ИССЛЕДОВАНИЯ

DOI: 10.21513/2410-8758-2017-4-9-31

УДК 551. (581.1+7)

ГЛОБАЛЬНЫЙ ЦИКЛ СО₂: ОСНОВНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С КЛИМАТОМ

А.В. Елисеев^{1,2)}

¹⁾ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Россия, 119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3; eliseev@ifaran.ru

²⁾ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Россия, 420097, г. Казань, ул. Товарищеская, 5

Резюме. Глобальный цикл углекислого газа — важнейшая составляющая глобального углеродного цикла (УЦ). В последние десятилетия примерно половина современных антропогенных эмиссий СО2 в атмосферу поглощалась океаном и наземными экосистемами. В УЦ можно выделить ветви, связанные с наземными экосистемами, с океаном (включая неорганическую и органическую части) и геологическими процессами. Относительная значимость каждой из этих ветвей зависит от временного масштаба изменений состояния земной системы. Содержание СО2 в атмосфере существенно менялось в прошлые эпохи. Его изменения в исторический период обусловлены, в основном, антропогенной эмиссией. В связи с внедрением в климатические модели схем углеродного цикла (и, соответственно, с превращением этих моделей в модели земной системы) было введено понятие обратной связи между климатом и углеродным циклом. Во всех современных моделях земной системы эта связь положительна. Если, например, содержание СО2 в атмосфере увеличивается, то соответствующие климатические изменения приводят к ослаблению поглощения СО2 из атмосферы (прежде всего за счёт влияния изменений климата на состояние наземных экосистем). Последнее в XXI веке усиливает на 10-15% отклик температуры на антропогенные эмиссии СО2. Количественные различия характеристик УЦ между моделями земной системы могут быть связаны с большим количеством упрощений, в том числе недостаточным учётом взаимодействия углеродного цикла с другими биогеохимическим циклами, а также с неопределённостью значений входных параметров схем УЦ.

Ключевые слова. Углекислый газ, углеродный цикл, взаимодействие с климатом, климатические модели.

THE GLOBAL CO $_{\rm 2}$ CYCLE: MAIN PROCESSES AND INTERACTIONS WITH CLIMATE

A.V. Eliseev 1,2)

 A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, 3, Pyzhevsky, 119017, Moscow, Russia; *eliseev@ifaran.ru*

> 2) Kazan Federal University, 5, Tovarishcheskaya, 420097, Kazan, Russia

Summary. The global cycle of carbon dioxide is an important part of the global carbon cycle (CC). During the last decades, approximately half of the

contemporary anthropogenic CO₂ emissions were taken up by the ocean and terrestrial ecosystems. CC may be subdivided into branches related to terrestrial ecosystems, ocean (including the inorganic and organic subbranches) and geological processes. Relative importance of these branches depends on time scale of the changes within the Earth system. Atmospheric CO₂ content was changing drastically during past epochs. Its changes in historic period is basically due to anthropogenic emissions of this gas. Because of the incorporation of interactive carbon cycle into the climate models, which converts those models into the Earth's system models, a concept of the climate-carbon cycle feedback emerged. This feedback is positive in all present day Earth's system models. If, say, CO₂ content in the atmosphere increases, respective climate changes suppress CO₂ uptake from the atmosphere (mostly due to climate impacts on land ecosystems). The latter enhances temperature response to anthropogenic emissions by 10-15% in the 21st century. Quantitative differences of CC characteristics in different Earth's system models may relate to large number of simplification assumptions embedded in those models, including insufficiently detailed quantification of interactions between carbon cycle and other biogeochemical cycles, as well as to uncertainty of the input parameters of the CC schemes.

Keywords. Carbon dioxide, carbon cycle, interaction with climate, climate models.

Введение

В земной системе (3С), наряду с физическими процессами, значимую роль играют также и биогеохимические (а также биогеофизические) процессы. Эти процессы взаимодействуют с физическими компонентами климата (атмосферой, океаном, деятельным слоем суши, криосферой), оказывая влияние на климатические характеристики на большом спектре пространственных и временных масштабов.

К биогеохимическим процессам относят процессы, связанные с поглощением химических веществ наземными и морскими системами, а также с последующими преобразованиями этих веществ внутри систем. К настоящему времени среди биогеохимических циклов наиболее изучен углеродный цикл (УЦ), связанный с обменом углеродом между атмосферой и другими резервуарами ЗС (рис. 1). Важнейшей частью глобального углеродного цикла является совокупность процессов, приводящих к обмену углекислым газом СО₂ между атмосферой, океаном и наземными экосистемами. Наряду с этим, УЦ составляют процессы, связанные с другими углеродосодержащими соединениями — метаном, летучими органическими соединениями, угарным газом и т.д.

Целью данного работы является обзор современных взглядов об основных процессах УЦ, а также взаимодействия климата и углеродного цикла. Для компактности основная часть обзора будет посвящена процессам обмена CO₂ между резервуарами ЗС.



Рисунок 1. Схема глобального углеродного цикла По данным (Елисеев и др., 2017; Beer et al., 2010; Carr et al., 2006; Climate Change 2013; Hugelius et al., 2014; Le Quéré et al., 2016; Yu Z., et al., 2010)

Общие сведения о глобальном углеродном цикле

Наземный углеродный цикл

Наземная часть углеродного цикла определяется преобразованиями углерода в наземных экосистемах. Поток углерода между атмосферой и наземными экосистемами (положительным считается направление вниз, т. е. из атмосферы) определяется балансом между интенсивностями фотосинтеза F_p , дыхания растений F_v (автотрофного дыхания), выделения CO₂ в атмосферу при разложения органики почвы, опада и отпада F_s (гетеротрофного дыхания) и интенсивности выделения CO₂ в атмосферу при природных пожарах F_f :

$$F_l = F_p - F_v - F_s - F_f.$$

Интенсивность брутто-фотосинтеза (без учёта темнового дыхания) $F_p = 123 \pm 8 \,\Pi \text{rC}/\text{год}$ (Beer et al., 2010; Luyssaert et al., 2007). (ПгС – петаграмм углерода: 1 Пг = 10^{15} г). Каждое из слагаемых F_v и F_s равно примерно половине от F_p . Интенсивность фотосинтеза на единицу площади f_p максимальна ($\geq 3 \,\text{кгC M}^{-2} \,\text{год}^{-1}$) в тропических лесах и уменьшается с увеличением широты (но характеризуется вторичным максимумом со значениями 1-1.2 кгC/м² в регионах лесов умеренного пояса) (Anav et al., 2015; Luyssaert et al., 2007).

Интенсивность фотосинтеза наземной растительности зависит от содержания CO₂ в атмосфере q_a . Это связано с уменьшением устьичной проницаемости листьев растений при увеличении q_a и, следовательно, более эффективным использованием ими влаги (так называемый эффект фертилизации растений углекислым газом атмосферы). Экспериментально это было подтверждено в рамках проекта FACE (Free-Air Carbon Dioxide Enrichment) (Ainsworth, Long, 2005; Franks et al., 2013; Norby, Zak 2011). По результатам FACE эффект фертилизации сильнее проявляется для растений типа C3 (к которому по оценке Тарко (2005) относится 95% современной растительной биомассы), чем для растений типов C4 и CAM. Среди растений типа C3 он более значим для дикорастущих деревьев, кустарников и трав по сравнению с сельскохозяйственными культурами (например, бобовыми). Следует отметить, что эффект может заметно модифицироваться взаимодействием с другими биогеохимическими циклами (см., напр., раздел 3.5).

Изменения климата способны приводить к изменениям интенсивности потоков f_p , f_v и f_s (последние два – интенсивности автотрофного и гетеротрофного дыхания на единицу площади соответственно). В большинстве регионов выявляется положительная временная корреляция f_n с количеством осадков за вегетационный период (Beer et al., 2010). При этом временная корреляция f_p с температурой за вегетационный период, как правило, отрицательна в тропиках и положительна в умеренных и субполярных широтах. Кроме того, f_n зависит от интенсивности приходящей к растительности фотосинтетически-активной радиации (ФАР; её спектральный интервал близок к спектральному интервалу видимого солнечного излучения) (Тарко, 2005) и доли рассеянной радиации в полном потоке ФАР (рассеянная радиация способна проникать глубже в листву и, в принципе, интенсифицировать фотосинтез листьев, затенённых от прямой ФАР) (Roderick et al., 2001). Последнее согласуется с измерениями в лиственном лесу (Gu et al., 2003) (которые, однако подвергались критике (Barford et al., 2001; Law et al., 2001). Кроме того, f_p также зависит от их биомассы (на глобальном уровне эта зависимость, однако, не проявляется).

