

УДК 551.581

ГИСТЕРЕЗИСНЫЙ ХАРАКТЕР ОТКЛИКА ГЛОБАЛЬНОГО УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА НА АНТРОПОГЕННЫЕ ЭМИССИИ CO₂ В АТМОСФЕРУ

© 2024 г. А.В. Елисеев^{a,b,c,d,e,*}, Р.Д. Гизатуллин^c

^aМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, с. 2

^bИнститут физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН,
Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3

^cКазанский (Приволжский) федеральный университет
Россия, 420097, Казань, ул. Товарищеская, 5

^dИнститут вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН,
Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, 8

^eИнститут прикладной физики Российской Академии наук,
ул. Ульянова, 46, Нижний Новгород, 603950 Россия

E-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru

Поступила в редакцию 26.09.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 28.02.2024 г.

С моделью Земной климатической системы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (МЗС ИФА РАН) выполнены идеализированные численные эксперименты с увеличением антропогенных эмиссий CO₂ в атмосферу и последующим их снижением. В указанных численных экспериментах выявлена инерционность различных компонент Земной климатической системы, приводящая к запаздыванию отклика различных составляющих углеродного цикла относительно интенсивности антропогенных эмиссий на несколько десятилетий. Инерционность компонент углеродного цикла приводит к гистерезисному отклику его характеристик на немонотонные во времени антропогенные эмиссии CO₂ в атмосферу, заметному, в частности, для полной первичной продукции и дыхания растений и почвы. В свою очередь, гистерезисный отклик характеристик глобального углеродного цикла указывает на необратимость его изменений на масштабах (по крайней мере) в несколько десятилетий. Последнее должно учитываться при планировании мероприятий по предотвращению изменений климата и/или смягчению последствий этих изменений.

Ключевые слова: глобальный углеродный цикл, временные масштабы, МЗС ИФА РАН, гистерезис, необратимость климатических изменений

DOI: 10.31857/S0002351524030038 EDN: JIBRIX

1. ВВЕДЕНИЕ

Одно из фундаментальных свойств любой макроскопической физической системы, в том числе Земной климатической системы (ЗКС) — ее инерционность, проявляющаяся в конечности времени отклика на внешнее воздействие. Спектр временных масштабов такого отклика важен как для диагностики причин климатических изменений, так и в связи с возможной частичной необратимостью изменений климата.

Под термином “инерционность” понимается внутренний временной масштаб системы, приводящий к отланию отклика системы на внешнее воздействие в данный момент времени от равновесного. Например, для уравнения

вида $dX/dt = G(t) - kX$ с переменной состояния X и внешним воздействием $G(t)$, зависящим от времени t , равновесный отклик для каждого момента времени равен $X_{eq}(t) = G(t)/k$. Однако конечное значение k в такой системе приводит к наличию временного масштаба k^{-1} , так что при каждом $t > 0$ решение $X(t)$ имеет вид свёртки между $G(t)$ и ядром $\exp(-kt)$, так что $X(t) \neq X_{eq}(t)$.

Определение необратимости происходящих климатических изменений приведено в Шестом оценочном докладе Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК): “Изменение считается необратимым, если оно приводит к состоянию систему, такому что временной масштаб восстановления из него за счет

естественных процессов существенно превышает временной масштаб, за который оно было достигнуто» [Climate Change, 2021] (см. также [Елисеев, 2023]). Такое определение означает, в частности, что изменение состояния климата считается необратимым даже в случае возвращения ЗКС в исходное (до возмущения) состояние, если это происходит за достаточно длительный интервал времени.

Вопрос необратимости современных изменений климата актуален, например, в связи возможным смягчением антропогенного воздействия на климат через некоторый интервал времени. Такое смягчение рассматривается в некоторых сценариях поколения RCP (Representative Concentration Pathways; использовались в проекте сравнения моделей ЗКС CMIP5 – Coupled Models Intercomparison Project, phase 5) [Moss et al., 2010] и поколения SSP (Shared Socioeconomic Pathways; использовались в проекте CMIP6 – CMIP, phase 6) [Gidden et al., 2019].

При немонотонных во времени антропогенных эмиссиях CO_2 в атмосферу возвращение системы к исходному состоянию после возмущения траектория системы носит гистерезисный характер, так что в координатах «внешний управляющий параметр-исследуемая переменная модели» или в координатах «глобальная характеристика модельного климата-исследуемая переменная модели» имеет вид гистерезисной петли [Boucher et al., 2012; Елисеев и др., 2012; Eliseev et al., 2014; Wu et al., 2015; Kim et al., 2022; Kug et al., 2022]. В качестве управляющего параметра для системы координат первого типа можно использовать, например, интенсивность антропогенных эмиссий углекислого газа в атмосферу для моделей Земной климатической системы с углеродным циклом или концентрацию CO_2 в атмосфере для моделей без углеродного цикла. В качестве глобальной характеристики модели для системы координат второго типа часто используют глобально осреднённую среднегодовую приземную температуру, которая является внутренней (а не внешней) переменной модели ЗКС.

Надо отметить, что указанные два типа систем координат принципиально различны относительно механизмов формирования гистерезисной кривой. Для координат первого типа эта кривая возникает из наличия инерционности ЗКС как целого. Формирование гистерезисной кривой в координатах второго типа связано с существенным

отличием временного масштаба отклика для одной из компонент системы относительно соответствующего временного масштаба ЗКС как целого.

Дополнительно отметим, что для системы координат первого типа известен и другой механизм формирования гистерезиса, связанный с наличием множественных состояний равновесия у системы. В климате наиболее известным примером такого гистерезиса являются зависимость интенсивности океанического конвейера от интенсивности потока пресной воды из атмосферы или с суши в Северную Атлантику (например, [Rahmstorf et al., 2005]) и бистабильность глобальной приземной температуры в энергобалансовой модели климата М.И. Будыко [Будыко, 1968; Budyko, 1969].

Большая часть отмеченных выше работ (за исключением [Boucher et al., 2012]) не анализирует гистерезисные эффекты в наземном углеродном цикле. Такой анализ является целью данной работы. При этом по сравнению с [Boucher et al., 2012], во-первых, в качестве внешнего воздействия на ЗКС используются внешние эмиссии углекислого газа в атмосферу (в [Boucher et al., 2012] использовались сценарии для концентрации этого газа в атмосфере). Во-вторых, по сравнению с [Boucher et al., 2012], анализ расширен на большее число переменных.

2. МОДЕЛЬ И ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В работе была использована модель Земной климатической системы промежуточной сложности (МЗС) [Петухов, 1980; Petoukhov et al., 1998; Мохов и др, 2002, 2005, 2020; Мохов, Елисеев, 2012; Елисеев и др., 2012; Eliseev et al., 2014] Института физики атмосферы им. А.М. Обухова Российской академии наук (ИФА РАН). Эта модель – единственная российская модель, относящаяся к классу МЗС промежуточной сложности [Claussen et al., 2000]. Наряду с моделью общей циркуляции Института вычислительной математики РАН [Volodin et al., 2018; Володин, 2023], она является одной из двух российских трехмерных моделей Земной климатической системы.

