

## Глобальный цикл CO<sub>2</sub>

**А.В. Елисеев**

ИФА им. А.М. Обухова РАН  
Казанский (Приволжский) федеральный университет  
e-mail: eliseev@ifaran.ru

### СОДЕРЖАНИЕ

#### ВВЕДЕНИЕ

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЛОБАЛЬНОМ УГЛЕРОДНОМ ЦИКЛЕ

- Наземный углеродный цикл
  - Углеродный цикл океана
  - Атмосфера
  - Геологические источники
  - Антропогенное возмущение углеродного цикла
- #### ВКЛАД ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КЛИМАТА И УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА В КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА РАЗНЫХ ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБАХ

- Обратная связь между климатом и углеродным циклом
- Взаимодействие циклов углерода и азота

#### ВЫВОДЫ

#### Аннотация

Углеродный цикл играет существенную роль в динамике земной системы, поглощая примерно половину современных антропогенных эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу. В нём можно выделить ветви, связанные с наземными экосистемами, с океаном (включая неорганическую и органическую части) и геологическими источниками. Значимость каждой из этих ветвей зависит от временного масштаба изменений состояния земной системы.

Содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере  $q_a$  существенно менялось в прошлые геологические эпохи. Изменения  $q_a$  в исторический период 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 CO<sub>2</sub> 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 положительна усиливает на ~10% отклик температуры на антропогенные эмиссии CO<sub>2</sub> в XXI веке. Количественные различия модельных оценок могут быть связаны с недостаточным учётом взаимодействия углеродного цикла с другими биогеохимическими циклами.

#### ВВЕДЕНИЕ

Земная система (ЗС), наряду с физическими компонентами - атмосферой, океаном, деятельным слоем суши и криосферой, включает в себя и экосистемы. Экосистемы

взаимодействуют с каждой из указанных физических компонент климата, оказывая влияние на климатические характеристики на большом спектре пространственных и временных масштабов.

Традиционно взаимодействие климата и экосистем подразделяется на биогеохимическую и биогеофизическую компоненты (рис. 1). К первому из них 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, связанный с обменом  $\text{CO}_2$  между атмосферой и другими резервуарами ЗС.

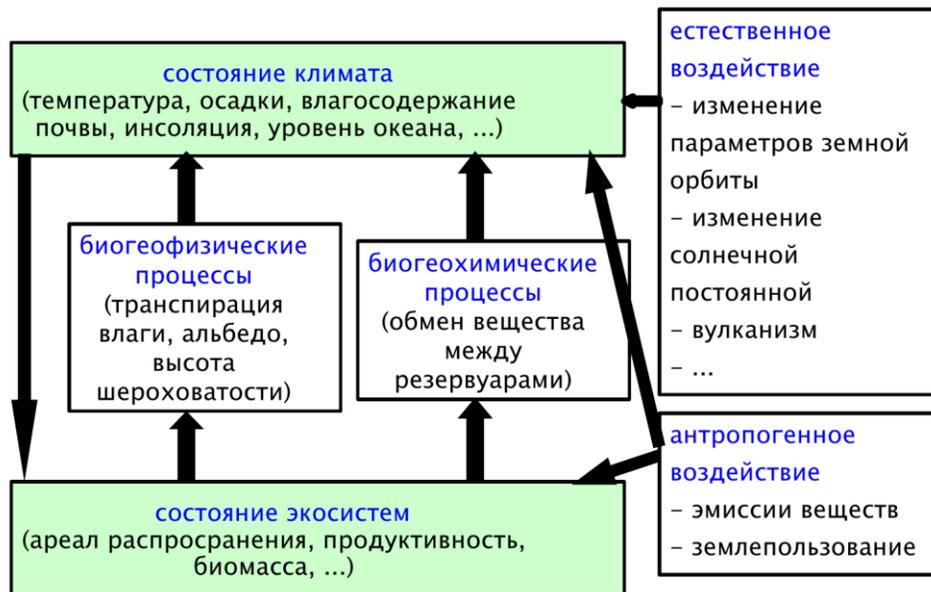


Рис. 1. Общая схема взаимодействия климата и экосистем.

В данной лекции будет проведён обзор сведений, касающихся взаимодействия климата и углеродного цикла. Ряд этих сведений проиллюстрирован результатами расчётов с глобальной климатической моделью (КМ) Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН)

## 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  $\text{CO}_2$  в атмосферу при разложения органики почвы  $F_s$  (гетеротрофного дыхания) и интенсивности выделения  $\text{CO}_2$  в атмосферу при природных пожарах  $F_f$ :

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

По современным данным  $F_p = 123 \pm 8$  ПгС/год [Beer et al., 2010], а каждое из слагаемых  $F_v$  и  $F_s$  равно примерно половине от  $F_p$  (рис. 2). Принципиально важной при этом является зависимость интенсивности фотосинтеза наземной растительности от содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере  $q_a$ . При

увеличении последней устьица листьев растений частично закрывается, что приводит к более эффективному использованию влаги растениями и, следовательно, к интенсификации фотосинтеза (так называемому эффекту фертилизации растений углекислым газом атмосферы). Экспериментально это было подтверждено в рамках проекта FACE (Free-Air Carbon Dioxide Enrichment) [Ainsworth, Long, 2005]. Наиболее продуктивными являются тропические леса и, в меньшей степени, леса умеренного пояса и тайга. Запас углерода в растительности на единицу площади  $c_v$  определяется как интенсивностью фотосинтеза, так и временем нахождения углерода в растениях. Он максимален в лесах (прежде всего - тропических). По имеющимся оценкам, во всей растительности в настоящее время находится  $C_v = 450-650$  Пг углерода (рис. 2).