Для интенсивности автотрофного дыхания f_v наиболее значимой является зависимость от запаса углерода в органах растений, которая обычно считается пропорциональной этому запасу (так называемая донорная зависимость (Гинзбург, Завалишин, 2008)). Изменение интенсивности гетеротрофного дыхания fs связано с влиянием температуры и влажности почвы на скорость разложения органики в ней. Например, f_s экспоненциально зависит от температуры, примерно удваиваясь при увеличении температуры на 10°С (хотя при температуре ≥ 25°С эта зависимость значительно ослабевает) (Lloyd, Taylor 1994; Mahecha et al., 2010). Зависимость f_s от влагосодержания почвы w немонотонна. Значение w, при котором f_s максимальна, чуть ниже значения полной влагоёмкости минеральной почвы (≈0.4) (Moyano et al., 2012), и для такой почвы эта немонотонность проявляется слабо. Для богатого органикой торфа, однако, полная влагоёмкость может достигать 0.9, и немонотонность зависимости f_s от w оказывается значимой.

Запас углерода максимален в лесах: в регионах тропических лесов c_v равен 20-30 кгС м⁻², в бореальном поясе выявляется вторичный пространственный максимум c_v со значениями 2-5 кгС м⁻² (Luyssaert et al., 2007). Во всей растительности в настоящее время находится $C_v = 450-650$ Пг углерода (рис. 1).

Запас углерода в почве на единицу площади c_s минимален в регионах пустынь. Он также относительно мал в тропиках (≤ 1.5 кгС м⁻² (Scharlemann et al., 2014)) ввиду быстрого разложения органики в тёплом климате. Максимального значения c_s достигает в бореальных регионах (≥ 20 кгС м⁻², иногда ≥ 30 кгС м⁻² (Scharlemann et al., 2014)), где, во-первых, относительно велик приток органики из растительности в почву за счёт опада и отпада, и, во-вторых, подавлено разложение органики почвы при низкой температуре. Запас углерода почвы оценивается величиной $C_s = 1500-2400$ ПгС (рис. 1). Не менее половины этого запаса находится на глубине ≥ 1 м (Jobbágy, Jackson, 2000).

Интенсивность эмиссий CO₂ в атмосферу из-за природных (верховых, низовых и торфяных) пожаров равна $F_f = 1.4 \pm 0.2$ ПгС/год (данные Global Fire Emissions Database 4 (GFED4), http://www.globalfiredata.org/; указаны многолетнее среднее и межгодовое стандартное отклонение) (Елисеев и др. 2017). В ряде регионов отмечается увеличение числа пожаров и соответствующей площади выгорания в последние десятилетия (Обязов, 2012). Интенсивность F_f может увеличиваться и при климатических изменениях, ожидаемых в XXI веке (Елисеев и др., 2014; Елисеев и др., 2017; Eliseev et al, 2014; Kloster, Lasslop, 2017).

Суммарный поток углерода F_l из атмосферы в наземные экосистемы (без учёта эмиссий CO₂ в атмосферу при сведении лесов — "residual terrestrial sink" по терминологии (Climate Change 2013) в 2005-2016 гг. оценен равным 3.1±0.9 ПгС/год (Le Quéré et al., 2016). При этом во второй половине XX века F_l в целом увеличивался со временем.

На тысячелетних масштабах по времени важную роль также играет накопление углерода в торфяниках. В голоцене торфяники накопили от 500 до 700 ПгС, в том числе от 473 до 621 ПгС во внетропической зоне Северного полушария, от 44 до 55 ПгС в тропиках (30° ю.ш.-30° с.ш.) и от 13 до 18 ПгС во внетропической зоне Южного полушария (Yu et al., 2010).

Углеродный цикл океана

Океан — один из самых больших резервуаров углерода в земной системе с современным запасом 39 тыс. ПгС. Однако большая часть этого запаса находится в среднем и глубоком слоях океана с временем отклика порядка нескольких столетий или тысячелетий. Как следствие, на временных масштабах не более нескольких столетий доступны лишь около 1 тыс. ПгС океанического углерода (рис. 1). Основную часть (по данным (Falkowski et al., 2000) – 98%) запаса углерода океана составляет растворённый неорганический углерод (РНУ; в англоязычной терминологии — dissolved inorganic carbon, DIC). Основняя масса РНУ находится в виде бикарбоната HCO_3^{-1} (9%). Наряду с растворённым неорганическим углеродом, в оке-

ане содержится неорганический углерод в виде твёрдого вещества и углерод в виде органического вещества.

Неорганическая ветвь УЦ океана (в англоязычной литературе её часто называют "solubility pump") включает в себя процессы растворения CO₂ в морской воде и перенос океанической циркуляцией. Основные реакции этого цикла приведены в табл. 1. Поток углекислого газа (на единицу площади) из атмосферы в океан описывается законом Генри (Siegenthaler, Sarmiento, 1993):

$$f_o = k_{CO2} \, \alpha \, (\, pCO_{2,a} - pCO_{2,o} \,), \tag{1}$$

где k_{CO2} - коэффициент обмена, который зависит от скорости ветра в приземном слое и характеристик устойчивости этого слоя, α - растворимость CO₂ в морской воде, $pCO_{2,o}$ и $pCO_{2,a}$ - парциальное давление CO₂ в воде и в воздухе соответственно. Парциальное давление CO₂ в воздухе $pCO_{2,a}$ в соответствии с уравнением состояния идеального газа линейно связано с q_a . Таким образом, накопление CO₂ в атмосфере приводит к поглощению его океаном, а уменьшение q_a - к выделению углекислого газа из океана. Растворимость CO₂ в морской воде уменьшается при увеличении температуры (Weiss et al., 1982).

Процесс	Химическое уравнение	Балансовое уравнение			
Растворение в воде	$\text{CO}_2(g) \leftrightarrow \text{CO}_2(\text{aq})$	$pCO_{2,o} = [CO_2 (aq)] / \alpha$			
Разложение на водород и ион бикарбоната	$CO_2 (aq) + H_2O \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-$	$[H+][HCO3-] = K_1[CO_2]$			
Разложение на водород и ион карбоната	$\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	$[\mathrm{H}^+] [\mathrm{CO}_3^{2-}] = K_2 [\mathrm{HCO}_3^{}]$			
Диссоциация воды	$H_2O \leftrightarrow H^+ + OH^-$	$[\mathrm{H}^+] [\mathrm{OH}^-] = K_w$			
Диссоциация боратов	$\mathrm{H_2OB(OH_3)} \leftrightarrow \mathrm{H^+} + \mathrm{B(OH)^{4-}}$	$[\mathrm{H}^+] [\mathrm{B}(\mathrm{OH})^{4-}] = K_B$			
Образование карбоната кальция (кальцитов/арагонитов)	$Ca^{2+} + CO_3^{2-} = CaCO_3 (s)$				

Таблица 1.	Основные р	зеакции н	неорганич	еской ве	етви угле	родного	цикла	океана
						F		

Примечание. Квадратными скобками обозначены концентрации соответствующих веществ. *K*₁, *K*₂, *K*_w и *K*_B - химические константы соответствующих реакций. Символами "g", "aq" и "s" обозначены соответственно газовая фазы CO₂, растворённая фаза CO₂ и твёрдые продукты реакции

Несмотря на быстрое (примерно за год) выравнивание значений $pCO_{2,o}$ и $pCO_{2,a}$, неорганический УЦ океана приводит к более медленному росту запаса РНУ в океане C_{DIC} по сравнению с запасом углерода в атмосфере. Это можно характеризовать буферным фактором $\varsigma = (\Delta q_a / q_a) / (\Delta C_{DIC} / C_{DIC})$. Типичные значения буферного фактора ς составляют от 10 до 20 (Maier-Reimer, Hasselmann, 1987).

