

## ЛИНЕЙНЫЕ И НЕЛИНЕЙНЫЕ АСПЕКТЫ ОТКЛИКА КЛИМАТА НА ВНЕШНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

*А. В. Елисеев*<sup>1,2,3\*</sup>

<sup>1</sup> Московский госуниверситет им. М.В. Ломоносова,

<sup>2</sup> Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, г. Москва;

<sup>3</sup> Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

Основную роль в современных изменениях климата играет антропогенное воздействие, прежде всего антропогенные эмиссии парниковых газов и аэрозолей. На глобальном уровне отклик земной климатической системы на это воздействие близок к линейному. В частности, он зависит в основном от магнитуды таких воздействий и лишь слабо — от их природы и пространственной локализации. Однако даже при относительно небольших по абсолютной величине внешних воздействиях отклик характеристик земной климатической системы может оказаться существенно нелинейным с проявлением критических точек, при переходе через которые поведение системы меняется качественным образом. Приведены примеры линейных и нелинейных механизмов формирования климатического отклика на внешние воздействия.

### ВВЕДЕНИЕ

Анализ причин и последствий изменений климата — одна из основных задач современной геофизики. Объединяя задачи гидродинамики, термодинамики, распространения волн различной природы, теории пластичности, физической химии, физики твёрдого тела, радиофизики и биофизики, физическая климатология в настоящее время прочно занимает место в ряду физических наук. Более того, практическая важность понимания причин климатических изменений и прогноза этих изменений связывает физическую климатологию с рядом других дисциплин, таких как география, биология и даже экономика, социология и медицина.

Согласно недавно опубликованному Шестому оценочному докладу (ОД6) Межправительственной группы экспертов по изменениям климата (МГЭИК) [1] изменения климата в последние десятилетия XX века и в первые десятилетия XXI века происходят с беспрецедентно высокой скоростью. В частности, линейный тренд глобально усреднённой приземной температуры  $T_g$  в среднем по массивам используемых в ОД6 МГЭИК данных для 1880–2020 годов составил 1,1 К, в том числе 1,0 К для 1960–2020 годов. Таким образом, средняя скорость роста  $T_g$  для указанных временных интервалов близка к 0,08 К/десятилетие и 0,25 К/десятилетие соответственно. Среднее за 2010–2019 годы значение  $T_g$  оказывается выше, чем для любого временного интервала за последние 125 тыс. лет — начиная с последнего межледниковья.

При этом содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере в среднем для 2020 года достигло  $412 \text{ млн}^{-1}$  (частиц на миллион по объёму). Это значение также беспрецедентно высоко для, по крайней мере, последних 2 млн. лет.

Целью данной работы является обзор современных климатических изменений в контексте соответствующих изменений на большем временном масштабе от  $10^3$  до  $10^5$  лет, причин и последствий происходящих изменений климата, а также линейных и нелинейных механизмов формирования отклика климата на внешнее воздействие.

---

\* eliseev.alexey.v@mail.ru

## 1. ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ЗА ИНДУСТРИАЛЬНЫЙ ПЕРИОД

В Шестом оценочном докладе ОД6 МГЭИК [1] на основе анализа обширного эмпирического материала и результатов расчётов с численными моделями земной системы были сделаны следующие выводы об изменениях климата за индустриальный период: доверительный интервал 66 % (ДИ66) роста глобальной температуры у поверхности в 2010–2019 годах по сравнению с 1850–1900 годами по данным наблюдений составляет от 0,9 до 1,2 К. Соответствующий ДИ66 для моделей поколения CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) согласуется с эмпирической оценкой, составляя от 0,8 до 1,3 К.

Потепление климата сопровождается увеличением осадков на суше Северного полушария в средних и высоких широтах с усилением контраста осадков между влажными тропиками и сухими субтропиками. Тем не менее, летние муссонные осадки на суше с 1950-х по 1980-е годы в целом уменьшались. Кроме того, после 1979 года осадки увеличились летом в высоких широтах Южного полушария и уменьшились в средних широтах этого полушария. Изменения осадков в Южном полушарии связаны с естественной изменчивостью климата.

Выявляются учащения волн жары и более редкое проявления волн холода.

Наряду с отмеченным во введении увеличением содержания  $\text{CO}_2$ , в атмосфере многократно по сравнению с доиндустриальным уровнем выросло содержание других парниковых газов, для которых существенны антропогенные эмиссии: метана  $\text{CH}_4$  и закиси азота  $\text{N}_2\text{O}$ , содержание которых в 2019 году достигло 1 866 млрд<sup>-1</sup> (частиц на миллиард по объёму) и 332 млрд<sup>-1</sup> соответственно.

Потепление климата сопровождается таянием морского льда в Арктике с конца 1970-х годов. Уменьшение площади и толщины морского льда за последние десятилетия воспроизводится во всех моделях CMIP6, хотя эти модели и не показывают небольшого наблюдаемого увеличения площади морского льда в Антарктике в этот же период.

С середины XX века наблюдается сокращение снежного покрова в Северном полушарии весной, а в последние десятилетия – также почти повсеместное отступление ледников. В последние два десятилетия также происходит интенсивная потеря массы Гренландского ледникового щита и, в меньшей степени, Антарктического ледникового щита.

Теплосодержание океана увеличивается, по крайней мере с 1970-х годов, в том числе и в слоях глубже 700 м.

Глобальный уровень океана (тесно связанный с его теплосодержанием) вырос на 20 см (ДИ66 от 15 до 25 см) за 1901–2018 годы. Скорость роста уровня океана при этом увеличилась от 1,3 мм/год (ДИ66 от 0,6 до 2,1 мм/год) в среднем для 1901–1971 годов до 1,9 мм/год (ДИ66 от 0,8 до 2,9 мм/год) в среднем для 1971–2006 годов и до 3,7 мм/год (ДИ66 от 3,2 до 4,2 мм/год) в среднем для 2006–2018 годов.

Изменения в состоянии биосферы согласуются с наблюдаемым потеплением климата: био-климатические зоны сместились в сторону полюсов и в Северном, и в Южном полушариях, а вегетационный период удлинился (с 1950-х годов средняя скорость этого удлинения в средних и субполярных широтах Северного полушария составила 2 сут/десятилетие).

## 2. ПРИЧИНЫ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Количественной характеристикой внешнего (в том числе антропогенного) воздействия на земную климатическую систему является радиационное возмущающее воздействие (радиационный форсинг). Эта характеристика определяется как изменение потоков энергии на номинальной верхней границе атмосферы при добавлении к земной климатической системе радиационно-

активной примеси, например парниковых газов или аэрозолей, при неизменном состоянии этой системы. Количественно радиационное возмущающее воздействие  $R$  может быть выражено как неавтономное слагаемое в правой части уравнения сохранения энергии в земной климатической системе:

$$dH/dt = R + F, \quad (1)$$

где  $H$  — теплосодержание системы,  $t$  — время,  $F$  — слагаемое, характеризующее подстройку системы и обратные связи в ней (определения обоих терминов даны в разделе 4.1).

Следует отметить, что использование номинальной верхней границы атмосферы для определения радиационного возмущающего воздействия связано с тем, что баланс энергии на этой границе имеет наиболее простую физическую структуру и не включает в себя потоки явного и скрытого тепла. В зависимости от климатической модели и деталей описания (см. раздел 4.1) эта граница может располагаться от тропопаузы до высоты, с которой начинается проявление неоднородности молекулярной массы атмосферы из-за влияния ультрафиолетовой радиации на диссоциацию многоатомных молекул (начиная примерно со 120 км).