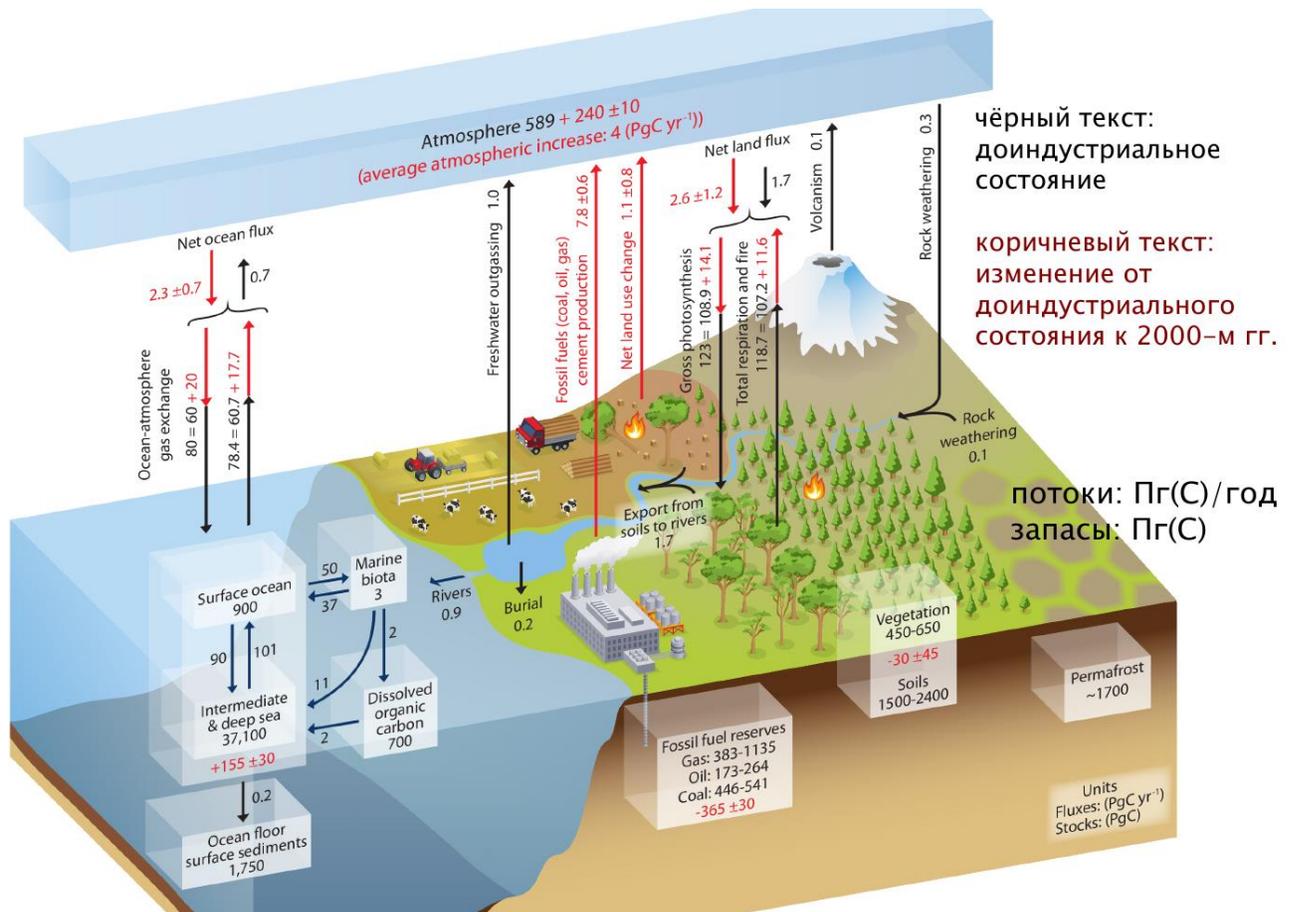


Рис. 2. Глобальный углеродный цикл [Climate Change, 2013]

Изменения климата способны приводить к изменениям интенсивности потоков  $F_p$ ,  $F_v$  и  $F_s$ . Это влияние на первый и второй потоки связано с влиянием климата на состояние растительности. В свою очередь, изменение интенсивности гетеротрофного дыхания  $F_s$  обусловлено влиянием температуры и влажности почвы на интенсивность разложения органики в ней. Например,  $F_s$  экспоненциально зависит от температуры, примерно удваиваясь при увеличении температуры на 10°C. Запас углерода в почве на единицу площади  $c_s$  минимален в регионах пустынь. Он также относительно мал в тропиках (ввиду быстрого разложения органики в этих регионах). Максимального значения  $c_s$  достигает в бореальных регионах, где, во-первых, относительно велик приток органики из растительности в почву, и, во-вторых, подавлено разложение органики почвы из-за низких температур. Запас углерода почвы

оценивается величиной  $C_s = 1500-2400$  ПгС.