Согласно (1) поглощение углекислого газа морской водой происходит в регионах, где $pCO_{2,o} < pCO_{2,a}$. Это происходит при переносе морской воды от поверхности океана вглубь, например, в средних широтах Северного и Южного полушарий, а также в регионе Атлантики к югу от Гренландии (Levy,

2013; Takahashi, 2009). Углекислый газ выделяется из океана в атмосферу в регионах, где восходящие течения выносят из глубины на поверхность богатую CO₂ морскую воду — в тропиках, в Южном океане и на северо-западе Тихого океана.

Органическая ветвь углеродного цикла океана (для неё в англоязычной литературе часто используется термин "biological pump") связана с поглощением растворенного в воде CO₂ экосистемами океана. Первичная продукция морских экосистем оценивается величиной $F_{p,oc} = 45-50 \, \Pi r C$ /год (Carr et al., 2006). Однако общий запас углерода в морской биоте составляет от 1 до 3 ПгС (рис. 1), что соответствует среднему времени нахождения в ней углерода порядка 1-3 нед. Как следствие, на годовых и больших масштабах по времени $F_{p,oc}$ с очень хорошей точностью сбалансирован за счёт выделения углерода в морскую воду при отмирании организмов и за счёт осаждения твёрдого вещества (скелетов и раковин) на дно. Однако нельзя исключать, что при значительном изменении климата морская биота будет давать заметный вклад в нетго-поток CO₂ между океаном и атмосферой (Siegenthaler, Sarmiento, 1993).

Донные отложения (формирующиеся при экспорте скелетов и раковин) способны растворяться в морской воде. Это медленный процесс, дающий заметный вклад в изменение запаса углерода в океане лишь на масштабах тысячелетий (Archer, Brovkin, 2008). Его интенсивность, однако, зависит от степени закисленности океана, которая, в свою очередь, увеличивается при поглощении CO₂ океаном. Закисление океана, с одной стороны, увеличивает способность океана поглощать CO₂ из атмосферы, с другой — приводит к гибели моллюсков и кораллов.

Интенсивность суммарного потока CO2 из атмосферы океаном F_o в 2005-2016 гг. оценена равной 2.6±0.5 ПгС/год (Le Quéré et al., 2016).

Атмосфера

В атмосфере на высоте вплоть до 80 км на временных масштабах от года и более для CO₂ можно использовать приближение хорошо перемешанного газа – постоянного по горизонтали и вертикали значения концентрации q_a . В последние несколько тысячелетий перед началом индустриального периода концентрация углекислого газа в атмосфере была близка к 280 млн⁻¹, что соответствует примерно 600 ПгС (рис. 1). За индустриальный период концентрация увеличилась почти в полтора раза, достигнув 403 млн⁻¹ в 2016 г. (ftp:// aftp.cmdl.noaa.gov/products/trends/co2/co2_annmean_gl.txt) Изменение запаса CO₂ в атмосфере $C_a = c_0 q_a (c_0 = 2.12 \Pi \Gamma C/млн⁻¹ (Climate Change, 2013) подчиняется уравнению$

$$dC_a / dt = E - F_l - F_o, \tag{2}$$

где *E* - внешние эмиссии CO₂ в атмосферу. В 2005-2016 гг. dC_a/dt составило 4.6±0.1 ПгС/год, что соответствует увеличению концентрации 2.1±0.1 млн⁻¹ / год (Le Quéré et al., 2016).

Содержание CO₂ в атмосфере умеренных и субполярных широт изменяется между различными сезонами на 10-15 млн⁻¹ (Randerson et al., 1997; Alexandrov, 2014). Это связано с летним поглощением CO₂ из атмосферы растительностью летом (Randerson et al., 1995). Интенсификация фотосинтеза за счёт фертилизации атмосферным CO₂ привела к увеличению амплитуды годового хода q_a в последние несколько десятилетий (Graven et al., 2013). Следует отметить, что как современное значение амплитуды годового хода q_a , так и её изменение в последние десятилетия существенно недооцениваются современными моделями земной системы (Graven et al., 2013; Alexandrov, 2014).

В периоды оледенений плейстоцена содержание углекислого газа в атмосфере уменьшалось до примерно 180 млн⁻¹ (напр., Petit et al., 1999). Основную роль в этом изменении играл обмен CO₂ между атмосферой и океаном (Brovkin et al., 2012).

По данным палеореконструкций содержание CO₂ в атмосфере существенно превышало современное в кайнозое (3 тыс. млн⁻¹) и в юрский период (4-6 тыс. млн⁻¹) (Zeebe, 2012).

Измерения трёхмерного поля q_a используются для решения обратной задачи восстановления потоков CO₂ между атмосферой, с одной стороны, и океаном и наземными экосистемами — с другой (Jacobson et al., 2007; Peylin et al., 2013; Tans et al., 1989). Этот подход позволяет оценить региональный вклад в F_l и F_o без использования моделей наземного и океанического УЦ, характеризующихся значительными неопределённостями оценок. В настоящее время проводится международное сравнение методов восстановления потоков CO₂ между атмосферой, океаном и наземными экосистемами RECCAP (Regional Carbon Cycle Assessment and Processes) (Peylin et al., 2013).

Геологические источники

Основными геологическими источниками CO_2 в атмосферу являются выветривание минералов с интенсивностью около 0.3 ПгС/год и вулканическая дегазация с интенсивностью не более 0.1 ПгС/год (рис. 1). В уравнении (2) они включаются в слагаемое *E*. Несмотря на относительную малость, геологические источники CO_2 играют значительную роль на масштабах времени миллионов лет и более.

Антропогенное возмущение углеродного цикла

Антропогенная деятельность в настоящее время существенно модифицирует УЦ. Это возмущение может выражаться как в прямых антропогенных эмиссиях, включаемых в E (см. (2)), так и в замене естественных экосистем на агроэкосистемы, что приводит к изменению F_l . В 2005-2016 гг. оценки антропогенных эмиссий за счёт сжигания ископаемого топлива составили 9.3±0.5 ПгС/год, за счёт структуры землепользования — 1.0±0.5 ПгС/год (Le Quéré et al., 2016). Вклад России в эмиссии CO₂ в атмосферу не превышает нескольких процентов как для эмиссий за счёт сжигания ископаемого топлива (http://data.worldbank.org/indicator/EN.ATM.CO2E.KT), так и для эмиссий за счёт структуры землепользования (Романовская и др., 2014). Интенсивность антропогенных эмиссий CO₂ в атмосферу, таким образом, на 2 порядка превышает интенсивность соответствующих эмиссий от геологических источников.

Суммарные за период 1870-2016 гг. антропогенные эмиссии CO₂ в атмосферу составили 565±55 ПгС, в том числе 410±20 ПгС (\approx 3/4) за счёт сжигания ископаемого топлива и 145±50 ПгС (\approx 1/4) — из-за изменения структуры землепользования (Le Quéré et al., 2016). Следует отметить, что к настоящему времени около 1/3 площади суши, не покрытой ледниками и ледовыми щитами, занято сельскохозяйственными угодьями (Ramankutty et al., 2008).

Кроме того, выделение других примесей в атмосферу, в том числе из-за антропогенной активности, приводит к образованию веществ, подавляющих интенсивность фотосинтеза наземной растительности. К числу таких веществ относятся озон (Семенов и др., 1998; Sitch et al., 2007; Yue, Unger, 2014) и сернистый газ (Елисеев, 2015; Семенов и др., 1998; Eliseev, 2015).