Анализ радиационного возмущающего воздействия в разных работах обычно осуществляется с использованием детальных полилинейных моделей переноса лучистой энергии в атмосфере (т. е. моделей, в которых такой перенос вычисляется при очень высоком спектральном разрешении, позволяющем учесть вклад отдельных линий поглощения или рассеяния на перенос лучистой энергии) и эмпирических (а в случае недостатка последних — и модельных) данных о состоянии атмосферы (её химическом составе, характеристиках облачности и температурной структуры; см. например, [2]). Такой подход в комбинации с данными об интенсивности антропогенного воздействия на земную климатическую систему и вариаций естественных воздействий на климат (изменения потока энергии от Солнца на верхней границе атмосферы и влияние вулканических извержений на состав стратосферы) позволил в ОД6 МГЭИК [1] сделать следующие выводы.

Изменение антропогенного радиационного возмущающего воздействия  $R$  за индустриальную эпоху (1750–2019 годы) составило  $2,7 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $2,0$  до  $3,5 \text{ Вт/м}^2$ .

Вклад антропогенных выбросов парниковых газов и их химических предшественников в это значение  $R$  равен  $3,8 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $3,5$  до  $4,2 \text{ Вт/м}^2$ . В свою очередь, радиационное возмущающее воздействие парниковых газов включает в себя воздействие  $\text{CO}_2$  ( $2,2 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $1,9$  до  $2,4 \text{ Вт/м}^2$ ),  $\text{CH}_4$  ( $0,5 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $0,4$  до  $0,6 \text{ Вт/м}^2$ ), галогенированных веществ ( $0,4 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $0,3$  до  $0,5 \text{ Вт/м}^2$ ) и  $\text{N}_2\text{O}$  (около  $0,2 \text{ Вт/м}^2$ ).

Данное радиационное возмущающее воздействие частично компенсируется охлаждающим воздействием атмосферных аэрозолей ( $-1,3 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $-0,6$  до  $-2,0 \text{ Вт/м}^2$ ), в основном из-за их взаимодействия с облаками (влияние на размер облачных капель и кристаллов;  $-1,0 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $-0,3$  до  $-1,7 \text{ Вт/м}^2$ ). Остальная часть обусловлена прямым влиянием аэрозолей на рассеяние и поглощение радиации в атмосфере ( $-0,3 \text{ Вт/м}^2$  с ДИ66 от  $0,0$  до  $-0,6 \text{ Вт/м}^2$ ).

Важным климатообразующим процессом является естественная климатическая изменчивость. Климатическая система Земли способна формировать квазиколебательные процессы, в том числе и с временными масштабами в несколько десятилетий и более [3, 4]. Такие процессы проявляется даже на глобальном уровне с ещё большей ролью на субконтинентальном и меньшем пространственных масштабах [5]. Вклад естественной изменчивости в происходящие изменения климата зависит от временного интервала с конкретным знаком аномалий температуры. В частности, естественная климатическая изменчивость является причиной так называемой «паузы потепления» с конца 1990-х по середину 2010-х годов, когда скорость нагрева земной климатической системы существенно уменьшилась по сравнению с 1980-ми и большей частью 1900-х годов и по сравнению с интервалом времени с середины 2010-х годов. В данном случае естественная изменчивость проявилась в вариациях интенсивности поглощения тепла океаном [6]. Она также

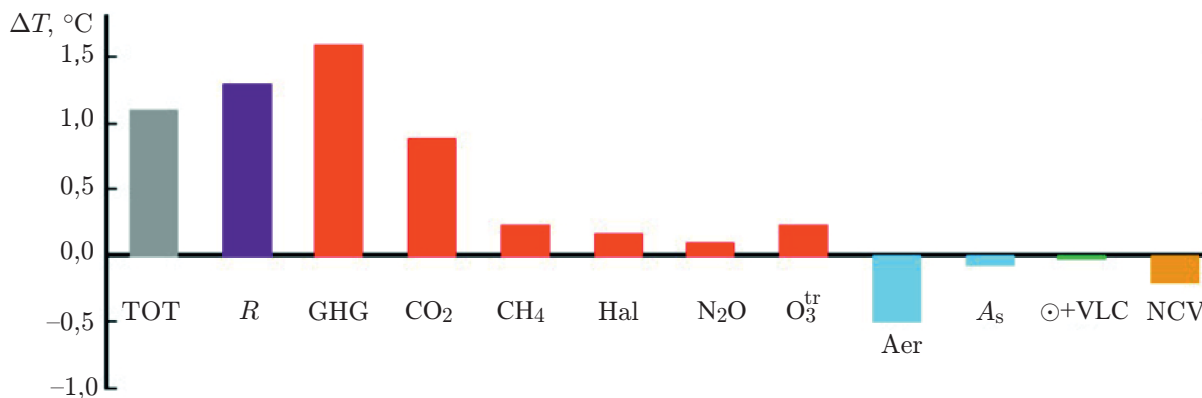


Рис. 1. Центральные оценки для абсолютного вклада различных процессов в изменение климата в 1750–2019 годах по данным ОД6 МГЭИК. Слева направо: все процессы (TOT), все радиационные возмущающие воздействия ( $R$ ), все парниковые газы (GHG), углекислый газ ( $\text{CO}_2$ ), метан ( $\text{CH}_4$ ), галогены (Hal), закись азота ( $\text{N}_2\text{O}$ ), тропосферный озон ( $\text{O}_3^{\text{tr}}$ ), тропосферные аэрозоли (Aer), изменение альbedo поверхности Земли ( $A_s$ ), солнечная и вулканическая активность ( $\oplus$ +VLC) и естественная климатическая изменчивость (NCV)

служит причиной временного охлаждения климата в 1960-х и 1970-х годах [7]. Выделение вклада естественной изменчивости и отклика на внешние воздействия в происходящих изменениях климата является одной из основных задач современной физической климатологии. При её решении активно используются методы статистического анализа временных рядов, в том числе и радиофизические методы. По оценкам ОД6 МГЭИК вклад естественной климатической изменчивости в изменение климата в 1850–2019 годы находится в интервале от  $-0,2$  до  $+0,2$  К.

В ОД6 МГЭИК однозначно установлено, что именно антропогенное воздействие — основной фактор потепления климата с доиндустриального периода. В частности (см. рис. 1), показано следующее.

Полное вынужденное (т.е. связанное с внешними воздействиями на земную климатическую систему) изменение глобально усреднённой приземной температуры в 1750–2019 годах (отметим, что во введении указаны значения для другого интервала времени) составило 1,3 К с ДИ66 от 1,0 до 1,7 К.

Это изменение включает в себя нагрев из-за накопления хорошо перемешанных парниковых газов в атмосфере (1,0 К с ДИ66 от 1,2 до 2,2 К), нагрев из-за роста содержания озона в тропосфере (0,2 К с ДИ66 от 0,1 до 0,4 К), охлаждение из-за влияния атмосферных аэрозолей ( $-0,6$  К с ДИ66 от  $-0,2$  до  $-1,0$  К), и охлаждение из-за изменения альbedo поверхности при землепользовании и нагрев при осаждении сажевого аэрозоля на снег (суммарный эффект двух последних процессов является охлаждающим и равен  $-0,1$  К с ДИ66 от  $-0,2$  до  $+0,0$  К); см. также [8].

Отклик глобальной приземной температуры на отмеченные выше естественные воздействия составляет лишь от  $-0,1$  К до  $+0,1$  К.

Следует специально отметить, что, несмотря на ряд утверждений о роли естественных внешних воздействий в происходящих изменениях климата (обзор и критика этих работ доступны в [9]), количественное воспроизведение изменений  $T_g$  в XX веке в настоящее время невозможно без учёта антропогенных воздействий на климат (рис. 2).