Важным процессом являются природные (верховые, низовые и торфяные) пожары, приводящие к эмиссиям  $CO_2$  в атмосферу  $F_f = 1.4$  ПгС/год (данные Global Fire Emissions Database (GFED), <http://www.globalfiredata.org/>). При этом в ряде регионов отмечается увеличение числа пожаров и соответствующей площади выгорания в последние десятилетия [Обязов, 2012]. Интенсивность природных пожаров может увеличиваться при климатических изменениях, ожидаемых в XXI веке [Eliseev et al., 2014; Елисеев и др., 2014, 2017; Kloster, Lasslop, 2017].

Суммарный поток углерода из атмосферы в наземные экосистемы (без учёта эмиссий  $CO_2$  в атмосферу при дефорестации) в 2005-2016 гг. оценен равным  $3.1 \pm 0.9$  ПгС/год [Le Quéré et al., 2016].

### Углеродный цикл океана

В океане выделяют органическую и неорганическую ветви углеродного цикла. Неорганическая ветвь (в англоязычной литературе его часто называют "solubility pump") включает в себя процессы растворения  $CO_2$  в морской воде и перенос океанической циркуляцией. Основные реакции этого цикла представлены в табл. 1. Поток углекислого газа (на единицу площади) из атмосферы в океан описывается законом Генри

$$f_o = k_{CO_2} \alpha (pCO_{2,a} - pCO_{2,o}), \quad (1)$$

где  $k_{CO_2}$  - коэффициент газопереноса (зависит от скорости ветра в приземном слое и характеристик его устойчивости),  $\alpha$  - растворимость  $CO_2$  в морской воде,  $pCO_{2,o}$  и  $pCO_{2,a}$  - парциальное давление  $CO_2$  в воде и в воздухе соответственно. Таким образом, накопление  $CO_2$  в атмосфере приводит к поглощению его океаном. В свою очередь, растворимость  $CO_2$  в морской воде уменьшается при увеличении температуры [Weiss et al., 1982], что уменьшает интенсивность поглощения углекислого газа океаном (при прочих равных условиях).

Преобразование углекислого газа в бикарбонат и карбонат в неорганической ветви углеродного цикла океана приводит к тому, что, несмотря на быстрое (примерно за год) выравнивание парциальных давлений  $CO_2$  в нижнем слое воздуха и в верхнем слое воды, запас растворённого неорганического углерода в океане  $C_{DIC}$  растёт медленнее, чем в запас углерода атмосфере. Это можно характеризовать буферным фактором

$$\zeta = (\Delta q_a / q_a) / (\Delta C_{DIC} / C_{DIC}).$$

Типичные значения буферного фактора  $\zeta$  составляют от 10 до 20 [Maier-Reimer, Hasselmann, 1987]. Поглощение углекислого газа морской водой происходит в регионах, где парциальное давление растворённого в воде углекислого газа оказывается меньше парциального давления  $CO_2$  в атмосфере. Последнее достигается, если в данном регионе доминирует перенос морской воды от поверхности океана вглубь, например в средних широтах Северного и Южного полушарий, а также в регионе Атлантики к югу от Гренландии. В свою очередь, углекислый газ выделяется из океана в атмосферу в регионах, где восходящие течения выносят из глубины на поверхность богатую  $CO_2$  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  $CO_2$  экосистемами океана. Первичная продукция морских экосистем оценивается величиной 45-50 ПгС/год [Carr et al., 2006]. Однако этот углерод сосредоточен, в основном, в морском планктоне с малым временем жизни (порядка недели), так что запас углерода в морских экосистемах близок к 1 ПгС [Carr et al., 2006]. Как следствие, на годовых и больших масштабах по времени этот поток с очень хорошей точностью оказывается сбалансирован при отмирании

организмов за счёт выделения углерода в морскую воду и экспорта вещества (скелетов и раковин) на дно. Однако нельзя исключать, что при значительном изменении климата этот поток перестанет быть сбалансирован и начнёт давать заметный вклад в нетто-поток  $\text{CO}_2$  между океаном и атмосферой.

Табл. 1. Основные реакции неорганической ветви углеродного цикла океана. 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  $\text{CO}_2$ , растворённая фаза  $\text{CO}_2$  и твёрдые продукты реакции.