МЗС ИФА РАН включает в себя блоки переноса коротковолновой и длинноволновой радиации, конвекции, образования облаков и осадков. В настоящее время в схеме переноса коротковолновой радиации учитывается влияние параметров земной орбиты, альбедо поверхности, характеристик облачности, водяного пара и тропосферных

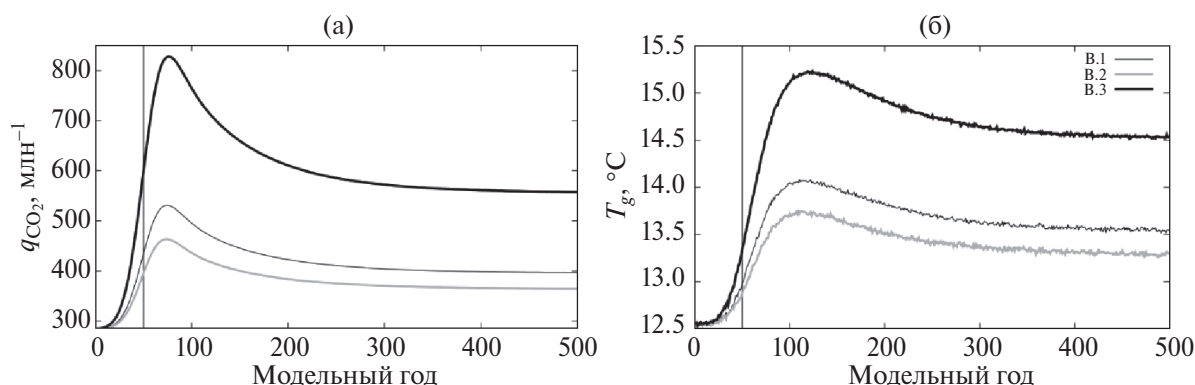


Рис. 1. Временные зависимости концентрации q_{CO_2} в атмосфере (а) и глобально осреднённой среднегодовой приземной температуры T_g (б) в численных экспериментах с МЗС ИФА РАН. Вертикальным серым пунктиром указан модельный год с максимальной интенсивностью ежегодных антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу.

и стратосферных сульфатных аэрозолей. В блоке переноса длинноволновой радиации учитывается температура и влажность атмосферы, облачность, углекислый газ, метан, закись азота и фреоны. Крупномасштабная динамика атмосферы (с масштабом больше синоптического) описывается явно. Синоптические процессы параметризуются с использованием диффузионного приближения. Это позволяет существенно уменьшить время, необходимое для модельных расчетов. Характеристики морского льда в МЗС ИФА РАН вычисляются диагностически в зависимости от приповерхностной температуры и температуры поверхности океана. Кроме того, МЗС ИФА РАН включает детальный блок термодинамики почвы [Аржанов и др., 2008] и блоки углеродного [Елисеев, 2011; Елисеев и др., 2017] (см. также далее) и метанового циклов [Денисов и др., 2015]. Горизонтальное разрешение МЗС ИФА РАН составляет 4.5° широты и 6° долготы с 8 уровнями по вертикали в атмосфере (вплоть до 80 км) и 3 уровнями в океане.

Схема наземного углеродного цикла МЗС ИФА РАН, включающая в себя описана в [Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев, 2011, 2012; Елисеев, Сергеев, 2014; Елисеев и др., 2014, 2017]. Особенностью схемы является мозаичный подход, позволяющий учитывать наличие более чем одного функционального типа растительности в вычислительной ячейке модели. В качестве схемы углеродного цикла океана в МЗС ИФА РАН в настоящее время используется глобально осредненная модель, основанная на модели Бакастоу, но учитывающая зависимость констант химических реакций морского углеродного от температуры (см. [Muryshev et al., 2017]). Углеродный цикл модели замыкается

уравнением баланса массы углерода в атмосфере в приближении хорошо перемешанного газа для CO_2 и в пренебрежении вкладом других углеродосодержащих веществ в этот баланс. Качество воспроизведения современных характеристик углеродного цикла и их изменений моделью описано в [Eliseev, Mokhov, 2011; Елисеев и др., 2014, 2017].

На междесятилетнем временном масштабе МЗС достаточно реалистично описывают отклик климата на внешние воздействия [Мохов и др., 2002, 2005, 2020; Мохов, Елисеев, 2012]. В частности, МЗС ИФА РАН реалистично воспроизводит доиндустриальное и современное состояние климатической системы, а также общее изменение климата последних нескольких столетий, в том числе наблюдавшиеся в XX в. Изменения характеристик состояния климата и экосистем в МЗС ИФА РАН при различных сценариях антропогенного воздействия на климат в XXI в. находятся внутри интервала, полученного по результатам расчетов с другими современными моделями климата. Равновесное изменение глобально осреднённой среднегодовой температуры атмосферы у поверхности при удвоении содержания углекислого газа в атмосфере для МЗС ИФА РАН равна 2.2 К — это значение близко к нижней границе интервала от 1.8 до 5.6 К, характерного для современных моделей [Climate Change, 2021].

С моделью были проведены численные эксперименты в соответствии с условиями проекта ZECMIP (Zero Emissions Commitment Model Intercomparison Project) [MacDougall et al., 2020]. Единственным воздействием на модель были внешние эмиссии CO_2 в атмосферу, интенсивность которых имела вид симметричного по времени «колокола» длительностью 100 лет с ну-

