландии нет известных крупномасштабных областей неустойчивости, которые могли бы вызвать резкое увеличение подъема уровня моря в XXI веке. Однако возможно существование порогового значения, в результате чего продолжающееся уменьшение размеров может стать необратимым на масштабах в несколько столетий, даже если климат вернулся бы к своему доиндустриальному состоянию в течение столетия. Хотя потеря массы в результате откалывания айсбергов в будущие десятилетия может усилиться, этот процесс, в конечном счете, прекратится, когда кромка льда отступит до гранитных пород, расположенных над уровнем моря, на которых лежит основная масса ледяного щита.

Часто задаваемые вопросы

ЧЗВ 14.1 | Как изменение климата влияет на муссоны?

Муссонные дожди выпадают на всех континентах, где есть тропики: в Азии, Австралии, на американском континенте и в Африке. Муссонная циркуляция формируется под действием разности температуры суши и моря, которая изменяется от сезона к сезону в зависимости от распределения солнечного нагрева. Продолжительность и количество жидких осадков зависит от содержания влаги в атмосфере и от конфигурации и интенсивности атмосферной циркуляции. Игруют роль региональное распределение суши и океана, а также рельеф. Например, Тибетское плато из-за неоднородности его снежного покрова и нагрева поверхности определяет интенсивность сложных азиатских муссонных систем. Там, где влажные, направленные на берег, воздушные потоки поднимаются над горами, как это происходит в юго-западной части Индии, муссонные осадки интенсифицируются. На подветренной стороне таких гор они ослабляются.

Начиная с конца 1970-х годов в результате изменений атмосферной циркуляции восточно-азиатский летний муссон ослаблялся и не распространялся столь далеко на север, как в более раннее время. Это, в свою очередь, приводило к усилению засухи в северной части Китая и к наводнениям в более южных районах в долине реки Янцзы. В противоположность этому индо-австралийская и западно-тихоокеанская муссонные системы не проявляют согласованных трендов начиная с середины XX века, но в значительной степени модулируются Эль-Ниньо - Южное колебание (ЭНЮК). Аналогичным образом, с изменчивостью ЭНЮК в большой мере связаны изменения, наблюдаемые в южно-американской муссонной системе за последние несколько лет. Данные о трендах в северо-американской муссонной системе ограничены, но наблюдалась тенденция к увеличению количества осадков в виде дождя на северной стороне главного муссонного района. В поведении индийского или африканского муссонов не наблюдалось никаких систематических долгосрочных трендов.

*(продолжение на следующей странице)***а) Современное состояние****б) Будущее состояние**

ЧЗВ 14.1, рисунок 1 | Схематическая диаграмма, иллюстрирующая главные механизмы влияния деятельности человека на муссонные осадки. По мере потепления климата перенос водяного пара с океана на сушу усиливается, поскольку более теплый воздух содержит большее количество водяного пара. Это также увеличивает потенциал сильных осадков. Связанные с потеплением изменения крупномасштабной циркуляции влияют на интенсивность и протяженность общей муссонной циркуляции. Изменения в землепользовании и содержании атмосферных аэрозолей также могут влиять на количество солнечной радиации, которая поглощается атмосферой и суши, потенциально уменьшая различие в температуре суши и моря.

ЧЗВ 14.1 (продолжение)

Земная поверхность нагревается более быстро, чем поверхность океана, так что контраст приземной температуры увеличивается во многих регионах. Однако при потеплении климата опрокидывающая циркуляция в тропической атмосфере в среднем замедляется за счет ограничений в энергетическом балансе тропической атмосферы. Эти изменения атмосферной циркуляции приводят к региональным изменениям интенсивности, площади охвата и времени наступления муссона. Имеется ряд других эффектов в части того, как изменение климата может повлиять на муссоны. Нагрев поверхности меняется в зависимости от интенсивности поглощения солнечной радиации, которая, в свою очередь, зависит от любых изменений в землепользовании, изменяющих отражаемость (альбедо) поверхности суши. Кроме того, изменение содержания атмосферных аэрозолей, таких как загрязняющие воздух вещества, влияет на количество солнечной радиации, достигающей земли, что может изменять муссонную циркуляцию путем изменения летнего солнечного нагрева земной поверхности. С другой стороны, поглощение солнечной радиации аэрозолями нагревает атмосферу, изменяя распределение тепловыделения в ней.

Наиболее сильное влияние изменения климата на муссоны оказывает увеличение содержания атмосферной влаги, связанное с потеплением атмосферы, приводящее к увеличению суммарного количества муссонных осадков, даже если сила муссонной циркуляции ослабевает или не меняется.