Общее увеличение влагосодержания атмосферы при потеплении приводит к общему росту изменчивости осадков с учащением ливневых (конвективных) осадков и уменьшением обложных осадков (связанных с крупномасштабной конденсацией) [10]. Среднемесячные осадки при этом увеличиваются в тропиках и в средних и субполярных широтах (уже сейчас характеризующихся

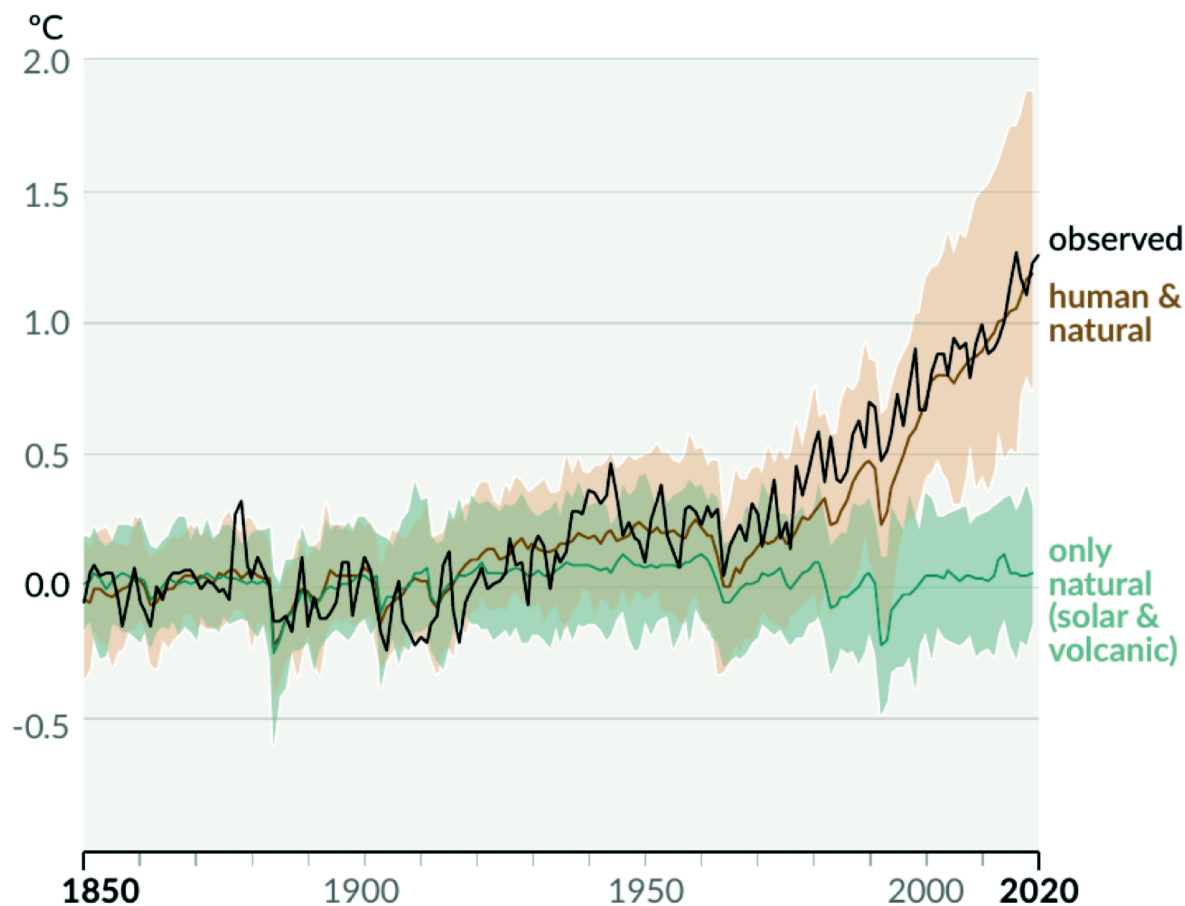


Рис. 2. Изменение глобальной приземной температуры в 1850–2019 годах по моделям CMIP6 (Coupled Models Intercomparison Project, phase 6) в расчётах с учётом только естественных воздействий на климат («only natural (solar & volcanic)») и учётом и естественных, и антропогенных воздействий на земную климатическую систему («human & natural») в сравнении с данными наблюдений («observed»). Закрашенной областью соответствующего цвета показано межмодельное стандартное отклонение для указанных численных экспериментов. Воспроизведено по [1, рис. SPM.1b]

избыточным увлажнением) и уменьшаются в сухих субтропиках [1]. Кроме того, в ОД6 МГЭИК отмечена роль антропогенных атмосферных аэрозолей в уменьшении летних муссонных осадков на суше с 1950-х по 1980-е годы.

В то же время изменчивость температуры при потеплении не проявляется: среднеквадратичное отклонение межгодовых вариаций температуры в средних и субполярных широтах в целом уменьшается, а в других значимо не меняется [11–14].

### 3. ЛИНЕЙНАЯ КОМПОНЕНТА ОТКЛИКА КЛИМАТА НА ВНЕШНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ

Линейная компонента отклика может быть получена представлением слагаемого  $F$  в (1) в виде

$$F = \lambda \Delta T, \quad (2)$$

где  $\Delta T$  — изменение приземной температуры относительно доиндустриального значения, а  $\lambda = \text{const} < 0$  носит название параметра климатической чувствительности. Это название связано

с тем, что для равновесного отклика на заданное стационарное радиационное возмущающее воздействие  $R$  справедливо соотношение

$$\Delta T_{\text{eq}} = -R/\lambda. \quad (3)$$

В (2) предполагается универсальность вертикальной структуры отклика на различные внешние воздействия.

Для моделей ансамбля CMIP6  $\lambda = -(0,59 \div 1,71)$  Вт/(м<sup>2</sup> · К) со средним по ансамблю значением  $-0,95$  Вт/(м<sup>2</sup> · К) [15, 16]. При удвоении содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере ( $q_{\text{CO}_2}$ ) радиационное возмущающее воздействие близко к  $3,7 \pm 0,4$  Вт/м<sup>2</sup> и такой интервал  $\lambda$  соответствует равновесной чувствительности климата к удвоению  $q_{\text{CO}_2}$  от 1,8 до 5,7 К.

При этом отклик тропосферы на внешние воздействия оказывается во многом линейен как на глобальном, так и на региональном уровне. В частности, пространственная структура изменения основных климатических переменных (например, приземной температуры или осадков), будучи приведена к единичному изменению глобальной температуры, мало различается между различными моделями. Более того, она мало различается между различными типами внешнего воздействия с принципиально разной горизонтальной локализацией радиационного возмущающего воздействия.

Численная оценка степени линейности отклика климата будет дана в разделе 4.1.

В линейном приближении отдельные процессы, формирующие отклик климата и дающие вклад в параметр  $\lambda$ , можно считать взаимно независимыми. В таком случае [17]

$$\lambda = \sum_i \lambda_i, \quad (4)$$

где нижний индекс  $i$  указывает на отдельные климатические обратные связи. Вклад отдельных обратных связей масштабируют на так называемый планковский отклик — отклик Земли как абсолютно чёрного тела, для которого изменение  $T_g$  из-за радиационного возмущающего воздействия  $R$  равно  $\Delta T_{\text{Planck}} = R/(4\sigma T_0^3)$ , так что  $\lambda_{\text{Planck}} = -4\sigma T_0^3$ . Здесь  $T_0$  — значение  $T_g$  до возникновения указанного радиационного возмущающего воздействия,  $\sigma$  — постоянная Стефана—Больцмана.

Основными обратными связями в земной климатической системе, помимо планковской, являются (рис. 3) следующие.