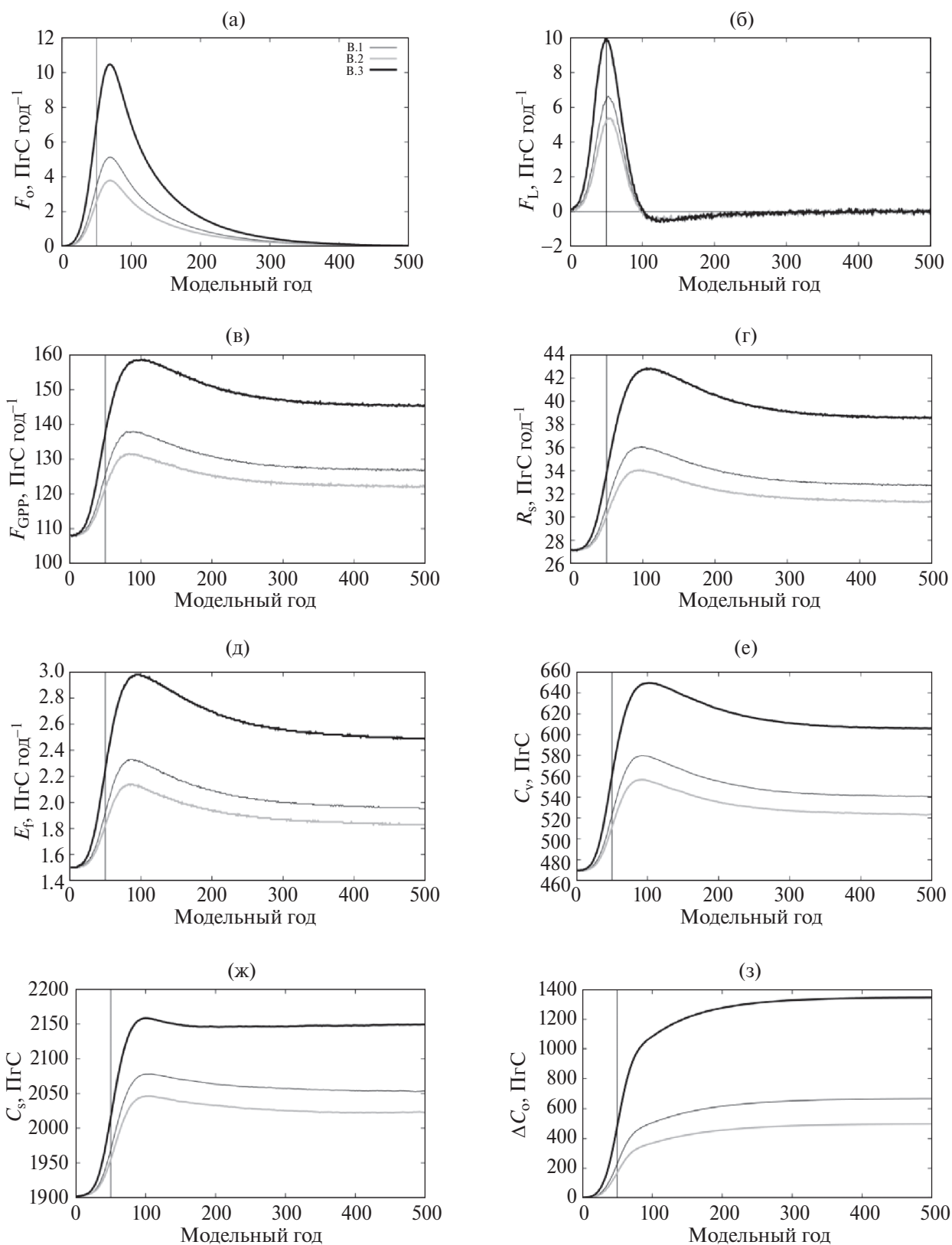


Рис. 2. Подобно рис. 1, но для глобальных характеристик углеродного цикла: интенсивности потоков CO_2 из атмосферы в океан F_o и в наземные экосистемы F_L (а и б соответственно), интенсивностей фотосинтеза наземной растительности F_{GPP} , разложения углерода опада и почвы R_s и эмиссий CO_2 в атмосферу из-за природных пожаров E_f (в, г и д соответственно), запасов углерода в наземной растительности C_v и почве/опаде C_s (е и ж соответственно) и отклонения запаса углерода в океане от начального значения ΔC_o (з).

левыми значениями в первый год и сотый года интегрирования и максимумом в модельный год $\tau_0 = 50$ лет (см. рис. 1b из [MacDougall et al., 2020]). С моделью были проведены 3 численных эксперимента: В.1, В.2 и В.3, в которых суммарное по времени выделение CO_2 в атмосферу составило 1000, 750 и 2000 ПгС соответственно. Остальные граничные условия модели были заданы в соответствии с их доиндустриальными значениями. Для установления конечного равновесного состояния модели длительность каждого из указанных численных экспериментов была выбрана равной 1000 лет. Соответствия между модельными годами в данных численных экспериментах и календарными годами не предусматривалось.

В качестве начальных условий для интегрирования МЗС были использованы результаты равновесного доиндустриального численного эксперимента с моделью. Однако ввиду наличия небольшого остаточного тренда ряда характеристик углеродного цикла, указанный равновесный доиндустриальный эксперимент был продлен еще на 1000 лет, и его результаты для каждого модельного года были вычтены из результатов расчетов В.1, В.2 и В.3 для того же модельного года. В дальнейшем результаты представлены только для указанных разностей, при этом для простоты эти разности также обозначены просто как В.1, В.2 и В.3 соответственно.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Временные особенности изменения характеристик состояния климата и углеродного цикла

Антропогенные эмиссии CO_2 в атмосферу приводят к увеличению его концентрации в атмосфере q_{CO_2} (рис. 1a). Значение этой переменной увеличивается от начального значения 285 млн^{-1} до максимума, который в зависимости от сценария антропогенных эмиссий CO_2 составляет от 463 до 828 млн^{-1} . Указанный максимум достигается примерно через $\tau_{q_{\text{CO}_2}} = 25$ лет после модельного года τ_0 с максимальной интенсивностью ежегодных эмиссий E_{CO_2} углекислого газа в атмосферу. При этом доля кумулятивных (суммарных с начала интегрирования) антропогенных эмиссий CO_2 , накопленная в атмосфере, в период увеличения E_{CO_2} близка к $1/3$ и немного увеличивается со временем, а потом начинает уменьшаться и через несколько сот модельных лет достигает асимптотического значения, равного 10–13% в зависимости от сценария.

В свою очередь, накопление углекислого газа в атмосфере приводит к потеплению климата. В зависимости от сценария среднеглобальное среднегодовое приземное потепление составляет от 1.5 до 2.7 К и достигается через $\tau_{T_g} = 60\text{--}70$ лет после максимума E_{CO_2} (рис. 1б), после чего среднегодовая среднеглобальная приземная температура T_g снижается, но не возвращается к начальному значению. Запаздывание T_g относительно q_{CO_2} при антропогенных эмиссиях углекислого газа в атмосферу на несколько десятилетий согласуется с результатами [Muryshev et al., 2017]. Для каждого из сценариев в год с максимумом T_g также отмечается максимум глобальных осадков.

Максимум интенсивности поглощения углекислого газа океаном F_o также запаздывает относительно максимума интенсивности эмиссий на примерно 20 лет, причем этот временной сдвиг практически не зависит от сценария антропогенных эмиссий (рис. 2a). Однако этот максимум достигается раньше соответствующего максимума T_g . Последнее связано с ролью растворимости CO_2 в океане, которая уменьшается при потеплении климата и тем самым замедляет увеличение F_o при накоплении углекислого газа в атмосфере.

В свою очередь, модельный год с максимальной интенсивностью поглощения углекислого газа наземными экосистемами F_L практически совпадает с годом максимума интенсивности эмиссий (рис. 2б). Однако такое совпадение является следствием взаимной компенсации особенностей временного хода составляющих этого поглощения. При выделении интенсивностей полной первичной продукции F_{GPP} , дыхания наземной растительности R_v , разложения органики почвы и опада (дыхания почвы) R_s и эмиссий CO_2 в атмосферу при природных пожарах E_f :

$$F_L = F_{\text{GPP}} - R_v - R_s - E_f, \quad (1)$$

годы с максимумами этих интенсивностей различаются между собой при данном сценарии эмиссий. Интенсивность чистой первичной продукции достигает максимума через $\tau_{\text{GPP}} = 34\text{--}55$ лет после максимума интенсивности E_{CO_2} (рис. 2в), R_v и R_s — практически одновременно через 46–55 лет после максимума интенсивности E_{CO_2} (для последней переменной см. рис. 2г), а интенсивность эмиссий CO_2 в атмосферу при природных пожарах — через 37–46 лет соответственно (рис. 2д). Для каждой из этих переменных указанное смещение минимально (максимально) при сценарии

В.2 (В.3) с наименьшими (наибольшими) суммарными антропогенными эмиссиями CO_2 в атмосферу.