процесс	химическое уравнение	балансовое уравнение
растворение в воде	$\text{CO}_2 (\text{g}) \leftrightarrow \text{CO}_2 (\text{aq})$	$p\text{CO}_{2,0} = [\text{CO}_2 (\text{aq})] / \alpha$
разложение на водород и ион бикарбоната	$\text{CO}_2 (\text{aq}) + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	$[\text{H}^+] [\text{HCO}_3^-] = K_1 [\text{CO}_2]$
разложение на водород и ион карбоната	$\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	$[\text{H}^+] [\text{CO}_3^{2-}] = K_2 [\text{HCO}_3^-]$
диссоциация воды	$\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$	$[\text{H}^+] [\text{OH}^-] = K_w$
диссоциация боратов	$\text{H}_2\text{OB}(\text{OH}_3) \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{B}(\text{OH})_4^-$	$[\text{H}^+] [\text{B}(\text{OH})_4^-] = K_B$
образование карбоната кальция (кальцитов/арагонитов)	$\text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} = \text{CaCO}_3 (\text{s})$	

Донные отложения (формирующиеся при экспорте скелетов и раковин) способны растворяться в морской воде. Это медленный процесс, дающий заметный вклад в изменение массы углерода в океане лишь на масштабах тысячелетий [Archer, Brovkin, 2008]. Его интенсивность, однако, зависит от степени закисленности океана, которая, в свою очередь, увеличивается при накоплении  $\text{CO}_2$  в океане. Закисление океана, с одной стороны, увеличивает способность океана поглощать  $\text{CO}_2$  из атмосферы, с другой - весьма опасен для моллюсков и кораллов, приводя к их гибели.

Суммарный поток  $\text{CO}_2$  из атмосферы океаном  $F_o$  в 2005-2016 гг. оценено равным  $2.6 \pm 0.5$  ПгС/год [Le Quéré et al., 2016]. Океан - один из самых больших резервуаров углерода в земной системе ( $\approx 39$  тыс. ПгС). Однако большая часть этой массы находится в среднем и глубоком слоях океана с временем отклика порядка нескольких столетий или тысячелетий. Как следствие, на масштабах до нескольких столетий доступны лишь около 2 тыс. ГтС океанического углерода.

### Атмосфера

В атмосфере на высоте вплоть до 80 км на временных масштабах от года и более для  $\text{CO}_2$  можно использовать приближение хорошо перемешанного газа. В последние несколько тысячелетий перед началом индустриального периода концентрация углекислого газа в атмосфере была близка к  $280 \text{ млн}^{-1}$ , что соответствует примерно 600 ПгС (рис. 2). За индустриальный период концентрация увеличилась почти в полтора раза, достигнув  $399 \text{ млн}^{-1}$  в 2015 г. Изменение запаса  $\text{CO}_2$  в атмосфере  $C_a$  (линейно связанного с  $q_a$ ) подчиняется уравнению

$$dC_a / dt = E - F_l - F_o, \quad (2)$$

где  $E$  - внешние эмиссии  $\text{CO}_2$  в атмосферу. В 2005-2016 гг.  $dC_a / dt$  составило  $4.6 \pm 0.1$  ПгС/год, что соответствует увеличению концентрации  $2.1 \pm 0.1 \text{ млн}^{-1}/\text{год}$  [Le Quéré et al., 2016]

Содержание  $\text{CO}_2$  в атмосфере значительно меняется между летним и зимним сезонами: на 10-

15 млн<sup>-1</sup> в регионах умеренного пояса и в бореальных регионах [Randerson et al., 1997; Alexandrov, 2014]. Это связано с летним поглощением растительности углекислого газа из атмосферы [Randerson et al., 1997]. Интенсификация фотосинтеза за счёт фертилизации атмосферным CO<sub>2</sub> привело к увеличению размаха годового хода  $q_a$  в последние несколько десятилетий [Graven et al., 2013]. Следует отметить, что как современное значение размаха годового хода  $q_a$ , так и изменение этого размаха 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<sup>-1</sup> (напр., [Petit et al., 1999]). Основную роль в этом изменении играют процессы обмена CO<sub>2</sub> между атмосферой и океаном [Brovkin et al., 2012].

По данным палеореконокструкций содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере существенно превышало современное, достигая 3 тыс. млн<sup>-1</sup> в кайнозое и 4-6 тыс. млн<sup>-1</sup> в юрский период [Zeebe, 2012].

### Геологические источники

Основными геологическими источниками CO<sub>2</sub> в атмосферу являются выветривание минералов с интенсивностью  $\approx 0.3$  ПгС/год и вулканическая дегазация с интенсивностью  $\approx 0.1$  ПгС/год (рис. 2). В (2) они включаются в слагаемое  $E$ . Несмотря на относительную малость, геологические источники CO<sub>2</sub> играют значительную роль на масштабах времени десятков миллионов лет и более.