1) Обратная связь, связанная с откликами содержания водяного пара в атмосфере и вертикального градиента температуры. При потеплении (для определённости) климата в случае малого изменения относительной влажности [18] в соответствии с соотношением Клазиуса—Клапейрона следует ожидать увеличения содержания водяного пара в атмосфере — сильнейшего парникового газа и поглотителя солнечной радиации. Это приводит к нагреву тропосферы. Однако увеличение содержания водяного пара также вызывает уменьшение вертикального градиента температуры (это соотношение влажноадиабатического градиента). Это приводит к большей температуре «уровня излучения» (высота которого связана с общим содержанием парниковых газов в атмосфере) и, следовательно, более интенсивной потере энергии климатической системы за счёт излучения. Ввиду тесной связи между этими обратными связями их объединяют в одну, что также сужает и интервал неопределённости интенсивности этой связи [18]. По абсолютной величине параметр этой объединённой обратной связи составляет около 1/3 от планковского отклика.

2) Обратная связь, связанная с изменением альбедо поверхности Земли за счёт изменения площади распространения снега (а также ледников) на суше и морского льда. По абсолютной величине медианная оценка для параметра этой обратной связи составляет около 1/8 от планковского отклика.

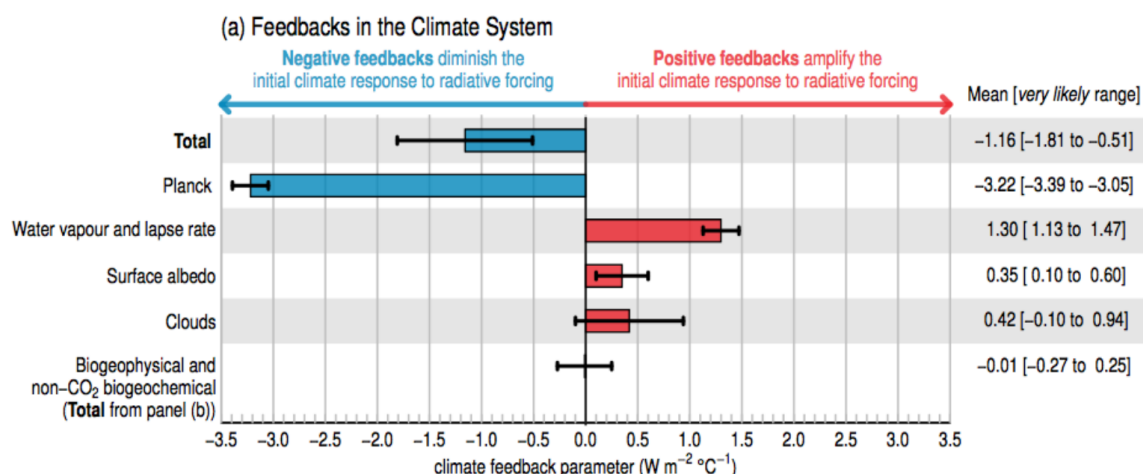


Рис. 3. Основные климатические обратные связи. Справа указаны медианные оценки и доверительные интервалы 5÷95 %. Здесь total — полная обратная связь, Planck — планковская обратная связь, water vapour and lapse rate — обратная связь, связанная с откликами содержания водяного пара в атмосфере и вертикального градиента температуры, surface albedo — обратная связь, связанная с откликом альbedo поверхности Земли, clouds — обратная связь, связанная с откликом облаков, biogeophysical and non-CO<sub>2</sub> biogeochemical — обратная связь, связанная с биогеофизическими и биогеохимическими процессами. Воспроизведено по [1, рис. TS.17a]

3) Обратная связь, связанная с изменением характеристик облачности (площади покрытия, высотной протяжённости, полного содержания воды в облаках и её фазового состава). Установлено, что увеличение высоты верхней границы облаков способствует парниковому эффекту, тогда как рост полного содержания воды в облачности в нижней тропосфере приводит к выходу климата [19]. Соответственно, увеличение площади облачности в нижней (верхней) тропосфере приводит к охлаждению (нагреву) климата. Среди облачности нижней тропосферы особенно сильно на равновесную чувствительность климата к удвоению  $q_{CO_2}$ , по видимому, влияют облака в океаническом пограничном слое субтропиков [20, 21]. Адекватное воспроизведение таких облаков моделями требует очень высокого вертикального разрешения в нижней тропосфере. Для доступного в настоящее время вертикального разрешения климатических моделей отклик этих облаков на изменение климата принципиально различается между моделями. Кроме того, известен ряд климатических обратных связей, связанных с влиянием облачности на осадки (и, следовательно, на общий гидрологический цикл) и на молниевую активность [22]. Медианная оценка общей интенсивности обратной связи из-за облачности близка к 1/8 от планковского отклика.

4) Обратные связи, связанные с биогеофизическими и биогеохимическими процессами. Они возникают как вследствие отклика биогеохимических циклов на изменения климата, так и вследствие прямого влияния  $q_{CO_2}$  на интенсивность фотосинтеза [23, 24]. В ОД6 МГЭИК их вклад оценён как небольшой, но интегрально они способны увеличивать отклик земной климатической системы при заданных эмиссиях хорошо перемешанных парниковых газов на примерно 10 % [23]. Причиной возникновения биогеофизических обратных связей является зависимость альbedo поверхности и переноса влаги из почвы в атмосферу от состояния наземной растительности.

Суммарно климатические обратные связи усиливают отклик земной климатической системы на внешнее воздействие в 3,0–3,5 раз (медианная оценка) относительно планковского отклика.

## 4. ОБРАТНЫЕ СВЯЗИ И ПОДСТРОЙКА ОТКЛИКА КОМПОНЕНТ ЗЕМНОЙ СИСТЕМЫ ПРИ ВНЕШНЕМ ВОЗДЕЙСТВИИ

### 4.1. Подстройка состояния климата к радиационному возмущающему воздействию

Несмотря на общую линейность отклика тропосферы на внешнее воздействие на больших пространственно–временных масштабах (раздел 3), принципиально важной является и нелинейная компонента отклика.

Такая нелинейность была отмечена даже на глобальном уровне. В частности, одинаковые радиационные возмущающие воздействия из-за удвоения  $q_{CO_2}$  и из-за увеличения солнечной постоянной на 2 % приводят к близким между собой откликам в тропосфере, но различающимся даже по знаку откликам в стратосфере [25]. Физической причиной этого является различие влияния указанных воздействий на вертикальную структуру потоков лучистой энергии в атмосфере. При увеличении  $q_{CO_2}$  (как и содержания любого другого парникового газа в атмосфере) происходит поглощение идущего снизу излучения в тепловом диапазоне с последующим его переизлучением как вверх, так и вниз — энергия «запирается» ниже некоторой высоты в атмосфере. При этом атмосфера нагревается ниже этой высоты и охлаждается выше неё. При увеличении солнечной постоянной, в свою очередь, происходит нагрев всех слоёв земной климатической системы, куда поступает лучистая энергия в солнечном диапазоне. Как следствие, различие вертикальной структуры отклика климата между этими двумя воздействиями — один из важных аргументов доминирующего вклада антропогенного воздействия в изменения климата последних десятилетий, т. к. по данным наблюдений потепление тропосферы сопровождается охлаждением стратосферы [1].

В связи с таким различием отклика стратосферы на радиационные возмущающие воздействия различной природы было предложено вычислять их на уровне тропопаузы и использовать не мгновенные значения, а значение после подстройки стратосферы [25], которая для воздействия с горизонтальным масштабом от  $10^3$  км имеет радиационную (а не циркуляционную) природу и происходит в течение года [26] (рис. 1). Такое определение радиационного возмущающего воздействия получило название «скорректированного воздействия»  $R_a$ . Однако в дальнейшем была выявлена нелинейность отклика тропосферы на скорректированное воздействие [27]. В связи с этим было введено понятие эффективного радиационного возмущающего воздействия  $R_s$ , которое в настоящее время и используется при оценке параметра  $\lambda$  и его компонент [1]. Технически эффективное воздействие  $R_s$  может быть вычислено с использованием климатических моделей при фиксированной температуре поверхности Земли [27].