Временной сдвиг максимума интенсивности чистой первичной продукции относительно максимума E_{CO_2} определяется влиянием накопления углекислого газа в атмосфере на продуктивность наземной растительности (эффектом фертилизации) и соответствующим влиянием изменений климата (в основном за счет роста интенсивности осадков и удлинения вегетационного периода в средних и субполярных широтах). Как следствие, значение τ_{GPP} находится между значениями τ_{T_g} и $\tau_{q\text{CO}_2}$. В свою очередь, сдвиг максимума интенсивности дыхания наземной растительности относительно τ_0 близок к соответствующему сдвигу для глобального запаса углерода C_v в наземной растительности (в зависимости от сценария через $\tau_{C_v} = 41\text{--}52$ года; рис. 2е), но не идентичен ему ввиду различий отклика этого запаса между различными природными зонами. Отметим, что максимум запаса углерода C_s в опаде и почве достигается заметно позже соответствующего максимума R_s — через $\tau_{C_s} = 50\text{--}55$ лет после τ_0 (рис. 2ж). Соотношение между τ_{C_s} и годом максимума интенсивности разложения углерода опада и почвы можно объяснить как следствие положительной связи R_s и с этим запасом (коэффициент этой связи зависит от природной зоны), и с приземной температурой в данной ячейки расчетной сетки модели. Наконец, максимум интенсивности эмиссий CO_2 в атмосферу при природных пожарах достигается за несколько лет до достижения максимума запаса углерода в растительности, что связано с влиянием осадков на активность природных пожаров.

Кроме того, через 75–87 лет (тем раньше, чем больше интенсивность антропогенных эмиссий) после года максимума E_{CO_2} интенсивность поглощения углерода из атмосферы наземными экосистемами достигает отрицательного экстремума. Период с $F_L < 0$ — хорошо известная особенность временной динамики интенсивность поглощения углерода из атмосферы наземными экосистемами, проявляющаяся и в других численных экспериментах с антропогенным парниковым потеплением климата [Cox et al., 2000; Елисеев и др., 2007; Climate Change, 2021].

Океан в целом поглощает CO_2 из атмосферы на протяжении интегрирования модели при каждом из сценариев антропогенных эмиссий, так что

максимум запаса углерода в океане не выявляется (рис. 2з). Однако интенсивность этого поглощения становится очень малой после нескольких сотен лет интегрирования, так что запас углерода в океане после этого периода практически не меняется.

3.2. Гистерезис отклика характеристик глобального углеродного цикла на изменения климата

Различие времен отклика различных компонент углеродного цикла на антропогенные эмиссии в атмосферу приводит к частичной необратимости происходящих климатических изменений. Как было указано во Введении, это проявляется в гистерезисных кривых в координатах второго типа. В качестве оси абсцисс для этих координат можно выбрать глобально осреднённую среднегодовую приземную температуру T_g (рис. 3).

В качестве меры гистерезиса для переменной X можно выбрать значение разности этой переменной, осредненной по интервалам лет I_1 и I_2 , расположенных соответственно на ветвях роста и уменьшения T_g :

$$\bar{H}_X = \langle X \rangle_{I_1} - \langle X \rangle_{I_2}, \quad (2)$$

где $\langle X \rangle_{I_i}$ — среднее значение переменной X на интервале I_i ($i = 1, 2$). На выбор интервалов I_1 и I_2 дополнительно налагается условие

$$\langle T_g \rangle_{I_1} = \langle T_g \rangle_{I_2}. \quad (3)$$

Кроме того, можно использовать соответствующее относительное значение

$$h_X = 2H_X / (\langle X \rangle_{I_1} + \langle X \rangle_{I_2}). \quad (4)$$

Модельные годы для интервалов I_1 и I_2 указаны в табл. 1. Наряду с выполнением условия (3), их выбор был обусловлен компромиссом между двумя условиями: достаточной ширины гистерезисной петли для каждой из анализируемых переменных и длиной каждого из интервала не менее нескольких лет.

Для концентрации углекислого газа в атмосфере абсолютная ширина гистерезисной петли в зависимости от сценария равна от 39 до 114 млн⁻¹ (рис. 3а), что соответствует разности масс углеро

Таблица 1. Интервалы модельных лет I_1 и I_2 , включенные в осреднение для восходящих и нисходящих ветвей гистерезисной петли

Численный эксперимент	I_1	I_2
В.1	89–103	126–170
В.2	81–89	150–196
В.3	85–95	126–170