### Антропогенное возмущение углеродного цикла

Антропогенная деятельность в настоящее время существенно модифицирует глобальный углеродный цикл. Это возмущение может выражаться как в прямых антропогенных эмиссиях, включаемых в  $E$  (см. (2)), так и в замене естественных экосистем на сельскохозяйственные, что приводит к изменению  $F_l$ . В 2005-2016 гг. оценки антропогенных эмиссий за счёт сжигания ископаемого топлива составили  $9.3 \pm 0.5$  ПгС/год, за счёт землепользования -  $1.0 \pm 0.5$  ПгС/год [Le Quéré et al., 2016] (последняя оценка включает в себя как прямые эмиссии  $E$ , так и соответствующее изменение  $F_l$ ; вклад России в эмиссии CO<sub>2</sub> в атмосферу за счёт землепользования не превышает нескольких процентов [Романовская и др., 2014]). Интенсивность антропогенных эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу, таким образом, на 2 порядка превышает интенсивность соответствующих эмиссий от геологических источников.

Суммарные за период 1870-2016 гг. антропогенные эмиссии CO<sub>2</sub> в атмосферу составили  $565 \pm 55$  ПгС. Примерно 3/4 от этой величины обусловлено эмиссиями за счёт сжигания ископаемого топлива, примерно 1/4 - эмиссиями из-за землепользования. 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, вызванное в том числе антропогенной деятельностью выделение других примесей в атмосферу приводит к образованию в ней 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 [Семенов и др., 1998; Eliseev, 2015; Елисеев, 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. Рассеянная радиация способна проникать глубже в листву и, в принципе, интенсифицировать фотосинтез листьев,

затенённых от прямой ФАР [Roderick et al., 2001]. Это согласуется с измерениями в лиственном лесу [Gu et al., 2003] и расчётами с рядом численных климатических моделей [Mercado et al., 2009; Володин и др., 2011] (хотя в последнем случае оно невелико). Однако эти результаты противоречат результатам анализа глобальной базы данных годовых колец деревьев [Krakauer, Randerson, 1998] и результатам расчётов с другими климатическими моделями [Brovkin et al., 2010; Елисеев, 2012; Foley et al., 2014]. и моделями углеродного цикла [Angert et al., 2004]. Следует отметить, что методика измерений, позднее опубликованных в [Gu et al., 2003], также подвергалась критике [Barford et al., 2001; Law et al., 2001].

## **ВКЛАД ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КЛИМАТА И УГЛЕРОДНОГО ЦИКЛА В КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА РАЗНЫХ ВРЕМЕННЫХ МАСШТАБАХ**

### **Обратная связь между климатом и углеродным циклом**

Указанные выше процессы взаимодействия состояния углеродного цикла и состояния климата привели к появлению понятия обратной связи между климатом и углеродным циклом [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 парникового возмущающего воздействия.

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

$$U_Y = \int F_Y dt = U_Y(q_a, T_g), \quad Y = l, o,$$

где  $t$  - время,  $T_g$  - глобально осреднённая приземная температура. В линейном приближении

$$U_Y = \beta_Y \Delta q_a + \gamma_Y \Delta T_g. \quad (3)$$

с коэффициентами  $\beta_Y$  и  $\gamma_Y$ ;  $\Delta$  означает изменение переменной за данный период. Здесь слагаемое  $\beta_Y \Delta q_a$  описывает эффекты группы 1), слагаемое  $\gamma_Y \Delta T_g$  - эффекты группы 2). В связи с последним в англоязычной литературе они получили названия "carbon-concentration feedback" и "carbon-climate feedback" соответственно.

Для оценки коэффициентов  $\beta_Y$  и  $\gamma_Y$  с моделью климата, включающей в себя интерактивный углеродный цикл - так называемой моделью земной системы - проводятся два численных эксперимента при одном и том же сценарии внешних эмиссий  $E$ . В одном из них (обозначаемом верхним индексом "(с)") 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)")  $CO_2$  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  $\beta_Y$  и  $\gamma_Y$ . 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  $CO_2$  из атмосферы океаном и наземными экосистемами, и обратная связь между климатом и углеродным циклом является положительной. В случае  $p < 1$  такие изменения климата, наоборот, интенсифицируют это поглощение - обратная связь между климатом и углеродным циклом является отрицательной.

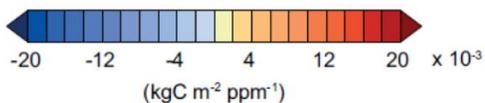
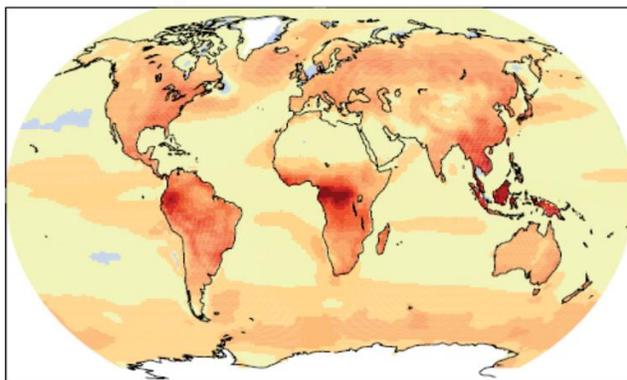
В последние два десятилетия в ряде мировых центров в глобальные численные

климатические модели активно внедряются интерактивные блоки углеродного цикла. Следует отметить, что среди климатических моделей с углеродным циклом (моделей земной системы) есть и две российские: глобальные КМ Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН) [Елисеев, 2011; Eliseev, Mokhov, 2011] и Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) [Володин, 2011].