Отметим, что введённое в предыдущем абзаце понятие подстройки земной климатической системы отличается от понятия климатического отклика. В соответствии с определением ОД6 МГЭИК (раздел 7.3.1 из [1]) к процессам подстройки относится изменение состояния системы, происходящее при постоянной температуре поверхности. Ввиду тесной связи между термическим состоянием поверхности и состоянием тропосферы [28] при этом возможно лишь относительно небольшое изменение состояния атмосферы. В свою очередь, климатический отклик определяется как изменение состояния системы, сопровождающееся изменением температуры поверхности Земли.

В современных климатических моделях строгая постановка численных экспериментов с фиксированием температуры поверхности невозможна — возможна лишь фиксация температуры поверхности океана. Температура поверхности суши, ледников, ледовых щитов и морского льда при этом интерактивно откликается на изменение состояния атмосферы. Несмотря на относительно малость этого отклика на масштабах до нескольких лет (см. далее), это приводит к неодно-



значности в определениях подстройки земной климатической системы к внешнему воздействию и климатического отклика на такое воздействие.

Основную роль в подстройке земной климатической системы для моделей ансамбля CMIP6 играют подстройка температуры тропосферы и стратосферы, содержания водяного пара в тропосфере и характеристик облачности [29]. При этом особенности подстройки характеристик облачности к радиационному возмущающему воздействию существенно различаются между различными климатическими моделями.

Временной масштаб подстройки состояния тропосферы к радиационному возмущающему воздействию может достигать нескольких лет [29]. На этом временном масштабе уже начинает формироваться климатический отклик на это воздействие. Это дополнительно увеличивает указанную выше неоднозначность разделения изменения состояния тропосферы на подстройку и отклик и, следовательно, приводит к неоднозначности определения эффективного радиационного возмущающего воздействия. Однако следует иметь в виду, что для воздействий с планетарным горизонтальным масштабом (хорошо перемешанные парниковые газы, стратосферный озон, стратосферные аэрозоли, поток энергии от Солнца, изменение параметров орбиты Земли) различие между  $R_a$  и  $R_s$  мало. Значимым оно становится для воздействий с сильной горизонтальной неоднородностью, таких как тропосферные аэрозоли, землепользование или тропосферный озон [27].

#### 4.2. Формирование отклика земной климатической системы на внешнее воздействие

Зависимость отклика климата от типа внешнего воздействия (с различной пространственной структурой) количественно может быть охарактеризована через коэффициент эффективности радиационного возмущающего воздействия [27]. Этот коэффициент определяется как отклик температуры на данное радиационное возмущающее воздействие по отношению к соответствующему отклику на изменение  $q_{CO_2}$  той же величины и знака. При этом для большинства внешних воздействий на глобальном уровне коэффициенты эффективности находятся в интервале от 0,9 до 1,1 [27]. Таким образом, линейная компонента отклика на глобальном уровне описывает около 90 % отклика земной климатической системы. Исключением являются тропосферные аэрозоли, прежде всего углеродные, для которых коэффициент эффективности может достигать 1,25. Отметим, однако, что неоднозначность определения эффективного радиационного возмущающего воздействия приводит также и к неоднозначности определения коэффициента эффективности.

Нелинейность отклика земной климатической системы на внешние воздействия проявляется в зависимости параметра  $\lambda$  от условий численного эксперимента с моделью и от времени в рамках данного численного эксперимента. В частности, в [30, 31] выявлена зависимость  $\lambda$  от времени. Это изменение связано с откликом характеристик облачности на внешнее воздействие. Частично оно обусловлено подстройкой земной климатической системы к внешнему воздействию. Однако компонента этого изменения со столетним временным масштабом не может считаться подстройкой. Изменение отклика облачности на этом временном масштабе связано с медленным (на временном масштабе до полутора тысячелетий [32–34]) откликом глобальной океанической циркуляции на внешнее воздействие.

Кроме того, выявлена зависимость параметра  $\lambda$  от состояния климата. Это, в частности, проявляется в зависимости  $\lambda$  от знака внешнего воздействия при достаточно большой абсолютной величине последнего. Например, в работе [35] отмечено, что в 3 из 4 проанализированных моделях земной климатической системы абсолютная величина этого параметра при удвоении  $q_{CO_2}$  меньше (а, следовательно, отклик приземной температуры больше), чем при переходе «доиндустриальный голоцен — последний ледниковый период». Увеличение температурного отклика при воздействии, приводящем к большему потеплению климата, также отмечалось в работе [36], где

оно было связано с экспоненциальным ростом содержания водяного пара в атмосфере при потеплении (см. раздел 3). Наконец, палеореконструкция [37] для температурного оптимума границы палеоцена–эоцена (56 млн. лет назад; это наиболее тёплый период за последние 60 млн. лет) соответствует равновесной чувствительности климата к удвоению  $q_{CO_2}$  от 5,7 до 7,4 °С, что больше чувствительности всех современных моделей (раздел 3). Отметим, однако, что в работе [37] не учитывается радиационное возмущающее воздействие хорошо перемешанных парниковых газов, отличных от  $CO_2$ , прежде всего метана, выделение которого в атмосферу в настоящее время считается основной причиной температурного оптимума 56 млн. лет назад [24].

Нелинейность отклика земной климатической системы также проявляется в одинаковых знаках изменений характеристик циркуляции атмосферы как при потеплении глобального климата, так и при его похолодании. В частности, в упрощённых моделях циркуляции атмосферы был отмечен максимум вихревой кинетической энергии для синоптического интервала временных масштабов (от 2 до 7 суток) [38] и минимум (в терминах площади покрытия поверхности Земли) для активности вихрей на большем внутрисезонном масштабе (до 1 месяца; это соответствует развитию атмосферных блокировок) [39]. Проявление этой немонотонности в более детальных моделях земной климатической системы и её связь с зависимостью значения  $\lambda$  от состояния климата в настоящее время не выяснена.

### 4.3. Критические точки при изменении состояния земной климатической системы

Ещё одним проявлением нелинейности отклика климата на внешние воздействия являются критические точки. Согласно глоссарию ОД6 МГЭИК они определяются как пороговые состояния земной климатической системы, при переходе через которые её поведение меняется качественным образом. В работе [40] для системы с вектором состояния  $\mathbf{Y}$  и набором управляющих параметров  $\mathbf{p}$  предложена классификация, включающая в себя три типа критических точек. К первому типу (критические точки типа В) относятся так называемые бифуркационные критические точки, когда переход через точку бифуркации происходит при изменении  $\mathbf{p}$ . Выход траектории системы из области притяжения аттрактора из-за влияния случайного шума соответствует критической точке типа N. Третий тип (критические точки типа R) соответствует ситуации, когда при достаточно быстром изменении параметров  $\mathbf{p}$  с соответствующей деформацией аттрактора и области его притяжения траектория системы оказывается вне этой области. Критические точки типа R характеризуются взаимным отношением скоростей изменения  $\|d\mathbf{Y}/dt\|$  и  $\|d\mathbf{p}/dt\|$ , где  $t$  — время,  $\|\mathbf{a}\|$  — норма вектора  $\mathbf{a}$  в функциональном пространстве, к которому относятся траектории.

Уже в простейших климатических моделях возможны критические точки всех типов. Бифуркационная критическая точка в энергобалансовой модели климата при изменении солнечной постоянной была выявлена М. И. Будыко [41]. Примеры критических точек других типов приведены в работе [40]. Одним из примеров проявления критической точки типа R является модель развития озоновой дыры при увеличении содержания хлоринов в стратосфере Антарктики [42, 43].

Важными характеристиками критических точек являются пороговое значение  $\mathbf{p}$ , при котором происходит качественная смена поведения системы (за исключением критических точек типа N), и временной масштаб развития новой траектории системы в закритической области.