Антропогенная деятельность также приводит к эмиссиям аэрозолей в атмосферу, в том числе рассеивающих. Последние, с одной стороны, уменьшают приток фотосинтетически активной радиации (ФАР) к растительности (что уменьшает интенсивность фотосинтеза), с другой – увеличивает долю рассеянной радиации в общем потоке ФАР (как отмечалось в разделе 2.1, это способствует интенсификации фотосинтеза). Последнее отмечалось как один из положительных косвенных эффектов геоинженерии, направленной на увеличение доли сульфатных (рассеивающих) аэрозолей в стратосфере. Этот косвенный эффект такой геоинженерии согласуется с уже упомянутыми измерениями (Gu et al., 2003) и расчётами с рядом численных моделей 3С (Mercado et al., 2009; Володин и др., 2011), (хотя в последнем случае увеличение f_n невелико), но противоречит результатам анализа глобальной базы данных годовых колец деревьев (Krakauer, Randerson, 2003) и результатам расчётов с другими моделями ЗС (Елисеев, 2012; Brovkin et al., 2010; Foley et al., 2014) и моделями углеродного цикла (Angert et al., 2004).

Антропогенное возмущение углеродного цикла привело к обсуждению технологий искусственного изъятия CO₂ из атмосферы, обзор которых приведён в (Рябошапко, Ревокатова, 2015).

Вклад взаимодействия климата и углеродного цикла в климатические изменения на разных временных масштабах

Обратная связь между климатом и углеродным циклом

В последние два десятилетия в ряде мировых центров в глобальные численные климатические модели активно внедряются интерактивные блоки углеродного цикла (Cox et al., 2000; Dufresne et al., 2002; Friedlingstein et al., 2006). Среди климатических моделей с углеродным циклом (моделей земной системы) есть и две российские: глобальные модели земной системы INMCM (Володин, 2007) Института вычислительной математики РАН и КМ ИФА РАН (Елисеев, 2011; Eliseev, Mokhov, 2011) Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН.

Появление моделей ЗС и зависимость характеристик УЦ от состояния климата послужила основой для появления понятия обратной связи между климатом и углеродном циклом (ОСКУЦ) (Cox et al., 2000; Dufresne et al., 2002). При этом процессы взаимодействия между климатом и углеродным циклом объединяются в две группы:

1) прямое воздействие изменения q_a на углеродный цикл (эффект фертилизации растений углекислым газом атмосферы и изменение множителя $(pCO_{2,o} - pCO_{2,a})$ в (1));

2) косвенное воздействие изменения q_a на углеродный цикл, связанное с изменениями климата при развитии соответствующего парникового возмущающего воздействия.

Суммарный за какой-то период глобальный поток углекислого газа из атмосферы в океан и наземные экосистемы при этом представляется в виде:

$$U_{Y} = \int F_{Y} dt = U_{Y}(q_{a}, T_{g}), Y = l, o,$$

где t — время, T_g — глобально осреднённая приземная температура. В линейном приближении (Friedlingstein et al., 2003)

$$U_Y = \beta_Y \varDelta q_a + \gamma_Y \varDelta T_g. \tag{3}$$

с коэффициентами β_Y и γ_Y ; Δ обозначает изменение переменной за данный период. Слагаемое $\beta_Y \Delta q_a$ описывает эффекты группы 1), слагаемое $\gamma_Y \Delta T_g$ — эффекты группы 2). В англоязычной литературе они получили названия "carbon-concentration feedback" и "carbon-climate feedback" соответственно.

Для оценки коэффициентов β_Y и γ_Y с моделью земной системы проводятся два численных эксперимента при одном и том же сценарии внешних эмиссий *E*. В одном из них (обозначаемом верхним индексом "(c)") используется полная модель со взаимодействующими между собой климатом и углеродным циклом. При этом $U_Y^{(c)} = \beta_Y \ \Delta q_a^{(c)} + \gamma_Y \ \Delta T_g^{(c)}$. Во втором (обозначаемом верхним индексом "(u)") CO₂ рассматривается как непарниковый газ, не приводящий к изменениям климата. В этом эксперименте поглощение углекислого газа из атмосферы океаном и наземными экосистемами связано лишь с эффектами группы 1), так что $U_Y^{(u)} = \beta_Y \ \Delta q_a^{(u)}$. В качестве альтернативы второму эксперименту можно поставить численный эксперимент, в котором на вход блока углеродного цикла модели подаётся начальное состояние климата. Эти два эксперимента позволяют оценить коэффициенты β_Y и γ_F В качестве параметра обратной связи между климатом и углеродным циклом используется отношение

$$p = \Delta q_a^{(c)} / \Delta q_a^{(u)}.$$

В случае p > 1 изменения климата подавляют поглощение CO₂ из атмосферы океаном и наземными экосистемами, и ОСКУЦ является положительной, увеличивая вызванные эмиссиями изменения содержания CO₂ в

атмосфере. В случае p < 1 такие изменения климата, наоборот, интенсифицируют это поглощение — обратная связь между климатом и углеродным циклом является отрицательной. С использованием (3) можно получить (Friedlingstein et al., 2003):

$$p = 1 / (1 - g),$$

где $g = -a \gamma / (1 + \beta / c_0).$

Здесь $\gamma = \gamma_l + \gamma_o$, $\beta = \beta_l + \beta_o$, $a = \Delta T_g / \Delta q_a$. При $\gamma < 0$ ОСКУЦ положительна, при $\gamma > 0$ — отрицательна.

Оценки характеристик обратной связи между климатом и углеродным циклом

В проекте С⁴МІР (Coupled Climate-Carbon Cycle Models Intercomparison Project) (Friedlingstein et al., 2006) было проведено сравнение характеристик обратной связи между климатом и УЦ в моделях земной системы. Для моделейучастников проекта С⁴МІР β_l и β_o положительны — эффекты группы 1) интенсифицируют поглощение CO₂ из атмосферы при увеличении q_a . В свою очередь, γ_l и γ_o отрицательны, что соответствует положительной ОСКУЦ. При этом для большинства моделей $|\gamma_l| >> |\gamma_o|$, так что обратная связь между климатом и углеродным циклом определяется, в основном, наземными экосистемами.

Пространственные особенности обратной связи между климатом и углеродным циклом были проанализированы в (Climate Change, 2013). При этом было получено, что $\partial U_Y / \partial q_a = \beta_Y > 0$ практически на всей Земле с максимумом в регионах тропических лесов (рис. 2а). В свою очередь, в большинстве регионов $\partial U_Y / \partial T_g = \gamma_Y < 0$ (рис. 2b). Последнее согласуется с результатами проекта C⁴MIP. Однако $\gamma_Y > 0$ в бореальных регионах и в Тибете (что связано с суровым климатом в этих регионах и, следовательно, с преобладающим влиянием увеличения F_p из-за удлинения вегетационного периода при потеплении), а также в Северном Ледовитом океане (что обусловлено сокращением площади морского льда при увеличении среднегодовой температуры).

В (Frank et al., 2010) с использованием палеореконструкций для последнего тысячелетия медиана $|\gamma|$ оценена равной 16 ПгС/К, а доверительный интервал $|\gamma|$ - от 3 до 45 ПгС/К. Значения из этого интервала заметно меньше соответствующих значений, полученных в проекте C⁴MIP (от 40 до 201 ПгС/К) (Friedlingstein et al., 2006). Однако интервал значений $|\gamma_o|$, полученный в проекте C⁴MIP (от 16 до 67 ПгС/К) уже в целом согласуется с эмпирическим интервалом (Frank et al., 2010). Одной из причин этого может быть различие временных масштабов (BM) между указанными работами: от 10² до 10³ лет в (Frank et al., 2010) и от 10¹ до 10² лет в расчётах C⁴MIP. В частности, интенсивность ОСКУЦ максимальна именно на BM от 10¹ до 10² лет (Willeit et al., 2014). При этом $|\gamma_o|$ монотонно увеличивается на временных масштабах от межгодовых до тысячелетних BM и уменьшается при дальнейшем увеличении BM. В свою очередь, $|\gamma_l|$ максимален на BM, соответствующим первым сотням лет и первым тысячелетиям и минимален при масштабах порядка нескольких сотен лет.



a. Regional carbon-concentration feedback

Рисунок 2. Пространственное распределение средних по ансамблю моделей значений β = β_l + β_o (а) и γ = γ_l + γ_o (b) в численном эксперименте с увеличением q_a на 1%/год вплоть до четырёхкратного увеличения относительно доиндустриального значения В ансамбль включены модели BCC–CSM1, CanESM2, CESM1–BGC, HadGEM2–ES, IPSL–CM5A-LR, MPI–ESM–LR и NorESM1-ME. (Climate Change 2013, puc. 6.22)

Влияние обратной связи между климатом и углеродным циклом на отклик земной системы при антропогенных эмиссиях CO₂

В (Елисеев и др., 2007) было получено, что взаимодействие климата и углеродного цикла увеличивает прирост q_a на 15-20% в зависимости от сценария антропогенных эмиссий CO₂ в атмосферу и соответственно усиливает потепление в XXI веке на 10-15% (рис. 3).