В рамках проекта C<sup>4</sup>MIP (Coupled Climate-Carbon Cycle Models Intercomparison Project) было проведено сравнение характеристик обратной связи между климатом и углеродным циклом в моделях земной системы [Friedlingstein et al., 2006]. Для моделей-участников проекта C<sup>4</sup>MIP  $\beta_l$  и  $\beta_o$  положительны - эффекты группы 1) интенсифицируют поглощение CO<sub>2</sub> из атмосферы при увеличении  $q_a$ . В свою очередь,  $\gamma_l$  и  $\gamma_o$  отрицательны, что соответствует положительной обратной связи между климатом и углеродным циклом. При этом для большинства моделей  $|\gamma_l| \gg |\gamma_o|$ , так что обратная связь между климатом и углеродным циклом определяется преимущественно наземными экосистемами. В [Елисеев и др., 2007] было получено, что взаимодействие климата и углеродного цикла усиливает потепление в XXI веке примерно на 10%.

Пространственные особенности обратной связи между климатом и углеродным циклом были проанализированы в [Climate Change, 2013]. При этом оказалось, что  $\partial U_Y / \partial q_a > 0$  практически на всей Земле с максимумом в регионах тропических лесов (рис. 3а). В свою очередь, в большинстве регионов  $\partial U_Y / \partial T_g < 0$  (рис. 3б). Последнее соответствует положительной обратной связи между климатом и углеродным циклом и, в частности, согласуется с результатами проекта C<sup>4</sup>MIP. Однако  $\partial U_Y / \partial T_g > 0$  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) и в Северном Ледовитом океане (что обусловлено сокращением площади морского льда при потеплении).

a)  $\partial U_Y / \partial q_a$



b)  $\partial U_Y / \partial T_g$

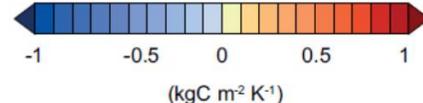
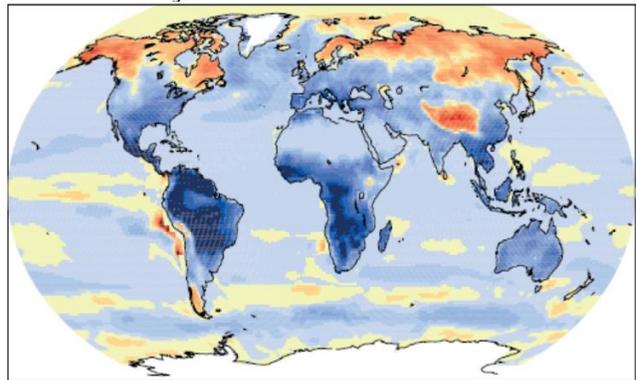


Рис. 3. Характеристики обратной связи между климатом и углеродным циклом [Climate Change, 2013]

В [Frank et al., 2010] абсолютное значение  $\gamma = \gamma_l + \gamma_o$  было оценено с использованием палеорекоkonструкций для последнего тысячелетия. Доверительный интервал оценки модуля  $\gamma$  при этом составил от 3 до 45 ПгС/К с медианным значением 16 ПгС/К. Следует отметить, что этот интервал намного ниже соответствующего интервала, полученного в рамках проекта C<sup>4</sup>MIP (от 40 до 201 ПгС/К). Одной из причин этого может быть различие временных масштабов между

этими работами: тысячелетнего в [Frank et al., 2010] и векового в численных экспериментах проекта C<sup>4</sup>MIP. В частности, в [Willeit et al., 2014] было получено, что интенсивность обратной связи между климатом и углеродным циклом максимальна именно на вековом масштабе.

Следует также отметить, что приведённые оценки  $\gamma$  не учитывают возможное включение при потеплении климата в активный углеродный цикл запаса углерода, в настоящее время запасённого в вечной мерзлоте суши [Schuur et al., 2008]. Однако значимость этого эффекта в настоящее время значительно различается между различными модельными оценками [Schneider von Deimling et al., 2012; MacDougal et al., 2015].