Наиболее известными критическими точками в климате являются возможный коллапс меридиональной циркуляции океана («океанического конвейера») при быстром распреснении Северной Атлантики и возможная гибель амазонских лесов при развитии засушливых условий в долине Амазонки при дальнейшем потеплении климата [44, 45]. Управляющим параметром для первой критической точки служит интенсивность потока пресной воды в Северную Атлантику, для вто-

рой — уровень глобального потепления климата. При этом пороговые значения управляющих параметров для обеих критических точек известны плохо [44, 45]. После прохождения бифуркационного порога для развития значительного отклонения траектории от добифуркационной для первой критической точки даже после очень быстрого и сильного расплеснения Северной Атлантики (которое само по себе вряд ли возможно при дальнейшем потеплении климата ввиду медленности таяния Гренландского ледового щита — единственного резервуара с достаточным запасом массы пресной воды в этом регионе) требуется не менее нескольких сотен лет [46]. Для бифуркационной точки, связанной с гибелью амазонских лесов, этот временной масштаб порядка нескольких десятилетий [1].

Ещё одной причиной возникновения критической точки является возможное выделение метана в атмосферу из метангидратов шельфа при дальнейшем потеплении климата [1]. Однако временной масштаб её развития составляет, по крайней мере, несколько тысячелетий [47, 48], что с учётом существенно меньшего временного масштаба антропогенного воздействия и потерь метана на окисление в водном столбе делает маловероятными значительные эмиссии  $\text{CH}_4$  от этого источника.

Обсуждение других возможных критических точек доступно в работах [44, 45]. Как и для отмеченных критических точек, климатические пороги их активации известны плохо, в связи с чем в ОДб МГЭИК лишь констатирован рост вероятности их возникновения при увеличении отклонения климата от современного. Для моделей ансамбля CMIP6 они проявляются в основном в таянии наземной вечной мерзлоты с выделением из неё парниковых газов (из субстрата, который сформировался в периоды оледенений плейстоцена и до её таяния был выведен из глобального оборота). Интенсивность связанных с этим обратных связей учитывается среди биогеофизических и биогеохимических обратных связей и, следовательно, относительно невелика (см. раздел 3).

Обзор известных по палеоклиматическим изменениям критических точек приведён в работе [49]. При этом отмечено, что развитие климатической аномалии из-за активации критической точки может привести к активации другой критической точки — каскадному эффекту (см. также [50, 51]). С другой стороны, инерционность климата допускает временный переход (с длительностью менее или порядка величины временного масштаба развития аномалии в закритической области) без окончательного выхода из области притяжения современного климатического аттрактора.

## 5. ПРИМЕРЫ ЛИНЕЙНЫХ И НЕЛИНЕЙНЫХ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ ОТКЛИКА ЗЕМНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ

### 5.1. Гистерезисоподобные явления в земной климатической системе

Наличие критических точек может способствовать частичной необратимости происходящих изменений климата. В соответствии с глоссарием ОДб МГЭИК изменение считается необратимым на данном временном масштабе, если естественные климатические процессы не могут восстановить исходное состояние на этом временном масштабе. Необратимость тесно связана с бифуркационными критическими точками и — в случае мультистабильности земной климатической системы — с временными масштабами перехода земного климата из одного устойчивого состояния в другое. Такая необратимость проявляется в виде гистерезисной кривой для климатических переменных.

Наиболее известным примером такого гистерезиса в климате является зависимость интенсивности океанического конвейера от интенсивности потока пресной воды из атмосферы (или с суши)

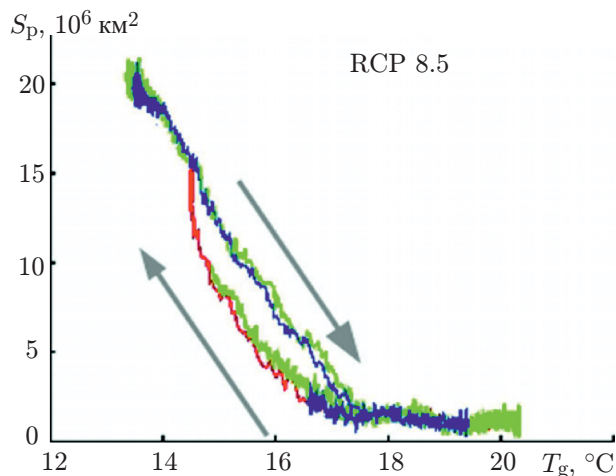


Рис. 4. Зависимость площади распространения приповерхностных многолетнемерзлых грунтов  $S_p$  в зависимости от глобально усреднённой среднегодовой приземной температуры  $T_g$  по расчётам с моделью земной климатической системы Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН [55, 56] при сценарии антропогенного воздействия RCP8.5 с ростом  $q_{CO_2}$  до  $1\,962\text{ млн}^{-1}$  к 2300 году с последующей стабилизацией в 2301–3000 годы. После этого  $q_{CO_2}$  возвращается к доиндустриальному значению в соответствии с одним из трёх сценариев (указанны разными цветами; зависимость результатов от сценария этого возвращения мала). Стрелками показано направление климатической траектории

в Северную Атлантику (раздел 4.3). Бистабильность системы в некотором интервале значения этого параметра приводит к тому, что при увеличении указанной интенсивности с последующим её уменьшением возникает гистерезис [52]. Бистабильность  $T_g$  проявляется также в энергобалансовой модели климата М. И. Будыко при изменении солнечной постоянной [41]. Механизм гистерезиса характеристик климата, связанный с мультистабильностью земной климатической системы, является принципиально нелинейным.

Гистерезисообразная кривая для ряда характеристик климата проявляется также при развитии положительного радиационного возмущающего воздействия с его последующим уменьшением к доиндустриальному состоянию [53–58] (см. также рис. 4). В этих расчётах формирование гистерезисной кривой связано с другим механизмом: существенным превышением временного масштаба одной из компонент земной климатической системы значения эффективного временного масштаба инерции для всей земной климатической системы [55, 56, 58]. В связи с последним в работах [55, 56] для этого механизма был предложен термин «транзитивный гистерезис». Это линейный механизм климатического гистерезиса и необратимости (в указанном выше смысле) происходящих изменений состояния земной климатической системы.

Отметим, что в работе [59] гистерезис отклика связан с комбинацией линейного и нелинейного механизмов: нелинейность из-за взаимодействия климата и биогеохимических циклов приводит к мультистабильности, тогда как инерционность отдельных компонент земной климатической системы обеспечивает медленное развитие неустойчивости.

## 5.2 Взаимное запаздывание между температурой и $q_{CO_2}$

По данным ледовых кернов для последних нескольких сот тысяч лет, палеореконструкций для последнего тысячелетия и данным наблюдений для конца XX века было отмечено запаздывание изменений содержания  $q_{CO_2}$  относительно  $T_g$ . Это использовалось в качестве аргумента для критики антропогенных причин современных изменений климата (см. обзор в [60–62]). Однако подобное запаздывание получено и в численных экспериментах с климатическими моделями, например для первой половины XIX века, когда антропогенное воздействие было относительно малым, но произошёл ряд крупных вулканических извержений (рис. 5) [60, 61]. В модельных расчётах для XXI века со значительным антропогенным воздействием знак такого запаздывания меняется на противоположный. Таким образом, указанное запаздывание не противоречит преимущественно антропогенной природе современных изменений климата.