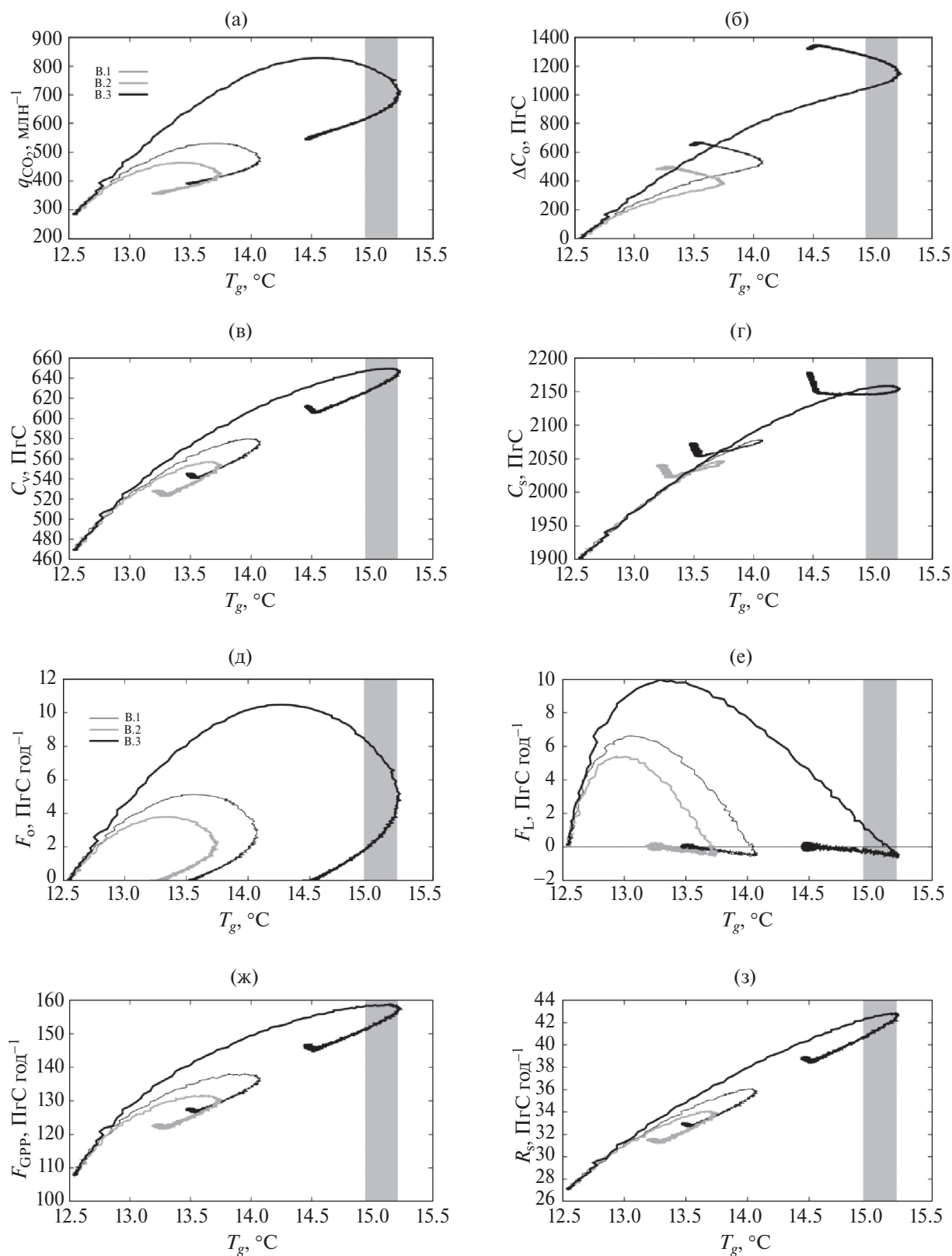


Рис. 3. Гистерезисные кривые в зависимости от глобально осреднённой среднегодовой температуры T_g для концентрации углекислого газа в атмосфере q_{CO_2} (а), аномалии запаса углерода в океане ΔC_o (б), запасов углерода в наземной растительности C_v и в почве C_s (в и г соответственно), интенсивностей потоков CO_2 из атмосферы в океан F_o и наземные экосистемы F_L , фотосинтеза наземной растительности F_{GPP} и потока CO_2 в атмосферу из-за разложения органики почвы R_s (д, е ж и з соответственно). Серым прямоугольником показаны интервалы осреднения по гистерезисным кривым для сценария В.3, на основании которых получен рис. 4.

да в атмосфере между ветвями гистерезисной петли от 83 до 242 ПгС. Соответствующий интервал относительной интенсивности гистерезиса для этой переменной составляет от 9 до 16%. И для абсолютной, и для относительной меры гистерезиса значение больше для сценария с большими кумулятивными антропогенными эмиссиями CO_2 в атмосферу.

Практически монотонный рост содержания углерода в океане на протяжении всего интегрирования модели приводит к тому, что для запаса углерода в океане абсолютная мера гистерезиса максимальна по сравнению с соответствующей интенсивностью для других резервуаров Земной климатической системы. Значение H_{CO} изменяется от -58 ПгС при сценарии В.1 до -136 ПгС при сценарии В.3 (рис. 3б). Таким образом, оно монотонно относительно кумулятивных антропогенных эмиссий. Соответствующая относительная мера гистерезиса для C_o не приводится ввиду того, что в используемой версии МЗС ИФА РАН вычисляется только аномалия содержания углерода в океане относительно начального значения (и только ее среднеглобальное значение).

Абсолютная мера гистерезиса для запаса углерода в наземной растительности зависит относительно слабо от сценария антропогенных эмиссий. Она изменяется от 10 ПгС при сценарии В.3 до 13 ПгС при сценарии В.1 (рис. 3в). В относительных единицах это соответствует интервалу от 1.6 до 2.3%.

Пространственная структура меры гистерезиса для запаса углерода в наземной растительности на единицу площади, как для и других переменных, анализируемых в данной работе, подобна между сценариями антропогенных эмиссий в атмосферу, но ее абсолютное значение зависит от соответствующей кумулятивной интенсивности. В связи с этим здесь и далее обсуждаются только результаты для сценария В.3 с наибольшими антропогенными эмиссиями CO_2 в атмосферу. При этом сценарии для запаса углерода в растительности на единицу площади мера гистерезиса H_{cv} положительна в регионах тропических лесов, где она достигает 0.5 кгС м^{-2} (рис. 4а). Положительные значения в тропиках частично компенсируются меньшими по модулю (до 0.3 кгС м^{-2}) отрицательными значениями в средних широтах.

Подобно полученному для запаса углерода в океане, мера гистерезиса для запаса углерода

в опаде и почве немонотонна относительно кумулятивных антропогенных эмиссий. Значение H_{cs} изменяется от 5 ПгС при сценарии В.1 до 8 ПгС при сценарии В.3 (рис. 3г). В относительных единицах это составляет несколько десятых долей процента. Для запаса углерода в растительности на единицу площади c_s мера гистерезиса H_{cs} положительна в тропиках и субтропиках и отрицательна в средних и субполярных широтах (рис. 4б). В обоих случаях типичные значения этой меры составляют несколько десятых $\text{кгС} \cdot \text{м}^{-2}$.

Мера гистерезиса запасов углерода в резервуарах ЗКС связана с соответствующей мерой интенсивности потоков между этими резервуарами. В частности, для потока углерода из атмосферы в океан H_{FO} изменяется от 1.4 ПгС год^{-1} (что соответствует $h_{\text{FO}} = 67\%$) при сценарии В.2 до 5.5 ПгС год^{-1} ($h_{\text{FO}} = 74\%$) при сценарии В.3 (рис. 3д). Для потока углерода из атмосферы в наземные экосистемы F_L абсолютная мера гистерезиса меньше — от 0.6 ПгС год^{-1} при сценарии В.2 до 1.0 ПгС год^{-1} при сценарии В.3 (рис. 3е). Тем не менее, для интенсивности f_L поглощения углерода из атмосферы наземными экосистемами на единицу площади можно отметить разные знаки меры гистерезиса H_L в разных регионах: большие по модулю (до $50 \text{ гС м}^{-2} \text{ год}^{-1}$ при сценарии В.3) положительные значения в средних и субполярных широтах, которые частично компенсируются относительно малыми по модулю (не более $16 \text{ гС м}^{-2} \text{ год}^{-1}$ при том же сценарии) отрицательными значениями в тропиках (рис. 4в). Такая пространственная структура интенсивности потока согласуется с соответствующими аномалиями запасов углерода в растительности, опаде и почве.

Основной вклад в формирование гистерезиса отклика потока CO_2 между атмосферой и наземными экосистемами и на глобальном, и на региональном уровне связан с вкладом соответствующих мер гистерезиса для интенсивности фотосинтеза наземной растительности, интенсивности разложения органики почвы и опада и (в меньшей степени) с гистерезисом интенсивности дыхания растений. На глобальном уровне мера гистерезиса интенсивности фотосинтеза наземной растительности составляет от 3.2 ПгС год^{-1} при сценарии В.2 до 3.8 ПгС год^{-1} при сценарии В.1 (рис. 3ж). Во всех регионах мера гистерезиса H_{JGPP} для интенсивности фотосинтеза на единицу площади положительна и особенно велика в регионах распростране-