В сценариях RCP (Representative Concentration Pathways) антропогенного воздействия на 3С в XXI веке продолжающиеся эмиссии углекислого газа в атмосферу приводят к увеличению q_a и дальнейшему потеплению климата (Climate Change, 2013). Эти сценарии охватывают широкий спектр социо-экономического развития в XXI веке: от ускоряющихся эмиссий в течение всего столетия и соответствующего достижения q_a к 2100 г. значения ≥ 900 млн⁻¹

(RCP 8.5) до снижения этих эмиссий с началом 2020-2050 г. (сценарии RCP 2.6, RCP 4.6 и RCP 6.0) и даже до перехода к отрицательным E в 2080 г., так что q_a в 2100 г. оказывается меньше современного (сценарий RCP 2.6).

Несмотря на уменьшение растворимости CO_2 в морской воде при антропогенном потеплении климата, дальнейшее увеличение q_a в XXI веке приводит к дальнейшему увеличению поглощения CO_2 океаном (Climate Change, 2013). Следует отметить, что ослабление интенсивности термохалинной циркуляции океана при антропогенном воздействии на климат, хотя и несколько подавляет поглощение CO_2 океаном, в XXI веке не сказывается принципиально на результатах модельных расчётов F_o (Zickfeld et al., 2008).

С другой сторон, большие по абсолютной величине γ_l на временных масштабах порядка первых сотен лет приводят к возможному изменению знака F_l при сценариях RCP в XXI веке (Climate Change, 2013). Это связано с доминированием эффекта интенсификации гетеротрофного дыхания при потеплении климата (и, в меньшей степени — с возможным подавлением фотосинтеза в тропических регионах (Cox et al., 2000)). При этом, в отличие от современного периода (рис. 1), наземные экосистемы выделяют CO₂ в атмосферу, а не поглощают его (см. также Елисеев и др., 2007)).

Приведённые оценки γ не учитывают возможное включение при потеплении климата в активный углеродный цикл запаса углерода, накопленного в вечной мерзлоте суши (Schuur et al., 2008) Значимость этого эффекта в настоящее время значительно различается между различными модельными оценками (MacDougall et al., 2015; Schneider von Deimling et al., 2012).



Рисунок 3. Концентрация углекислого газа в атмосфере (а) и глобально осреднённой приземной температуры (б) в расчётах с КМ ИФА РАН при сценариях антропогенного воздействия SRES (Climate Change, 2001) в сравнении с данными наблюдений обсерватории Mayнa-Лoa (https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/, а) и HadCRUT3 (http://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadcrut3/, б) (чёрные линии)

Влияние обратной связи между климатом и углеродным циклом на устойчивость земной системы

Несмотря на положительную обратную связь между климатом и углеродным циклом, противоположные относительно друг друга знаки γ и β способствуют устойчивости глобальной ЗС при внешних эмиссиях углекислого газа в атмосферу. Для обоснования этого можно использовать предложенное в (Boer, Arora, 2009) представление потоков углерода:

$$F_Y = B_Y \varDelta q_a + \Gamma_Y \varDelta T_g, Y = l, o \tag{4}$$

(в отличие от (3), в (4) используется не суммарный за много лет поток $U_{\rm F}$ а поток за каждый год $F_{\rm Y}$). При этом $B_{\rm Y}$ отличается от $\beta_{\rm Y}$ (отличаются даже их размерности), но совпадает с ним по знаку (Arora, Boer, 2014). Подобное справедливо и в отношении $\Gamma_{\rm Y}$ и $\gamma_{\rm Y}$ соответственно. Если $E \neq 0$ в течение некоторого времени, а затем эти эмиссии становятся равным нулю, то после достаточно длительного интервала времени земная система, как ожидается, должна прийти в состояние нового равновесия. Если изменение q_a относительно начального состояния в этом положении равновесия равно $\Delta q_a^{(0)}$, а $T_g - \Delta T_g^{(0)}$, то для равновесия УЦ (т. е. и всей ЗС) необходимо

$$F = F_l + F_o = B \,\varDelta q_a^{(0)} + \Gamma \,\varDelta T_g^{(0)} = 0,$$

$$B_c + B_c \,\Gamma = \Gamma_c + \Gamma_c \,B \,\arg \sigma_c \, \sigma_$$

где $B = B_l + B_o$, $\Gamma = \Gamma_l + \Gamma_o$. В этом случае $\Gamma = -B \Delta q_a^{(0)} / \Delta T_g^{(0)}$.

т.к. при парниковом изменении климата знаки $\Delta q_a^{(0)}$ и $\Delta T_g^{(0)}$ одинаковы, то из последнего соотношения и следует необходимость взаимно противоположных знаков Γ и *B*.

С другой стороны, вклад природных пожаров в ОСКУЦ приводит к мультистабильности состояния растительности в ряде лесостепных регионов (Lasslop et al., 2016).

Взаимодействие циклов углерода и азота

Приведённые выше оценки характеристик обратной связи между УЦ и климатом были получены без учёта взаимодействия углеродного цикла с дру-гими биогеохимическими циклами – прежде всего, с циклом азота (Falkowski et al., 2000). Количество доступного растительности азота может интенсивность фотосинтеза существенно влиять на (Голубятников и 2013). В частности, при антропогенном воздействии на земную систему дp., совместное рассмотрение углеродного и азотного циклов в модели подавляет поглощение углерода наземными экосистемами в 2-4 раза по сравнению с случаем учёта только углеродного цикла (Sokolov et al., 2008; Thornton al., 2009). Это должно приводить к уменьшению $|\gamma|$ в (3) (и, et соответственно, к уменьшению $|\Gamma|$ в (4)).

Взаимодействие углеродного и азотного цикла существенно и для океанических экосистем. Например, недостаточное количество азотных нутриентов

ограничивает рост продуктивности фитопланктона в Северном Ледовитом океана, когда этот океан освобождается ото льда при потеплении климата (Vancoppenolle et al., 2013).

Ограничение продуктивности наземных экосистем количеством доступного азота наиболее значимо вне тропиков, тогда как в тропиках более значимым является взаимодействие циклов углерода и фосфора (Houlton et al., 2008). Взаимодействие циклов углерода и фосфора (a также цикла железа) важно и для океанических экосистем (Falkowski et al., 2000; Okin et al., 2011).

Выводы

Глобальный цикл углекислого газа — важнейшая составляющая глобальная углеродного цикла (УЦ). В последние десятилетия примерно половина современных антропогенных эмиссий CO₂ в атмосферу поглощается океаном и наземными экосистемами. В УЦ можно выделить ветви, связанные с наземными экосистемами, с океаном (включая неорганическую и органическую части) и геологическими процессами. Значимость каждой из этих ветвей зависит от временного масштаба изменений состояния земной системы.

Содержание CO_2 в атмосфере q_a существенно менялось в прошлые геологические эпохи. Изменения q_a в XX веке обусловлены, в основном, антропогенными эмиссиями этого газа.

В связи с внедрением в климатические модели схем углеродного цикла (и, соответственно, с превращением этих моделей в модели земной системы) было введено понятие обратной связи между климатом и углеродным циклом. Во всех современных моделях земной системы эта связь положительна — климатические изменения, сопровождающие увеличение q_a , приводят к ослаблению поглощения CO₂ из атмосферы (прежде всего за счёт влияния изменений климата на состояние наземных экосистем). Это качественно согласуется с наблюдениями. В частности, положительная обратная связь между климатом и углеродным циклом усиливает на 10-15% отклик температуры на антропогенные эмиссии CO₂ в XXI веке в зависимости от сценария таких эмиссий. Количественные различия характеристик УЦ между моделями 3С могут быть связаны с большим количеством упрощений при описании углеродного цикла в этих моделях, в том числе недостаточным учётом взаимодействия углеродного цикла в этих моделях, в том числе медостаточным учётом взаимодействия углеродного цикла с другими биогеохимическим циклами, а также с неопределённостью значений входных параметров схем УЦ в моделях земной системы.