Проекция с помощью климатических моделей для XXI века показывают рост суммарного количества муссонных осадков по большей мере благодаря увеличению содержания влаги в атмосфере. Как следует из проекций, суммарная площадь области, охваченной муссоном, увеличится вместе с общим расширением тропических районов в направлении полюсов. Согласно проекциям по климатическим моделям, глобальное количество муссонных осадков увеличится от 5 % до приблизительно 15 %, в зависимости от сценария. Хотя суммарные муссонные осадки в тропиках увеличатся, некоторые районы будут получать меньше муссонных дождей в связи с ослаблением тропических атмосферных циркуляций. Даты начала муссона, \uparrow , станут более ранними или сильно не изменятся, а даты окончания муссона, \downarrow , станут более поздними, что приведет к удлинению сезона муссонов.

Будущие региональные тренды интенсивности и времени наступления муссона остаются неопределенными во многих частях мира. Межгодовые изменения муссона во многих тропических регионах подвержены влиянию ЭНЮК. Как в будущем изменится ЭНЮК и как изменится его влияние на муссон также остается неопределенным. Однако прогнозируемое общее увеличение количества муссонных осадков указывает на соответствующий рост риска экстремальных дождей в большинстве регионов.

Часто задаваемые вопросы

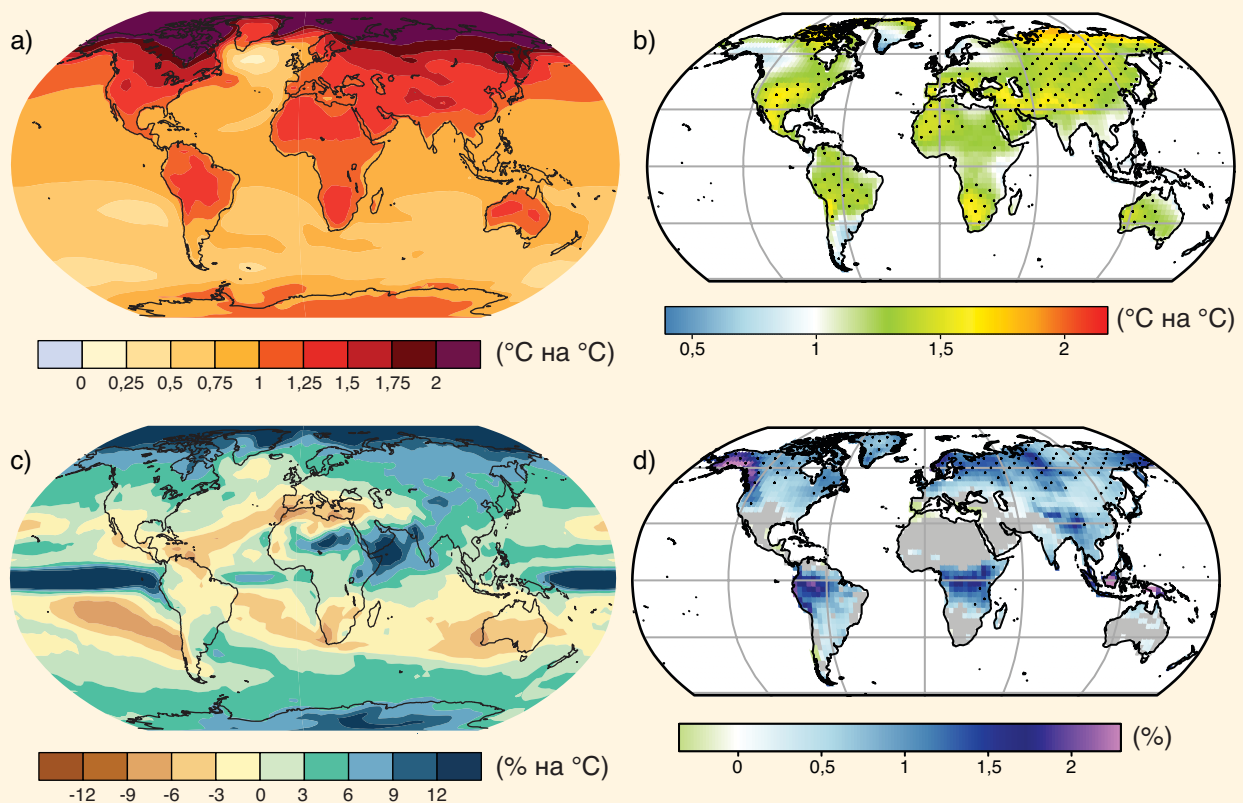
ЧЗВ 14.2 | Как будущие проекции регионального климата связаны с проекциями глобальных средних показателей?