### **Взаимодействие циклов углерода и азота**

Приведённые выше оценки чувствительности характеристик углеродного цикла к внешнему воздействию на систему были получены без учёта взаимодействия углеродного цикла с другими биогеохимическими циклами - прежде всего, циклом азота. Количество доступного растительности азота может существенно влиять на интенсивность фотосинтеза [Голубятников и др., 2013]. В частности, при антропогенном воздействии на земную систему совместное рассмотрение углеродного и азотного циклов в модели может сокращать поглощение углерода в наземные экосистемы в 2-4 раза по сравнению с случаем учёта только углеродного цикла [Sokolov et al., 2008; Thornthorn et al., 2009]. В (3) это должно приводить к уменьшению модуля коэффициента  $\gamma$ .

Взаимодействие углеродного и азотного цикла существенно и для океанических экосистем. Например, недостаточное количество азотных нутриентов существенно ограничивает рост продуктивности фитопланктона в Северном Ледовитом океане при освобождении последнего ото льда при потеплении [Vancoppenolle et al., 2013].

### **ВЫВОДЫ**

Углеродный цикл играет существенную роль в динамике земной системы, поглощая примерно половину современных антропогенных эмиссий CO<sub>2</sub> в атмосферу. В нём можно выделить ветви, связанные с наземными экосистемами, с океаном (включая неорганическую и органическую части) и геологическими источниками. Значимость каждой из этих ветвей зависит от временного масштаба изменений состояния земной системы.

Содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере  $q_a$  существенно менялось в прошлые геологические эпохи. Изменения  $q_a$  в исторический период 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 CO<sub>2</sub> 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 положительна усиливает на ~10% отклик температуры на антропогенные эмиссии CO<sub>2</sub> в XXI веке. Количественные различия модельных оценок могут быть связаны с недостаточным учётом взаимодействия углеродного цикла с другими биогеохимическими циклами.

## Литература

- Володин Е.М. Модель общей циркуляции атмосферы и океана с углеродным циклом // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 3. С. 298-313.
- Володин Е.М., Кострыкин С.В., Рябошапка А.Г. Моделирование изменения климата вследствие введения серосодержащих веществ в стратосферу // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. V. 47. № 4. P. 467-476.
- Голубятников Л.Л., Мохов И.И., Елисеев А.В. Цикл азота в земной климатической системе и его моделирование // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 3. С. 255-270.
- Елисеев А.В. Оценка изменения характеристик климата и углеродного цикла в XXI веке с учётом неопределённости значений параметров наземной биоты // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2011. Т. 47. № 2. С. 147-170.
- Елисеев А.В. Предотвращение изменений климата за счёт 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. Влияние соединений серы в тропосфере на наземный углеродный цикл // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 6. С. 673-683.
- Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А. Вариации климата и углеродного цикла в XX-XXI веках в модели промежуточной сложности // Изв. 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 CO<sub>2</sub> в атмосферу // Доклады Академии наук. 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 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 1. С. 3-14.
- Обязов В.А. Влияние изменений метеорологических условий на лесопожарную обстановку в Забайкальском крае // Метеорология и гидрология. 2012. № 6. С. 27-35.
- Романовская А.А., Коротков В.Н., Смирнов Н.С., Карабань Р.Т., Трунов А.А. Оценка вклада землепользования в антропогенную эмиссию парниковых газов на территории России в течение 2000-2011 гг. // Метеорология и гидрология. 2014. № 3. С. 5-18.
- Семенов С.М., Кунина И.М., Кухта Б.А. Сравнение антропогенных изменений приземных концентраций O<sub>3</sub>, SO<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> в Европе по экологическому критерию // Доклады Академии наук. 1998. Т. 361. № 2. С. 275-279.
- Ainsworth E.A., Long S.P. What have we learned from 15 years of free-air CO<sub>2</sub> enrichment (FACE)? A meta-analytic review of the responses of photosynthesis, canopy properties and plant production to rising CO<sub>2</sub> // New Phytologist. 2005. V. 165. № 2. P. 351-372.
- Alexandrov G.A. Explaining the seasonal cycle of the globally averaged CO<sub>2</sub> with a carbon-cycle model // Earth. Syst. Dyn. 2014. V. 5. № 2. P. 345-354.
- Angert A., Biraud S., Bonfils C., Fung I. CO<sub>2</sub> seasonality indicates origins of post-Pinatubo sink // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31. № 11. L11103
- Archer D., Brovkin V. The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO<sub>2</sub> // Clim. Change. 2008. V. 90. № 3. P. 283-297
- 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. Factors controlling long- and short-term sequestration of atmospheric CO<sub>2</sub> in a mid-latitude forest // Science. 2001. V. 294. № 5547. P. 1688-1691.
- Beer C., Reichstein M., Tomelleri E., Ciais P., Jung M., Carvalhais N., Rödenbeck C.,

Arain M.A., Baldocchi D., Bonan G.B., Bondeau A., Cescatti A., Lasslop G., Lindroth A., Lomas M., Luysaert S., Margolis H., Oleson K.W., Rouspard O., Veenendaal E., Viovy N., Williams C., Woodward F.I., Papale D. Terrestrial gross carbon dioxide uptake: Global distribution and covariation with climate // *Science*. 2010. V 329. № 5993. P. 834-838.