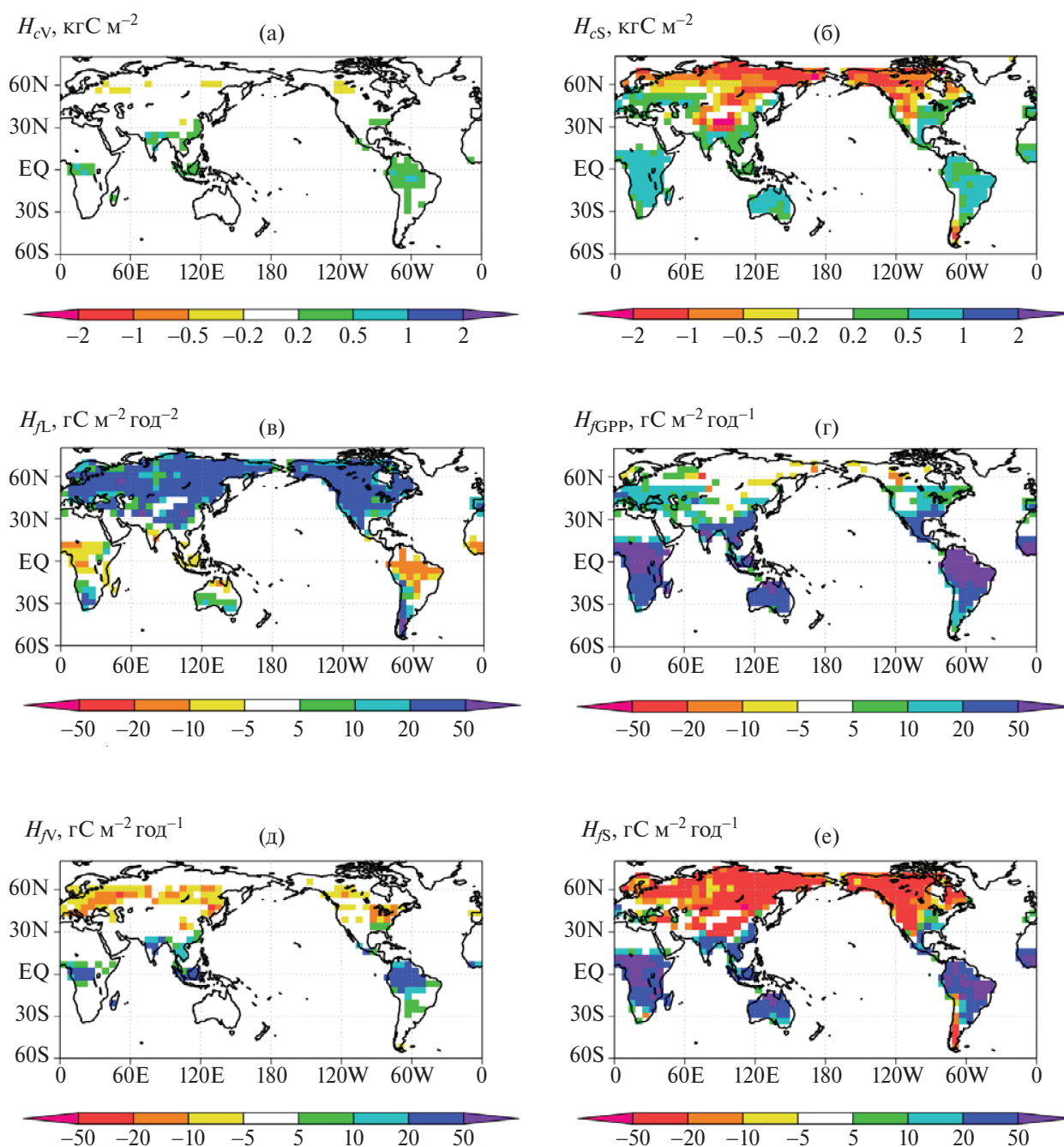


Рис. 4. Различие значений характеристик наземного углеродного цикла между восходящей и нисходящей ветвями гистерезисных кривых при сценарии В.3 для модельных лет, указанных в табл. 1: запасов углерода в наземной растительности H_{CV} и почве/опаде H_{CS} на единицу площади (а и б соответственно), интенсивности на единицу площади для полного потока CO_2 из атмосферы в наземные экосистемы H_L , фотосинтеза наземной растительности H_{fGPP} , автотрофного дыхания H_{fV} и разложения органики почвы и опада H_{fS} (в, г, д и е соответственно). Ненулевые значения характеристик наземного углеродного цикла над океаном связаны с неточностью распределения суши и океана в модели.

ния тропических лесов (где она при сценарии В.3 превышает $50 \text{ гС м}^{-2} \text{ год}^{-1}$; рис. 4г). Такая структура указывает на преимущественное влияние эффекта фертилизации в формировании H_{fGPP} .

Глобальная мера гистерезиса для интенсивности разложения органики почвы составляет от 2.2

ПгС год^{-1} при сценарии В.3 до 3.0 ПгС год^{-1} при сценарии В.1 (в соответствии с (1) гистерезис дыхания почвы компенсирует гистерезис интенсивности фотосинтеза), см. рис. 3з. На региональном уровне мера гистерезиса интенсивности разложения органики почвы и опада на единицу площади

H_{rs} , однако, оказывается положительной в регионах распространения тропических лесов и отрицательной в более высоких широтах (рис. 4е). При этом в обоих случаях типичные значения H_{rs} по абсолютной величине составляют несколько десятков $\text{гС м}^{-2} \text{год}^{-1}$. Такая структура указывает на различие процессов на формирование гистерезиса этого потока в разных регионах. В тропических лесах связанный с эффектом фертилизации гистерезис интенсивности фотосинтеза приводит к соответствующему гистерезису запаса углерода в растительности и, следовательно, к запасу доступного для разложения углерода в почве и опаде. В более высоких широтах отрицательные значения H_{rs} связаны с влиянием инерционности климата (в данной работе — преимущественно приземной температуры) на формирование гистерезисного отклика интенсивности дыхания почвы.

Качественно пространственная структура H_{rs} подобна соответствующей структуре для меры гистерезиса интенсивности дыхания растений H_{rv} (рис. 4д). Однако абсолютные значения H_{rv} оказываются в несколько раз меньше значений H_{rs} . На глобальном уровне значения меры гистерезиса дыхания растений также меньше значений меры гистерезиса для интенсивности дыхания почвы и составляют от 0.6 ПгС год^{-1} при сценарии В.3 до 0.9 ПгС год^{-1} при сценарии В.1 (гистерезис дыхания растений также компенсирует гистерезис потока CO_2 из атмосферы в наземные экосистемы). Следует отметить, что пространственная структура H_{rv} согласуется с изложенными выше механизмами формирования гистерезиса f_L .

Ещё менее значим вклад гистерезиса интенсивности эмиссий CO_2 в атмосферу при природных пожарах в формирование гистерезиса f_L . На глобальном уровне мера гистерезиса H_{et} составляет от 0.11 (при сценарии В.2) до $0.14 \text{ ПгС год}^{-1}$ (при сценарии В.3). Однако в относительных единицах это составляет до 10% от современной интенсивности E_r . Пространственная структура H_{et} характеризуется относительно большими по величине положительными значениями (до $10 \text{ гС м}^{-2} \text{год}^{-1}$) в регионах тропических лесов и меньшими по абсолютной величине ($\leq 0.7 \text{ гС м}^{-2} \text{год}^{-1}$) отрицательными значениями в регионах распространения лесов умеренного пояса и тайги (не показано). Это распределение качественно подобно соответствующему распределению для H_{cv} (рис. 4а), что