Благодарности

Автор выражает благодарность Г.А. Александрову и Л.Л. Голубятникову за полезные обсуждения, а также анонимному рецензенту за замечания к предыдущей версии статьи. Обзор был подготовлен при поддержке Российского научного фонда (грант 14-47-00049).

Список литературы

Володин Е.М. 2007. Модель общей циркуляции атмосферы и океана с углеродным циклом. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 3, с. 298-313.

Володин Е.М., Кострыкин С.В., Рябошапко А.Г. 2011. Моделирование изменения климата вследствие введения серосодержащих веществ в стратосферу. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 47, № 4, с. 467-476.

Гинзбург А.С., Завалишин Н.Н. 2008. Исследование динамики глобального углеродного цикла с помощью замкнутой малопараметрической модели. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 44, № 6, с. 737-754.

Голубятников Л.Л., Мохов И.И., Елисеев А.В. 2013. Цикл азота в земной климатической системе и его моделирование. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 49, № 3, с. 255-270.

Елисеев А.В. 2011. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учётом неопределённости значений параметров наземной биоты. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 47, № 2, с. 147-170.

Елисеев А.В. 2012. Предотвращение изменений климата за счёт эмиссии сульфатов в стратосферу: влияние на глобальный углеродный цикл и наземную биосферу. – Оптика атмосферы и океана, т. 25, № 6, с. 467-474.

Елисеев А.В. 2015. Влияние соединений серы в тропосфере на наземный углеродный цикл. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 51, № 6, с. 673-683.

Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А. 2007. Вариации климата и углеродного цикла в XX-XXI веках в модели промежуточной сложности. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, № 1, с. 3-17

Елисеев А.В., Мохов И.И., Чернокульский А.В. 2014. Влияние низовых и торфяных пожаров на эмиссии CO₂ в атмосферу. – Доклады Академии наук, т. 459, № 4, с. 496-500.

Елисеев А.В., Мохов И.И., Чернокульский А.В. 2017. Влияние молниевой активности и антропогенных факторов на крупномасштабные характеристики природных пожаров. – Изв. РАН. Физика атмосферы и океана, т. 53, № 1, с. 3-14.

Обязов В.А. 2012. Влияние изменений метеорологических условий на лесопожарную обстановку в Забайкальском крае. – Метеорология и гидрология, № 6, с. 27-35.

Романовская А.А., Коротков В.Н., Смирнов Н.С., Карабань Р.Т., Трунов А.А. 2014. Оценка вклада землепользования в антропогенную эмиссию парниковых газов на территории России в течение 2000-2011 гг.. – Метеорология и гидрология, № 3, с. 5-18.

Рябошапко А.Г., Ревокатова А.П. 2015. Потенциальная роль удаления CO2 из атмосферы методами инженерии климата для стабилизации его концентрации на приемлемом уровне. – М., ИГКЭ Росгидромета и РАН, 83 с.

Семенов С.М., Кунина И.М., Кухта Б.А. 1998. Сравнение антропогенных изменений приземных концентраций O₃, SO₂, CO₂ в Европе по экологическому критерию. – Доклады Академии наук, т. 361, № 2, с. 275-279.

Тарко А.М. 2005. Антропогенные изменения глобальных биосферных процессов. Математическое моделирование. – М., Физматлит, 232 с.

Ainsworth E.A., Long S.PP. 2005. What have we learned from 15 years of freeair CO_2 enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy properties and plant production to rising CO_2 . – New Phytologist, vol. 165, No. 2, pp. 351-372.

Alexandrov G.A. 2014. Explaining the seasonal cycle of the globally averaged CO_2 with a carbon-cycle model. – Earth. Syst. Dyn., vol. 5, No. 2, pp. 345-354.

Anav A., Friedlingstein PP., Beer C., Ciais PP., Harper A., Jones C., Murray-Tortarolo G., Papale D., Parazoo N.C., Peylin PP., Piao S., Sitch S., Viovy N., Wiltshire A., Zhao M. 2015. Spatiotemporal patterns of terrestrial gross primary production: A review. – Revol. Geophys., vol. 53, No. 3, pp. 785-818.

Angert A., Biraud S., Bonfils C., Fung I. 2004. CO₂ seasonality indicates origins of post-Pinatubo sink. – Geophys. Res. Lett., vol. 31, No. 11, L11103.

Archer D., Brovkin. 2008. The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO₂. – Clim. Change., vol. 90, No. 3, pp. 283-297.

Arora K., Boer G.J. 2014. Terrestrial ecosystems response to future changes in climate and atmospheric CO_2 concentration. – Biogeosciences, vol. 11, No. 5, pp. 4157-4171.

Barford C.C., Wofsy S.C., Goulden M.L., Munger J.W., Pyle E.H., Urbanski S.P., Hutyra L., Saleska S.R., Fitzjarrald D., Moore K. 2001. Factors controlling long- and short-term sequestration of atmospheric CO_2 in a mid-latitude forest. – Science, vol. 294, No. 5547, pp. 1688-1691.

Beer C., Reichstein M., Tomelleri E., Ciais PP., Jung M., Carvalhais N., Rödenbeck C., Arain M.A., Baldocchi D., Bonan G.B., Bondeau A., Cescatti A., Lasslop G., Lindroth A., Lomas M., Luyssaert S., Margolis H., Oleson K.W., Roupsard O., Veenendaal E., Viovy N., Williams C., Woodward F.I., Papale D. 2010. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: Global distribution and covariation with climate. – Science, vol. 329, No. 5993. pp. 834-838.

Boer G.J., Arora V. 2009. Temperature and concentration feedbacks in the carbon cycle. – Geophys. Res. Lett., vol. 36, No. 2, L02704.

Brovkin V., Ganopolski A., Archer D., Munhoven G. 2012. Glacial CO₂ cycle as a succession of key physical and biogeochemical processes. – Clim. Past., vol. 8, No. 1, pp. 251-264.

Brovkin V., Lorenz S.J., Jungclaus J., Raddatz T., Timmreck C., Reick C.H., Segschneider J., Six K. 2010. Sensitivity of a coupled climate-carbon cycle model to large volcanic eruptions during the last millennium. – Tellus, ser. B, vol. 62, No. 5, pp. 674-681.

Carr M.E., Friedrichs M.A.M., Schmeltz M., Aita M.N., Antoine D., Arrigo K.R., Asanuma I., Aumont O., Barber R., Behrenfeld M., Bidigare R., Buitenhuis E.T., Campbell J., Ciotti A., Dierssen H., Dowell M., Dunne J., Esaias W., Gentili B., Gregg W., Groom S., Hoepffner N., Ishizaka J., Kameda T., Le Quéré C., Lohrenz S., Marra J., Mélin F., Moore K., Morel A., Reddy T.E., Ryan J., Scardi M., Smyth T., Turpie K., Tilstone G., Waters K., Yamanaka Y. 2006. A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color. – Deep-Sea Res. II, vol. 53, No. 5-7, pp. 741-770.

Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. [Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J. et al. (eds.)]. – Cambridge/New York: Cambridge University Press, 881 p.

Climate Change 2013: The Physical Science Basis. [Stocker T., Qin D., Plattner G.-K., et al. (eds.)]. – Cambridge/New York: Cambridge University Press, 1535 p.

Cox P. M., Betts R.A., Jones C.D et al. 2000. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model . – Nature, vol. 408, pp. 184-187.

Dufresne J.-L., Friedlingstein PP., Berthelot M. et al. 2002. On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle. – Geophys. Res. Lett., vol. 29, No. 10, 1405.

Eliseev A.V. 2015. Impact of tropospheric sulphate aerosols on the terrestrial carbon cycle. – Glob. Planet. Change, vol. 124, pp. 30-40

Eliseev A.V., Mokhov I.I. 2011. Uncertainty of climate response to natural and anthropogenic forcings due to different land use scenarios. – Advol. Atmos. Sci., vol. 28, No. 5, pp. 1215-1232.

Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V. 2014. An ensemble approach to simulate CO_2 emissions from natural fires. – Biogeosciences, vol. 11, No. 12, pp. 3205-3223.

Falkowski PP., Scholes R.J., Boyle E., Canadell J., Canfield D., Elser J., Gruber N., Hibbard K., Högberg PP., Linder S., Mackenzie F.T., Moore B., Pedersen T., Rosenthal Y., Seitzinger S., Smetacek V., Steffen W. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of Earth as a system. – Science, vol. 290, No. 5490, pp. 291-296.

Foley A.M., Willeit M., Brovkin V., Feulner G., Friend A.D. 2014. Quantifying the global carbon cycle response to volcanic stratospheric aerosol radiative forcing using Earth System Models. – J. Geophys. Res.: Atmos., vol. 119, No. 1, pp. 101-111.

Frank D.C., Esper J., Raible C.C., Büntgen U., Trouet VOL., Stocker B., Joos F. 2010. Ensemble reconstruction constraints on the global carbon cycle sensitivity to climate. – Nature, vol. 463, No. 7280, pp. 527-530.

Franks P.J., Adams M.A., Amthor J.S., Barbour M.M., Berry J.A., Ellsworth D.S., Farquhar G.D., Ghannoum O., Lloyd J., McDowell N., Norby R.J., Tissue D.T., von Caemmerer S. 2013. Sensitivity of plants to changing atmospheric CO₂ concentration: from the geological past to the next century. – New Phytologist., vol. 197, No. 4, pp. 1077-1094.

Friedlingstein P., Cox P., Betts R., Bopp L., von Bloh W., Brovkin V., Cadule P., Doney S., Eby M., Fung I., Bala G., John J., Jones C., Joos F., Kato T., Kawamiya M., Knorr W., Lindsay K., Matthews H.D., Raddatz T., Rayner PP., Reick C., Roeckner E., Schnitzler K.-G., Schnur R., Strassmann K., Weaver A.J., Yoshikawa C., Zeng N. 2006. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C⁴MIP model intercomparison. – J. Climate, vol. 19, No. 12, pp. 3337-3353.

Friedlingstein P., Dufresne J.-L., Cox P.M., Rayner P. 2003. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle. – Tellus B., vol. 55, No. 2, pp. 692-700.

Graven H.D., Keeling R.F., Piper S.C., Patra P.K., Stephens B.B., Wofsy S.C., Welp L.R., Sweeney C., Tans P.P., Kelley J.J., Daube B.C., Kort E.A., Santoni G.W., Bent J.D. 2013. Enhanced seasonal exchange of CO_2 by northern ecosystems since 1960. – Science, vol. 341, No. 6150, pp. 1085-1089.

Gu L., Baldocchi D.D., Wofsy S.C., Munger J.W., Michalsky J.J., Urbanski S.P., Boden T.A. 2003. Response of a deciduous forest to the Mount Pinatubo eruption: Enhanced photosynthesis. – Science, vol. 299, No. 5615, pp. 2035-2038.

Houlton B.Z., Wang Y.-PP., Vitousek P.M., Field C.B. 2008. A unifying framework for dinitrogen fixation in the terrestrial biosphere. – Nature, vol. 454, No. 7202, pp. 327-330.

Hugelius G., Strauss J., Zubrzycki S., Harden J.W., Schuur E.A.G., Ping C.-L., Schirrmeister L., Grosse G., Michaelson G.J., Koven C.D., O'Donnell J.A., Elberling B., Mishra U., Camill P., Yu Z., Palmtag J., Kuhry P. 2014, Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps. – Biogeosciences, vol. 11, No. 23, pp. 6573-6593.

Jacobson A.R., Mikaloff Fletcher S.E., Gruber N., Sarmiento J.L., Gloor M. 2007. A joint atmosphere-ocean inversion for surface fluxes of carbon dioxide: 1. Methods and global-scale fluxes. – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 21, No. 1, GB1019.

Jobbágy E.G., Jackson R.B. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. – Ecol. Appl., vol. 10, No. 2, pp. 423-486.

Kloster S., Lasslop G. 2017. Historical and future fire occurrence (1850 to 2100) simulated in CMIP5 Earth System Models. – Glopp. Planet. Change, vol. 150, pp. 58-69.

Krakauer N.Y., Randerson J.T. 2003. Do volcanic eruptions enhance or diminish net primary production? Evidence from tree rings. – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 17, No. 4, p. 1118.

Lasslop G., Brovkin V., Reick C.H., Bathiany S., Kloster S. 2016. Multiple stable states of tree cover in a global land surface model due to a fire-vegetation feedback. – Geophys. Res. Lett., vol. 43, No. 12, pp. 6324-6331.

Law B.E., Falge E., Gu L., Baldocchi D.D., Bakwin PP., Berbigier PP., Davis K., Dolman A.J., Falk M., Fuentes J.D., Goldstein A., Granier A., Grelle A., Hollinger D., Janssens I.A., Jarvis PP., Jensen N.O., Katul G., Mahli Y., Matteucci G., Meyers T., Monson R., Munger W., Oechel W., Olson R., Pilegaard K., Paw U.K.T., Thorgeirsson H., Valentini R., Verma S., Vesala T., Wilson K., Wofsy S. 2001. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation. – Agric. Forest. Meteorol., vol. 113, No. 1-4, pp. 97-120.

Le Quéré C., Andrew R.M., Canadell J.G., Sitch S., Korsbakken J.I., Peters G.P., Manning A.C., Boden T.A., Tans PP.PP., Houghton R.A., Keeling R.F., Alin S., Andrews O.D., Anthoni PP., Barbero L., Bopp L., Chevallier F., Chini L.PP., Ciais PP., Currie K., Delire C., Doney S.C., Friedlingstein PP., Gkritzalis T., Harris I., Hauck J., Haverd VOL., Hoppema M., Klein Goldewijk K., Jain A.K., Kato E., Körtzinger A., Landschützer PP., Lefèvre N., Lenton A., Lienert S., Lombardozzi D., Melton J.R., Metzl N., Millero F., Monte10.4155/cmt.13.77iro PP.M.S., Munro D.R., Nabel J.E.M.S., Nakaoka S.-I., O'Brien K., Olsen A., Omar A.M., Ono T., Pierrot D., Poulter B., Rödenbeck C., Salisbury J., Schuster U., Schwinger J., Séférian R., Skjelvan I., Stocker B.D., Sutton A.J., Takahashi T., Tian H., Tilbrook B., van der Laan-Luijkx I.T., van der Werf G.R., Viovy N., Walker A.PP., Wiltshire A.J., Zaehle S. 2016. Global carbon budget 2016. - Earth Syst. Sci. Data, vol. 8, No. 2, pp. 605-649.

Levy M., Bopp L., Karleskind P., Resplandy L., Ethe C., Pinsard F. 2013. Physical pathways for carbon transfers between the surface mixed layer and the ocean interior. – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 27, No. 4, pp. 1001-1012.

Lloyd J., Taylor J.A. 1994. On the temperature dependence of soil respiration. – Functional Ecology, vol. 8, No. 3, pp. 315-323.

Luyssaert S., Inglima I., Jung M., Richardson A.D., Reichstein M., Papale D., Piao S.L., Schulze E.-D., Wingate L., Matteucci G., Aragao L., Aubinet M., Beer C., Bernhofer C., Black K.G., Bonal D., Bonnefond J.-M., Chambers J., Ciais PP., Cook B., Davis K.J., Dolman A.J., Gielen B., Goulden M., Grace J., Granier A., Grelle A, Griffis T., Grünwald T., Guidolotti G., Hanson PP.J., Harding R., Hollinger D.Y., Hutyra L.R., Kolari PP., Kruijt B., Kutsch W., Lagergren R., Laurila T., Law B.E., Le Maire G., Lindroth A., Loustau D., Malhi Y., Mateus J., Migliavacca M., Misson L., Montagnani L., Moncrieff J., Moors E., Munger J.W., Nikinmaa E., Ollinger S.VOL., Pita G., Rebmann C., Roupsard O., Saigusa N., Sanz M.J., Seufert G., Sierra C., Smith M.-L., Tang J., Valentini R., Vesala T., Janssens I.A. 2007. CO2 balance of boreal, temperate, and tropical forests derived from a global database. – Glob. Change. Biol., vol. 13, No. 12, pp. 2509-2537.