Отметим, что механизм формирования такого запаздывания, рассмотренный в работах [60,

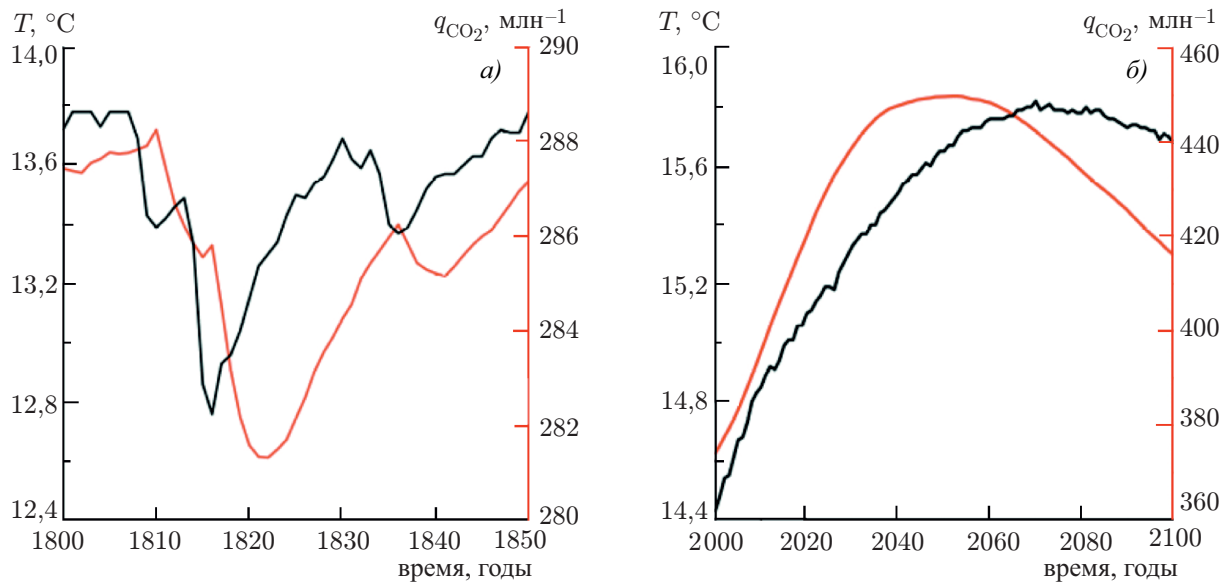


Рис. 5. Изменение глобально усреднённых среднегодовых значений приземной температуры  $T_g$  (чёрные линии, шкалы слева) и концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере  $q_{\text{CO}_2}$  (оранжевые линии, шкалы справа) по расчётам с моделью земной климатической системы Института физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН [61, 62] для первой половины XIX века (а) и для XXI века при антропогенном воздействии в соответствии со сценарием RCP2.6, характеризующимся максимумом  $q_{\text{CO}_2}$  в середине XXI века (б)

61], линейный. Он связан с соотношением между временными масштабами отклика  $q_{\text{CO}_2}$ ,  $T_g$  и других переменных состояния земной климатической системы. С другой стороны, возможен и соответствующий нелинейный механизм, который связан с нелинейной зависимостью парникового радиационного возмущающего воздействия от  $q_{\text{CO}_2}$ . Этот механизм проявляется в разных знаках запаздывания между  $q_{\text{CO}_2}$  и  $T_g$  в зависимости от направления изменения климата — потепления или похолодания [62].

## 6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, можно утверждать следующее.

Климатические изменения во второй половине XX века и в первые десятилетия XXI века происходили беспрецедентно быстро. По данным ОД6 МГЭИК современное состояние климата является наиболее тёплым за последние 125 тыс. лет, а современная концентрация  $\text{CO}_2$  выше, чем в последние 2 млн. лет.

Основной причиной современного потепления является антропогенная деятельность ( $0,8 \div 1,3$  К из  $0,95 \div 1,20$  К в среднем для 2010–2019 годов относительно среднего для 1850–1900 годов), прежде всего эмиссия парниковых газов ( $1 \div 2$  К).

На глобальном уровне отклик климата на радиационное возмущающее воздействие близок к линейному (ошибка не превосходит 10 %). На меньших пространственных масштабах, однако, такой климатический отклик принципиально нелинеен.

Нелинейность отклика проявляется в зависимости равновесной чувствительности климата от его состояния, а также в зависимости этой чувствительности от времени.

Для отдельных процессов формирование климатического отклика на внешние воздействия обусловлено и линейными, и нелинейными механизмами.

Нелинейные особенности отклика климата на внешние воздействия могут привести к развитию критических точек для эволюции климатической системы.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект 21–17–00012). Автор выражает благодарность В. А. Семёнову и А. М. Фейгину за полезные обсуждения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / ed. by V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, et al. Cambridge/New York : Cambridge University Press, 2021. 2391 p.
2. Etminan M., Myhre G., Highwood E. J., Shine K. P. // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43, No. 24. P. 12 614–12 623. <https://doi.org/10.1002/2016GL071930>
3. Schlesinger M. E., Ramankutty N. // *Nature*. 1994. V. 367, No. 6465. P. 723–726. <https://doi.org/10.1038/367723a0>
4. Deser C., Alexander M. A., Xie S.-P., Phillips A. S. // *Ann. Rev. Mar. Sci.* 2010. V. 2. P. 115–143. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>
5. Semenov V. A., Latif M., Dommenges D., et al. // *J. Climate*. 2010. V. 23, No. 21. P. 5 668–5 677. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3347.1>
6. Chen X., Tung K.-K. // *Science*. 2014. V. 345, No. 6199. P. 897–903. <https://doi.org/10.1126/science.1254937>
7. Bokuchava D. D., Semenov V. A. // *Earth Sci. Rev.* 2021. V. 222. Art. no. 103820. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103820>
8. Gillett N. P., Kirchmeier-Young M., Ribes A., et. al. // *Nature Clim. Change*. 2021. V. 11, No. 3. P. 207–212. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-00965-9>
9. Benestad R. E., Nuccitelli D., Lewandowsky S., et. al. // *Theor. Appl. Climatol.* 2016. V. 126, No. 3. P. 699–703. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1597-5>
10. Pendergrass A. G., Knutti R., Lehner F., et. al. // *Sci. Rep.* 2017. V. 7, No. 1. Art. no. 17966. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-17966-y>
11. Stouffer R. J., Wetherald R. T. // *J. Climate*. 2007. V. 20, No. 21. P. 5 455–5 467. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1384.1>
12. Бабина Е. Д., Семенов В. А. // *Метеорология и гидрология*. 2019. № 8. P. 21–33.
13. Бабина Е. Д., Семенов В. А. // *Изв. РАН. Серия географическая*. 2022. Т. 86, № 4. С. 528–546. <https://doi.org/10.31857/S2587556622030049>
14. Володин Е. М., Грицун А. С. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2020. Т. 56, № 3. С. 255–266. <https://doi.org/10.31857/S0002351520030128>
15. Nijssen F. J. M. M., Cox P. M., Williamson M. S. // *Earth Syst. Dyn.* 2020. V. 11, No. 3. P. 737–750. <https://doi.org/10.5194/esd-11-737-2020>
16. Meehl G. A., Senior C. A., Eyring V., et. al. // *Sci. Adv.* 2020. V. 6, No. 26. P. eaba1981. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1981>
17. Roe G. // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2009. V. 37. P. 93–115. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.061008.134734>
18. Held I. M., Soden B. J. // *J. Climate*. 2006. V. 19, No. 21. P. 5 686–5 699. <https://doi.org/10.1175/JCLI3990.1>
19. Stephens G. L. // *J. Atmos. Sci.* 1978. V. 35, No. 11. P. 2 111–2 122. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035%3C\\$2111:RPIEWC\\$%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035%3C$2111:RPIEWC$%3E2.0.CO;2)