связано с преобладанием влияния запаса топлива на активность природных пожаров при формировании гистерезиса интенсивности эмиссий CO_2 в атмосферу при этих пожарах.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С моделью Земной климатической системы Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (МЗС ИФА РАН) выполнены идеализированные численные эксперименты с увеличением антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу и последующим их снижением. В указанных численных экспериментах инерционность различных компонент Земной климатической системы приводит к запаздыванию максимума концентрации CO_2 в атмосфере на 25 лет относительно года максимума антропогенных эмиссий, глобальной температуры — соответственно на 60–70 лет. Различные компоненты глобального углеродного цикла характеризуются широким интервалом инерционности. Например, взаимная компенсация составляющих глобального нетто-потока CO_2 из атмосферы в наземные экосистемы F_L (см. (1)) приводит к запаздыванию его интенсивности относительно модельного года максимальной интенсивности антропогенных эмиссий на несколько лет. Составляющие F_L при этом могут запаздывать относительно указанного модельного года на 4–6 десятилетий. Запас углерода в атмосфере (в форме углекислого газа) запаздывает относительно года максимальной интенсивности антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу на 25 лет, запас углерода в наземной растительности C_v — на 4–5 десятилетий, а в почве C_s — на 5–6 десятилетий. Временной масштаб отклика C_v на антропогенные эмиссии согласуется с полученным в [Савина и др., 2023] для глобально осреднённой энергобалансовой модели климата с углеродным циклом. В то же время для запаса углерода в почве этот временной масштаб в МЗС ИФА РАН заметно меньше полученного в [Савина и др., 2023], что связано с учётом влияния гумификации углерода почвы в [Савина и др., 2023] и неучетом — в настоящей работе. При учете эффекта гумификации с характерным временным масштабом от сотен до тысяч лет [Sitch et al., 2003] удлинение эффективного масштаба времени отклика резервуара углерода почвы на внешние воздействия должно дополнительно увеличить меру гистерезиса для этого резервуара.

В свою очередь, инерционность компонент

углеродного цикла приводит к гистерезисному отклику его характеристик на немонотонные во времени антропогенные эмиссии CO_2 в атмосферу. Так, соответствующий гистерезисный отклик отмечен для поглощения углекислого газа океаном из атмосферы и для запаса углерода в океане. В меньшей мере гистерезис отклика заметен для поглощения углекислого газа атмосферы наземными экосистемами. Тем не менее, он значим для отдельных составляющих этого потока — полной первичной продукции и дыхания растений и почвы — и составляет несколько процентов от их средних значений. Более того, на региональном уровне гистерезис отклика нетто-потока углерода из атмосферы в наземные экосистемы также оказывается значимым со взаимной компенсацией между значениями в средних и субполярных широтах с одной стороны и в тропиках — с другой.

В проведенных численных экспериментах длительностью 1000 лет каждый содержание углекислого газа в атмосфере достигает стационарного состояния, которое оказывается выше начального. Отметим, что выход модельного q_{CO_2} после периода внешних эмиссий на состояние равновесия, заметно превышающее доиндустриальное, отмечается и для большинства других моделей Земной системы (напр., [Archer, 2005; Archer et al., 2009; Montenegro et al., 2007]). Однако надо также иметь в виду, что в модели не учитываются процессы экспорта углерода вглубь океана за счет морской биоты (так называемый «биологический насос»). Эти процессы сопровождаются минерализацией продуктов жизнедеятельности биоты и органических останков, что приводит к выделению CO_2 в атмосферу из океана на масштабе около 100 лет [Siegel et al., 2021]. Тем не менее, указанный эффект способен уменьшить ширину H_{CO_2} раствора гистерезисной кривой для запаса углерода в океане и, следовательно, для других характеристик углеродного цикла (прежде всего, $H_{q_{\text{CO}_2}}$) и климата. Кроме того, модель не учитывает растворение кальцитов, которые также влияют на обмен углеродом между атмосферой и океаном, но этот эффект проявляется на масштабах от нескольких тысячелетий [Archer, 2005; Archer et al., 2009].

Следует подчеркнуть, что в соответствии с классификацией [Елисеев, 2023] гистерезисного отклика климата на внешние воздействия механизм формирования проанализированного

в данной работе гистерезиса характеристик наземного углеродного цикла является линейным. При этом в моделях наземного с учетом динамики границ распространения типов растительности на региональном пространственном масштабе возможен также нелинейный (связанный с наличием множественных состояний равновесия в системе) механизм формирования гистерезиса характеристик наземного углеродного цикла [Lasslop et al., 2016].

В свою очередь, гистерезисный отклик характеристик глобального углеродного цикла указывает на необратимость его изменений на масштабах (по крайней мере) в несколько десятилетий. Последнее должно учитываться при планировании мероприятий по предотвращению изменений климата и/или смягчению последствий этих изменений.

От авторов. Авторы выражают благодарность рецензентам за конструктивные комментарии к предыдущей версии статьи. Анализ гистерезисных особенностей отклика выполнен за счет гранта Российского научного фонда № 23–62–10043 (<https://rscf.ru/project/23-62-10043/>). Анализ временных лагов отклика характеристик наземного углеродного цикла относительно антропогенных эмиссий CO_2 в атмосферу выполнен за счет средств Программы стратегического академического лидерства Казанского (Приволжского) федерального университета (ПРИОРИТЕТ-2030).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанов М. М., Демченко П. Ф., Елисеев А. В. и др. Воспроизведение характеристик температурного и гидрологического режимов почвы в равновесных численных экспериментах с моделью климата промежуточной сложности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 591–610.
- Будыко М. И. О происхождении ледниковых эпох // Метеорология и гидрология. 1968. № 11. С. 3–12.
- Володин Е. М. Воспроизведение современного климата моделью климатической системы INMCM60 // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. № 1. С. 19–26.
- Денисов С. Н., Елисеев А. В., Мохов И. И., Аржанов М. М. Модельные оценки глобальных и региональных эмиссий метана в атмосферу влажными экосистемами // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 5. С. 543–549.
- Елисеев А. В. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учётом неопределённости значений параметров наземной биоты // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 2. С. 147–170.