MacDougall A.H., Zickfeld K., Knutti R., Matthews H.D. 2015. Sensitivity of carbon budgets to permafrost carbon feedbacks and non-CO₂ forcings. – Envol. Res. Lett., vol. 10, No. 12, 125003. Doi: 10.1088/1748-9326/10/12/125003

Mahecha M.D., Reichstein M., Carvalhais N., Lasslop G., Lange H., Seneviratne S.I., Vargas R., Ammann C., Arain M.A., Cescatti A., Janssens I.A., Migliavacca M., Montagnani L., Richardson A.D. 2010. Global convergence in the temperature sensitivity of respiration at ecosystem level. – Science, vol. 329, No. 5993, pp. 838-840.

Maier-Reimer E., Hasselmann K. 1987. Transport and storage of CO_2 in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. – Clim. Dyn., vol. 2, No. 2, pp. 63-90.

Mercado L.M., Bellouin N., Sitch S., Boucher O., Huntingford C., Wild M., Cox PP.M. 2009. Impact of changes in diffuse radiation on the global land carbon sink. – Nature, vol. 457, No. 7241, pp. 1014-1017.

Moyano F.E., Vasilyeva N., Bouckaert L., Cook F., Craine J., Curiel Yuste J., Don A., Epron D., Formanek P., Franzluebbers A., Ilstedt U., Kätterer T., Orchard V., Reichstein M., Rey A., Ruamps L., Subke J.-A., Thomsen I.K., Chenu C. 2012. The moisture response of soil heterotrophic respiration: interaction with soil properties. – Biogeosciences, vol. 9, No. 3, pp. 1173-1182.

Norby R.J., Zak D.R. 2011. Ecological lessons from free-air CO₂ enrichment (FACE) experiments. – Ann. Revol. Ecol. Evol. Syst., vol. 42, pp. 181-203.

Okin G.S., Baker A.R., Tegen I., Mahowald N.M., Dentener F.J., Duce R.A., Galloway J.N., Hunter K., Kanakidou M., Kubilay N., Prospero J.M., Sarin M., Surapipith V., Uematsu M., Zhu T. 2011. Impacts of atmospheric nutrient deposition on marine productivity: Roles of nitrogen, phosphorus, and iron. – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 25, No. 2, GB2022.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – Nature, vol. 399, pp. 429-436.

Peylin P., Law R.M., Gurney K.R., Chevallier F., Jacobson A.R., Maki T., Niwa Y., Patra P.K., Peters W., Rayner P.J., Rödenbeck C., van der Laan-Luijkx I.T., Zhang X. 2013. Global atmospheric carbon budget: results from an ensemble of atmospheric CO_2 inversions. – Biogeosciences, vol. 10, No. 10, pp. 6699-6720.

Ramankutty N., Evan A.T., Monfreda C., Foley J.A. 2008. Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000. – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 22, No. 1, GB1003 Randerson J.T., Thompson M.V., Conway M.J., Fung I.Y., Field C.B. 1997. The contribution of terrestrial sources and sinks to trends in the seasonal cycle of atmospheric carbon dioxide. – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 11, No. 4, pp. 535-560.

Roderick M.L., Farquhar. G.D., Berry. S.L., Noble. I.R. 2001. On. the direct effect of clouds and atmospheric particles on the productivity and structure of vegetation. – Oecologia, vol. 129, No. 1, pp. 21–30.

Scharlemann J.P.W., Tanner E.V.J., Hiederer R., Kapos V. 2014. Global soil carbon: understanding and managing the largest terrestrial carbon pool. – Carbon Management, vol. 5, No. 1, pp. 81-91.

Schneider von Deimling T., Meinshausen M., Levermann A., Huber V., Frieler K., Lawrence D.M., Brovkin V. 2012. Estimating the near-surface permafrostcarbon feedback on global warming. – Biogeosciences, vol. 9, No. 2, pp. 649-665.

Schuur E.A.G., Bockheim J., Canadell J.G., Euskirchen E., Field C.B., Goryachkin S.V., Hagemann S., Kuhry P., Lafleur P.M., Lee H., Mazhitova G., Nelson F.E., Rinke A., Romanovsky V.E., Shiklomanov N., Tarnocai C., Venevsky S., Vogel J.G., Zimov S.A. 2008. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle. – BioScience, vol. 58, No. 8, pp. 701-714.

Siegenthaler U., Sarmiento J.L. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. - Nature, vol. 365, No. 6442, pp. 119-125.

Sitch S., Cox P.M., Collins W.J., et al. 2007. Indirect radiative forcing of climate change through ozone effects on the land-carbon sink. – Nature, vol. 448, No. 7155, pp. 791-794.

Sokolov A.P., Kicklighter D.W., Melillo J.M., et al. 2008. Consequences of considering carbon-nitrogen interactions on the feedbacks between climate and the terrestrial carbon cycle. – J. Climate, vol. 21, No. 15, pp. 3776-3796.

Takahashi T., Sutherland S.C., Wanninkhof R., Sweeney C., Feely R.A., Chipman D.W., Hales B., Friederich G., Chavez F., Sabine C., Watson A., Schuster U., Metzl N., Yoshikawa-Inoue H., Bakker D.C.E., Ishii M., Midorikawa T., Nojiri Y., Körtzinger A., Steinhoff T., Hoppema M., Olafsson J., Arnarson T.S., Tilbrook B., Johannessen T., Olsen A., Bellerby R., Wong C.S., Delille B., Bates N.R., de Baar H.J.W. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO2, and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. -Deep-Sea. Res. II., vol. 56, No. 8-10, pp. 554-577.

Tans P. P., Conway T. J., Nakazawa T. 1989. Latitudinal distribution of the sources and sinks of atmospheric carbon dioxide derived from surface observations and an atmospheric transport model. – J. Geophys. Res.: Atmospheres, vol. 94, No. D4, pp. 5151-5172.

Thornton P.E., Doney S.C., Lindsay K., et al. 2009. Carbon-nierogen interactions regulate climate-carbon cycle feedbacks: results from an atmosphere-ocean general circulation model. – Biogeosciences, vol. 6, pp. 2099-2120.

Vancoppenolle M., Bopp L., Madec G., Dunne J., Ilyina T., Halloran P.R., Steiner N. 2013. Future Arctic Ocean primary productivity from CMIP5 simulations: Uncertain outcome, but consistent mechanisms. – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 27, No. 3, pp. 605-619.

Weiss R.F., Jähnke R.A., Keeling C.D. 1982. Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO_2 in seawater. – Nature, vol. 300, No. 5892, pp. 511-513.

Willeit M., Ganopolski A., Dalmonech D., Foley A.M., Feulner G. 2014. Timescale and state dependence of the carbon-cycle feedback to climate. – Clim. Dyn., vol. 42, No. 7-8, pp. 1699-1713.

Yu Z., Loisel J., Brosseau D.P., Beilman D.W., Hunt S.J. 2010. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. – Geophys. Res. Lett., vol. 37, No. 13, L13402.

Yue X., Unger N. 2014. Ozone vegetation damage effects on gross primary productivity in the United States. – Atmos. Chem. Phys., vol. 14, No. 17, pp. 9137-9153.

Zeebe R.E. 2012. History of seawater carbonate chemistry, atmospheric CO₂, and ocean acidification. – Ann. Revol. Earth Planet. Sci., vol. 40, pp. 141-165.

Zickfeld K., Eby M., Weaver A.J. 2008. Carbon-cycle feedbacks of changes in the Atlantic meridional overturning circulation under future atmospheric CO_2 . – Glob. Biogeochem. Cycles, vol. 22, No. 3,GB3024.

Статья поступила в редакцию: 22.05.2017 г.

После переработки: 07.06.2017 г.