20. Bony S., Dufresne J.-L. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32, No. 20. Art. no. L20806. <https://doi.org/10.1029/2005GL023851>
21. Sherwood S. C., Webb M. J., Annan J. D., et al. // *Rev. Geophys.* 2020. V. 58, No. 4. Art. no. e2019RG000678. <https://doi.org/10.1029/2019RG000678>
22. Heinze C., Eyring V., Friedlingstein P., et al. // *Earth Syst. Dyn.* 2019. V. 10, No. 3. P. 379–452. <https://doi.org/10.5194/esd-10-379-2019>
23. Елисеев А. В. // *Фундаментальная и прикладная климатология.* 2017. Т. 4. С. 9–31.
24. Елисеев А. В. // *Фундаментальная и прикладная климатология.* 2018. Т. 1. С. 52–70.
25. Hansen J., Sato M., Ruedy R. // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 1997. V. 102, No. D6. P. 6831–6864. <https://doi.org/10.1029/96JD03436>
26. Fels S. B., Mahlman J. D., Schwarzkopf M. D., Sinclair R. W. // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37, No. 10. P. 2265–2297. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1980\)037<2265:SSTPIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1980)037<2265:SSTPIO>2.0.CO;2)
27. Hansen J., Sato M., Ruedy R., et al. // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 2005. V. 110, No. D18. P. D18104. <https://doi.org/10.1029/2005JD005776>
28. Мохов И. И., Акперов М. Г. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана.* 2006. Т. 42, № 4. С. 467–475.
29. Smith C. J., Kramer R. J., Myhre G., et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2020. V. 45, No. 21. P. 12023–12031. <https://doi.org/10.1029/2018GL079826>
30. Senior C. A., Mitchell J. F. B. // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27, No. 17. P. 2685–2688. <https://doi.org/10.1029/2000GL011373>
31. Williams K. D., Ingram W. J., Gregory J. M. // *J. Climate.* 2008. V. 21, No. 19. P. 5076–5090. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2371.1>
32. Stocker T. F., Johnsen S. J. // *Paleoceanography.* 2003. V. 18, No. 4. Art. no. 1087. <https://doi.org/10.1029/2003PA000920>
33. Schmittner A., Saenko O. A., Weaver A. J. // *Quat. Sci. Rev.* 2003. V. 22, No. 5–7. P. 659–671. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00184-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00184-1)
34. Ganopolski A., Roche D. M. // *Quat. Sci. Rev.* 2009. V. 28, No. 27–28. P. 3361–337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.019>
35. Crucifix M. // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33, No. 18. Art. no. L18701. <https://doi.org/10.1029/2006GL027137>
36. Meraner K., Mauritsen T., Voigt A. // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40, No. 22. P. 5944–5948. <https://doi.org/10.1002/2013GL058118>
37. Tierney J. E., Zhu J., Li M., et al. // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2022. V. 119, No. 42. Art. no. e2205326119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2205326119>
38. Schneider T., O’Gorman P. A., Levine X. J. // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48, No. 3. Art. no. RG3001. <https://doi.org/10.1029/2009RG000302>
39. Kurgansky M. V. // *Theor. Appl. Climatol.* 2022. V. 147, No. 1–2. P. 65–71. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03782-y>
40. Ashwin P., Wiczeorek S., Vitolo R., Cox P. // *Philos. Trans. R. Soc., Ser. A.* 2012. V. 370, No. 1962. P. 1166–1184. <https://doi.org/10.1098/rsta.2011.0306>
41. Будыко М. И. *Изменение климата.* Л. : Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
42. Feigin A. M., Konovalov I. B. // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 1996. V. 101, No. D20. P. 26023–26038. <https://doi.org/10.1029/96JD02011>
43. Konovalov I. B., Feigin A. M., Mukhina A. Y. // *J. Geophys. Res.: Atmospheres.* 1999. V. 104, No. D3. P. 3669–3689. <https://doi.org/10.1029/1998JD100037>
44. Steffen W., Rockström J., Richardson K., et al. // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2018. V. 115, No. 33. P. 8252–8259. <https://doi.org/10.1073/pnas.1810141115>

45. Bathiany S., Hidding J., Scheffer M. // *J. Climate*. 2020. V. 33, No. 15. P. 6399–6421. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0449.1>
46. Zhu J., Liu Z., Zhang J., Liu W. // *Clim. Dyn.* 2015. V. 44, No. 11. P. 3449–3468. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2165-x>
47. Malakhova V. V., Eliseev A. V. // *Glob. Planet. Change*. 2017. V. 157. P. 18–25. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.08.007>
48. Malakhova V. V., Eliseev A. V. // *Glob. Planet. Change*. 2020. V. 192. Art. no. 103249. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103249>
49. Brovkin V., Brook E., Williams J. W., et al. // *Nature Geosci.* 2021. V. 14, No. 8. P. 550–558. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00790-5>
50. Wunderling N., Donges J. F., Kurths J., Winkelmann R. // *Earth Syst. Dyn.* 2021. V. 12, No. 2. P. 601–619. <https://doi.org/10.5194/esd-12-601-2021>
51. Ritchie P. D. L., Clarke J. J., Cox P. M., Huntingford C. // *Nature*. 2021. V. 592, No. 7855. P. 517–523. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03263-2>
52. Rahmstorf S., Crucifix M., Ganopolski A., et al. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32, No. 23. Art. no. L23605. <https://doi.org/10.1029/2005GL023655>
53. Lawrence D. M., Slater A. G. // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32, No. 24. Art. no. L24401. <https://doi.org/10.1029/2005GL025080>
54. Boucher O., Halloran P. R., Burke E. J., et al. // *Environ. Res. Lett.* 2012. V. 7, No. 2. Art. no. 024013. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/2/024013>
55. Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Аржанов М. М., Мохов И. И. // *Доклады Акад. наук*. 2012. Т. 444, № 4. С. 444–447.
56. Eliseev A. V., Demchenko P. F., Arzhanov M. M., Mokhov I. I. // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42, No. 5–6. P. 1203–1215. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1672-5>
57. Wu P., Ridley J., Pardaens A., et al. // *Clim. Dyn.* 2016. V. 45, No. 3. P. 745–754. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2302-6>
58. Kim S.-K., Shin J., An S.-I., et al. // *Nature Clim. Change*. 2022. V. 12, No. 9. P. 834–840. <https://doi.org/10.1038/s41558-022-01452-z>
59. de Vrese P., Brovkin V. // *Nature Communications*. 2021. V. 12, No. 1. Art. no. 2688. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-23010-5>
60. Мурышев К. Е., Елисеев А. В., Мохов И. И., Тимажев А. В. // *Доклады Акад. наук*. 2015. Т. 463, № 6. С. 708–712.
61. Muryshev K. E., Eliseev A. V., Mokhov I. I., Timazhev A. V. // *Glob. Planet. Change*. 2017. V. 148. P. 29–41. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.005>
62. Мурышев К. Е., Елисеев А. В., Мохов И. И. и др. // *Доклады Акад. наук. Науки о Земле*. 2021. Т. 501, № 1. С. 62–68. <https://doi.org/10.31857/S2686739721110116>

Поступила в редакцию 29 декабря 2022 г.; принята в печать 31 марта 2023 г.

## LINEAR AND NONLINEAR ASPECTS OF CLIMATE RESPONSE TO EXTERNAL FORCINGS

*A. V. Eliseev*

The main role in the current climate change is played by anthropogenic forcings, primarily anthropogenic emissions of greenhouse gases and aerosols. On the global scale, the response of the Earth system to these forcings is close to linear. In particular, it depends mostly on the magnitude of such



forcings and only weakly, on their nature and spatial localization. However, even with relatively small (in absolute value) external forcings, the response of the characteristics of the Earth system can be essentially nonlinear with the manifestation of tipping points, upon transition through which the behavior of the Earth's climate changes qualitatively. Examples are given for linear and nonlinear mechanisms of the climate response to external forcings.