- Елисеев А. В. Линейные и нелинейные аспекты отклика климата на внешние воздействия // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2023. Т. 66. № 2. С. 87–103.
- Елисеев А. В. Предотвращение изменений климата за счет эмиссии сульфатов в стратосферу: влияние на глобальный углеродный цикл и наземную биосферу // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 6. С. 467–474.
- Елисеев А. В., Демченко П. Ф., Аржанов М. М. и др. Гистерезис зависимости площади приповерхностной вечной мерзлоты от глобальной температуры // Доклады Академии наук. 2012. Т. 444. № 4. С. 444–447.
- Елисеев А. В., Мохов И. И., Карпенко А. А. Вариации климата и углеродного цикла в XX–XXI веках в модели промежуточной сложности // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 1. С. 3–17.
- Елисеев А. В., Мохов И. И., Чернокульский А. В. Влияние низовых и торфяных пожаров на эмиссии CO₂ в атмосферу // Доклады АН. 2014. Т. 459. № 4. С. 496–500.
- Елисеев А. В., Мохов И. И., Чернокульский А. В. Влияние молниевой активности и антропогенных факторов на крупномасштабные характеристики природных пожаров // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 3–14.
- Елисеев А. В., Сергеев Д. Е. Влияние подсеточной неоднородности растительности на расчеты характеристик углеродного цикла // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 259–270.
- Мохов И. И., Демченко П. Ф., Елисеев А. В. и др. Оценки глобальных и региональных изменений климата в XIX–XXI веках на основе модели ИФА РАН с учетом антропогенных воздействий // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2002. Т. 38. № 5. С. 629–642.
- Мохов И. И., Елисеев А. В. Моделирование глобальных климатических изменений в XX–XXIII веках при новых сценариях антропогенных воздействий RCP // Доклады Академии наук. 2012. Т. 443. № 6. С. 732–736.
- Мохов И. И., Елисеев А. В., Гурьянов В. В. Модельные оценки глобальных и региональных изменений климата в голоцене // Доклады Академии наук. 2020. Т. 490. № 1. С. 27–32.
- Мохов И. И., Елисеев А. В., Демченко П. Ф. и др. Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Доклады Академии наук. 2005. Т. 402. № 2. С. 243–247.
- Петухов В. К. Зональная климатическая модель тепло- и влагообмена в атмосфере над океаном // Физика атмосферы и проблема климата / Голицын Г. С., Яглом А. М. (ред.). М.: Наука, 1980. С. 8–41.
- Савина К. Д., Елисеев А. В., Мохов И. И. Временные масштабы отклика глобального углеродного цикла на внешние воздействия // Доклады Академии наук. Науки о Земле. 2024. Т. 514. № 1. С. 126–130.
- Archer D. Fate of fossil fuel CO₂ in geologic time // J. Geophys. Res.: Oceans. 2005. V. 110. № C9. C09S05.
- Archer D., Eby M., Brovkin V. et al. Atmospheric lifetime of fossil fuel carbon dioxide // Annu. Rev. Env. Planet. Sci. 2009. V. 37. P. 117–134.
- Boucher O., Halloran P. R., Burke E. J., et al. Reversibility in an Earth System model in response to CO₂ concentration changes // Environ. Res. Lett. 2012. V. 7. № 2. 024013.
- Budyko M. I. The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth // Tellus. 1969. V. 21. № 5. P. 611–619.
- Claussen M., Mysak L., Weaver A., et al. Earth system models of intermediate complexity: closing the gap in the spectrum of climate system models // Clim. Dyn. 2002. V. 18. № 7. P. 579–586.
- Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. / eds. Masson-Delmotte V., Zhai P., Pirani A., et al. Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2021. 2391 p.
- Cox P. M., Betts R. A., Jones C. D., et al. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model // Nature. 2000. V. 408. № 6809. P. 184–187.
- Eliseev A. V., Demchenko P. F., Arzhanov M. M. et al. Transient hysteresis of near-surface permafrost response to external forcing // Clim. Dyn. 2014. V. 42. № 5–6. P. 1203–1215.
- Eliseev A. V., Mokhov I. I. Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios // Adv. Atmos. Sci. 2011. V. 28. № 5. P. 1215–1232.
- Gidden M., Riahi K., Smith S. et al. Global emissions pathways under different socioeconomic scenarios for use in CMIP6: a dataset of harmonized emissions trajectories through the end of the century // Geosci. Model. Dev. 2019. V. 12. № 4. P. 1443–1475.
- Kim S.-K., Shin J., An S.-I. et al. Widespread irreversible changes in surface temperature and precipitation in response to CO₂ forcing // Nature Clim. Change. 2022. V. 12. № 9. P. 834–840.
- Kug J. S., Oh J. H., An S. I., et al. Hysteresis of the intertropical convergence zone to CO₂ forcing // Nature Clim. Change. 2022. V. 12. № 1. P. 47–53.
- Lasslop G., Brovkin V., Reick C. H. et al. Multiple stable states of tree cover in a global land surface model due to a fire-vegetation feedback // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. № 12. P. 6324–6331.
- MacDougall A. H., Frölicher T. L., Jones C. D. et al. Is there warming in the pipeline? A multi-model analysis of the Zero Emissions Commitment from CO₂ // Biogeosciences. 2020. V. 17. № 11. P. 2987–3016.
- Montenegro A., Brovkin V., Eby M., et al. Long term fate of anthropogenic carbon // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. № 19. L19707.
- Moss R., Edmonds J., Hibbard K. et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment // Nature. 2010. V. 463. № 7282. P. 747–756.

- Muryshev K. E., Eliseev A. V., Mokhov I. I., Timazhev A. V. Lead-lag relationships between global mean temperature and the atmospheric CO₂ content in dependence of the type and time scale of the forcing // *Glob. Planet. Change*. 2017. T. 148. P. 29–41.
- Petoukhov V. K., Mokhov I. I., Eliseev A. V., Semenov V. A. The IAPRAS Global Climate Model. Moscow: Dialogue-MSU. 1998. 110 p.
- Rahmstorf S., Crucifix M., Ganopolski A. et al. Thermohaline circulation hysteresis: A model intercomparison // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. № 23. L23605.
- Siegel D. A., DeVries T., Doney S. C., Bell T. Assessing the sequestration time scales of some ocean-based carbon dioxide reduction strategies // *Env. Res. Lett.* 2021. V. 16. № 10. 104003.
- Sitch S., Smith B., Prentice I. C. et al. Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the LPJ dynamic global vegetation model // *Glob. Change Biol.* 2003. V. 9. № 2. P. 161–185.
- Volodin E. M., Mortikov E. V., Kostykin S. V. et al. Simulation of the modern climate using the INM–CM48 climate model // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling.* 2018. T. 33. № 6. C. 367–374.
- Wu P., Ridley J., Pardaens A. et al. The reversibility of CO₂ induced climate change // *Clim. Dyn.* 2016. V. 45. № 3. P. 745–754.

A HYSTERETIC RESPONSE OF THE GLOBAL CARBON CYCLE TO ANTHROPOGENIC CO₂ EMISSIONS INTO THE ATMOSPHERE

A. V. Eliseev^{1,2,3,4,5,*}, R. D. Gizatullin³

¹Lomonosov Moscow State University,
Leninskie Gory, 1b2, Moscow, 119991 Russia

²Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences,
Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017 Russia

³Kazan Federal University
Tovarishcheskaya, 5, Kazan, 420097 Russia

⁴Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences
Gubkin str., 8, Moscow, 119333 Russia

⁵Federal State Institution of Science Institute of Applied Physics of the Russian Academy of Sciences,
Ulyanova str., 46, Nizhniy Novgorod, 603950 Russian Federation

*e-mail: eliseev.alexey.v@mail.ru

Idealized numerical experiments were performed with the Earth system model developed at the A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics of the Russian Academy of Sciences (IAP RAS ESM) under anthropogenic CO₂ emissions into the atmosphere, which increase initially and decrease afterwards. These numerical experiments revealed the inertia of various components of the Earth system, leading to a delay in the response of various components of the carbon cycle relative to the anthropogenic emissions by several decades. The inertia of the carbon cycle components leads to a hysteresis response of its characteristics to non-monotonic in time anthropogenic CO₂ emissions into the atmosphere, noticeable, in particular, for the gross primary production and respiration of plants and soil. In turn, the hysteretic response of the characteristics of the global carbon cycle indicates the irreversibility of its changes on the scale of (at least) several decades. The latter should be taken into account when planning adaptation and/or mitigation of climate change.

Keywords: global carbon cycle, timescales, IAP RAS ESM, hysteresis, climate change irreversibility