Brovkin V., Ganopolski A., Archer D., Munhoven G. Glacial CO<sub>2</sub> cycle as a succession of key physical and biogeochemical processes // *Clim. Past*. 2012. V. 8. № 1. P. 251-264.

Brovkin V., Lorenz S.J., Jungclaus J., Raddatz T., Timmreck C., Reick C.H., Segschneider J., Six K. Sensitivity of a coupled climate-carbon cycle model to large volcanic eruptions during the last millennium // *Tellus, ser B*. 2010. V. 62. № 5. P. 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. A comparison of global estimates of marine primary production from ocean color // *Deep-Sea Res. II*. 2006. V. 53. № 5-7. P. 741-770.

Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Stocker T., Qin D., Plattner G.-K., et al. (eds.). Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2013. 1535 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. P. 184-187.

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

Eliseev A.V. Impact of tropospheric sulphate aerosols on the terrestrial carbon cycle // *Glob. Planet. Change*. 2015. V. 124. P. 30-40

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.

Eliseev A.V., Mokhov I.I., Chernokulsky A.V. An ensemble approach to simulate CO<sub>2</sub> emissions from natural fires // *Biogeosciences*. 2014. V. 11. № 12. C. 3205-3223.

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

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

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 P., Reick C., Roeckner E., Schnitzler K.-G., Schnur R., Strassmann K., Weaver A.J., Yoshikawa C., Zeng N. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C<sup>4</sup>MIP model intercomparison // *J. Climate*. 2006. V. 19. № 12. P. 3337-3353.

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. Enhanced seasonal exchange of CO<sub>2</sub> by northern ecosystems since 1960 // *Science*. 2013. V. 341. № 6150. P. 1085-1089.

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

Kloster S., Lasslop G. Historical and future fire occurrence (1850 to 2100) simulated in CMIP5 Earth System Models // *Glob. Planet. Change*. 2017. V. 150. P. 58-69.

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

Law B.E., Falge E., Gu L., Baldocchi D.D., Bakwin P., Berbigier P., Davis K., Dolman A.J., Falk M., Fuentes J.D., Goldstein A., Granier A., Grelle A., Hollinger D., Janssens I.A., Jarvis P., 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. Environmental controls over carbon dioxide and water vapor exchange of terrestrial vegetation // *Agric. Forest. Meteorol.* 2001. V. 113. № 1-4. P. 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 P.P., Houghton R.A., Keeling R.F., Alin S., Andrews O.D., Anthoni P., Barbero L., Bopp L., Chevallier F., Chini L.P., Ciais P., Currie K., Delire C., Doney S.C., Friedlingstein P., Gkritzalis T., Harris I., Hauck J., Haverd V., Hoppema M., Klein Goldewijk K., Jain A.K., Kato E., Körtzinger A., Landschützer P., Lefèvre N., Lenton A., Lienert S., Lombardozzi D., Melton J.R., Metzl N., Millero F., Monteiro P.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.P., Wiltshire A.J., Zaehle S. Global carbon budget 2016 // *Earth Syst. Sci. Data*. 2016. V. 8. № 2. P. 605-649.

MacDougall A.H., Zickfeld K., Knutti R., Matthews H.D. Sensitivity of carbon budgets to permafrost carbon feedbacks and non-CO<sub>2</sub> forcings // *Env. Res. Lett.* 2015. V. 10. № 12. P. 125003.

Maier-Reimer E., Hasselmann K. Transport and storage of CO<sub>2</sub> in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model // *Clim. Dyn.* 1987. V. 2. № 2. P. 63-90.

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

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. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature*. 1999. V. 399. P. 429-436

Ramankutty N., Evan A.T., Monfreda C., Foley J.A. Farming the planet: 1. Geographic distribution of global agricultural lands in the year 2000 // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 2008. V. 22. № 1. GB1003

Randerson J.T., Thompson M.V., Conway M.J., Fung I.Y., Field C.B. The contribution of terrestrial sources and sinks to trends in the seasonal cycle of atmospheric carbon dioxide // *Glob. Biogeochem. Cycles*. 1997. V. 11. № 4. P. 535-560.

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

Schneider von Deimling T., Meinshausen M., Levermann A., Huber V., Frieler K., Lawrence D.M., Brovkin V. Estimating the near-surface permafrost-carbon feedback on global warming // *Biogeosciences*. 2012. V. 9. № 2. P. 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. Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle // *BioScience*. 2008. V. 58. № 8. P. 701-714.

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

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

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

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

Weiss R.F., Jahnke R.A., Keeling C.D. Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO<sub>2</sub> in seawater // *Nature*. 1982. V. 300. № 5892. P. 511-513.

Willeit M., Ganopolski A., Dalmonch D., Foley A.M., Feulner G. Time-scale and state dependence of the carbon-cycle feedback to climate // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. № 7-8. P. 1699-1713.

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

Zeebe R.E. History of seawater carbonate chemistry, atmospheric CO<sub>2</sub>, and ocean acidification