Тепло и влага и их изменения распределены по земному шару неравномерно по нескольким причинам:

- внешние воздействия изменяются в пространстве (например, солнечная радиация зависит от широты, выбросы аэрозоля имеют локальные источники, землепользование подвержено региональным изменениям, и т.д.);
- характеристики поверхности изменяются в пространстве, например, контраст суша-море, рельеф, температура поверхности моря, содержание почвенной влаги;
- погодные системы и океанские течения перераспределяют тепло и влагу из одного региона в другой.

Погодные системы связаны с имеющими важное региональное значение климатическими явлениями, такими, как муссоны, зоны тропической конвергенции, траектории циклонов и важные проявления изменчивости климата (например, Эль-Ниньо - Южное колебание (ЭНЮК), Североатлантическое колебание (САК), Южная кольцевая мода (ЮКМ), и т.д.). Помимо модуляции регионального потепления некоторые климатические явления, согласно проекциям, изменятся в будущем, что может привести к дополнительным воздействиям на региональные климаты (см. таблицу 14.3).

(продолжение на следующей странице)



ЧЗВ 14.2, рисунок 1 | Проекция изменений в XXI веке средних годовых и экстремальных за год значений (над сушей) приземной температуры воздуха и осадков: а) средней приземной температуры на °C изменения средней глобальной температуры, б) 90-ого перцентиля максимальной суточной температуры на °C изменения средней глобальной максимальной температуры, с) среднего количества осадков (в % на °C изменения средней глобальной температуры), и d) доли дней с осадками, превышающими 95-й перцентиль. Источники: а) и с) -проекция изменений средних значений между 1986-2005 гг. и 2081-2100 гг. по результатам моделирования CMIP5 согласно сценарию RTK4.5 (см. главу 12, рисунок 12.41); б) и d) – проекция изменений экстремальных значений над сушей между 1980-1999 гг. и 2081-2100 гг. (заимствовано из Orłowsky and Seneviratne, 2012, рисунки 7 и 12).

ЧЗВ 14.2 (продолжение)

Проекция изменения приземной температуры и осадков демонстрируют большие региональные вариации (ЧЗВ 14.2, рисунок 1). Более интенсивное потепление приземного воздуха прогнозируется в континентальных регионах высоких широт и в Северном Ледовитом океане, тогда как в океанах и низких широтах изменения более близки к средним глобальным значениям (ЧЗВ 14.2, рисунок 1). Например, проекция показывает, что потепление в районе Великих озер Северной Америки будет на 50 % более интенсивным, чем среднее глобальное потепление. Аналогичные большие региональные различия наблюдаются также в проецируемых экстремальных температурах (ЧЗВ 14.2, рисунок 1b). Согласно проекциям, изменения в количестве осадков даже еще в большей степени подвержены региональной изменчивости, чем изменения температуры (ЧЗВ 14.2, рисунок 1c, d), обусловленные модуляцией со стороны климатических явлений, таких как муссоны и зоны тропической конвергенции. В приэкваториальных широтах, согласно проекциям, среднее количество осадков возрастет, тогда как в районах на границах субтропиков, обращенных к полюсам, среднее количество осадков уменьшится. В районах высоких широт проецируется рост среднего количества осадков и, в частности, увеличение экстремальных осадков из внутритропических циклонов.

Полярные регионы являются иллюстрацией сложности процессов, вовлеченных в изменение регионального климата. Прогнозируется более интенсивное, чем в глобальном среднем, потепление в Арктике, преимущественно из-за того, что таяние льда и снега формирует положительную обратную связь, создавая условия для поглощения большего количества тепла от Солнца. Это способствует дальнейшему потеплению, которое усиливает таяние льда и снега. Однако над Антарктическим континентом и окружающим океаном прогнозируемое потепление выражено в меньшей степени, частично из-за большого положительного тренда интенсивности Южной кольцевой моды. За последние десятилетия усилились западные ветры над средними широтами в южных океанах, что обусловлено совместным воздействием истощения озонового слоя над Антарктикой и изменениями поля температуры в атмосфере, связанными с увеличением концентраций парниковых газов. Это изменение в Южной кольцевой моде хорошо воспроизводится климатическими моделями и имеет последствием уменьшение переноса атмосферного тепла на Антарктический континент. Тем не менее, на Антарктическом полуострове еще продолжается быстрое потепление, поскольку он простирается достаточно далеко на север, чтобы находиться под влиянием теплых воздушных масс в поясе западных ветров.