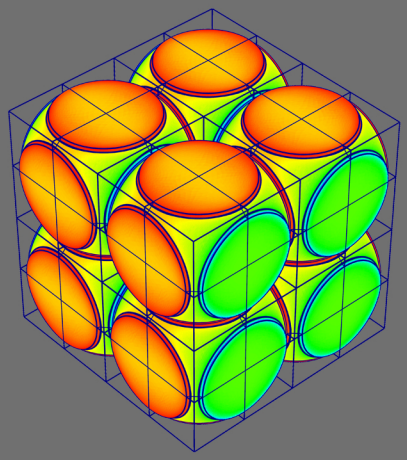
ISSN 2309-3684



Математическое моделирование и численные методы

Пархоменко В.П. Глобальная климатическая модель с учетом биогеохимического углеродного цикла растительности суши. Математическое моделирование и численные методы, 2021, № 2, с. 38–53.

Источник: https://mmcm.bmstu.ru/articles/249/

Параметры загрузки:
IP: 216.73.216.112
17.01.2026 12:17:12

УДК 551.513 DOI: 10.18698/2309-3684-2021-2-3853

Глобальная климатическая модель с учетом биогеохимического углеродного цикла растительности суши

© В.П. Пархоменко[1,2]

[1]Вычислительный центр им. А.А. Дородницына ФИЦ ИУ РАН
Москва, 119333, Россия
[2]МГТУ им. Н.Э. Баумана, Москва, 105005, Россия

Целью данной работы является построение глобальной модели цикла углерода. Модель описывает продукционный процесс лесных экосистем с учетом сезонного хода климатических факторов. Она предназначена для моделирования длительного периода времени в составе глобальной климатической модели промежуточной сложности. Установлено, что глобальные характеристики климатической системы выходят на установившейся режим за время около 2000 лет и модель устойчиво работает. Приведены временные и пространственные распределения полученных климатических характеристик и биогеохимического углеродного цикла наземной растительности.

Ключевые слова: *углеродный цикл, глобальная климатическая модель*

Введение. К биологическим циклам относятся все процессы, связанные с жизнедеятельностью организмов в самом широком смысле. С возникновением биосферы на протяжении последних нескольких сотен миллионов лет кругооборот веществ в природе направляется совместным действием биологических, геохимических и геофизических факторов. Именно в этом смысле употребляются термины «биогеохимический круговорот», «биогеохимические циклы» элементов, соединений, вещества. К настоящему времени также воздействие человека на природу и климат приобрело глобальный характер.

Биогеохимический цикл (круговорот) углерода играет особую роль при анализе биосферных и климатических процессов: с одной стороны, он характеризует динамику органического вещества в биосфере, а с другой — в значительной степени определяет климат планеты.

Сухое органическое вещество примерно наполовину состоит из углерода. Поэтому углерод является характеристикой динамики органического вещества в экосистемах. В таких процессах, как рост и отмирание растительности, разложение мертвого органического вещества, поглощается или выделяется двуокись углерода. Другим углеродосодержащим газом биологического происхождения является метан.

Углерод в атмосфере находится в основном в виде парникового газа — двуокиси углерода и влияет на климат планеты.

Растения в процессе фотосинтеза поглощают углерод в виде двуокиси углерода из атмосферы. В процессе разложения мертвого органического вещества в атмосферу выделяется углерод в виде двуокиси углерода. Таким образом, углерод характеризует обмен живого и мертвого вещества с двуокисью углерода в атмосфере.

Установлено [1], что в живом веществе Земли основная роль принадлежит растительным фотосинтезирующим организмам, которые составляют 95–99% всей массы живого вещества. Что касается биомассы животных, то она составляет лишь несколько процентов от биомассы растительности, а на долю позвоночных приходится лишь 0,2–4% зоомассы. Практически вся биомасса сосредоточена на суше — суммарное количество углерода в живом органическом веществе суши примерно такое же, как и количество углерода в атмосфере (соответственно, 1000 млрд. т. и 700 млрд. т.) Количество углерода в живом веществе океана почти в 15 тыс. раз меньше, чем углерода в растительности на суше.

В работе представлена пространственная модель динамики углерода растительности, углерода в почве, влажности почвы и обмена энергией, влагой и углеродом с атмосферой. Численная схема предназначена для моделирования длительного периода времени совместно с глобальной климатической моделью промежуточной сложности [2]. Модель включает в себя параметризации растительного покрова и параметра шероховатости поверхности как функции углерода растительности, а также связь между запасами углерода почвы и влажностью почвы. Она объединяет описание механизмов эволюции потоков и запасов углерода в одной модели аналогично [3].

Целью данной работы является построение глобальной модели цикла углерода, описывающей продукционный процесс лесных экосистем, учитывающей сезонный ход климатических факторов. Модель включена в качестве блока в глобальную климатическую модель. В задачи моделирования входит исследование поведения модели при антропогенном изменении климатических параметров, а также влияние лесов на сезонное изменение концентрации CO_2 в атмосфере.

Задачей данного исследования является также создание системы визуализации и представления входных и расчетных распределений характеристик для последующего анализа и использования.

Описание модели углеродного цикла. Рассматривается среднесуточная инсоляция с учетом ее сезонного хода. При этом предполагается, что температура поверхности земли достигает равновесия быстрее, чем частота каждого вызова модели климата. Поэтому для определения температуры поверхности земли T_l принимается следующее соотношение энергетического баланса в равновесном состоянии:

$$\left(1-\alpha_{atm}\right)\left(1-C_A\right)\left(1-\alpha_s\right)Q_{SW}=Q_{LH}+Q_{LW}+Q_{SH},$$

где Q_{SW} — поток приходящей коротковолновой солнечной радиации на верхней границе атмосферы, α_{atm} — альбедо атмосферы, $C_A=0,3$ — параметр, определяющий радиацию, поглощенную аэрозолем и влагой в атмосфере, α_s — альбедо подстилающей поверхности. Члены, определяющие потоки тепла в правой части уравнения (1), задаются следующими соотношениями и имеют размерность потока энергии.

Скрытая теплота испарения Q_{LH} задается соотношением:

$$Q_{LH}=\rho_0 L_v E,$$

где $\rho_0=1000$ кг/м^3 — стандартная плотность воды и $L_v=2:50\cdot 10^6$ Дж/кг — коэффициент скрытой теплоты парообразования, E — испарение влаги. Результирующий длинноволновый (тепловой) поток излучения между сушей и атмосферой Q_{LW} определяется соотношением:

$$Q_{LW}=\varepsilon_l\sigma T_l^4-\varepsilon_\alpha\sigma T_\alpha^4,$$

где $\varepsilon_l=0:94$ и $\varepsilon_\alpha=0:85$ — эмпирические коэффициенты излучения земли и атмосферы, соответственно, $\sigma=5:67\times 10^{-8}$ Вт$\cdot$м$^{-2}\cdot$К$^{-4}$ — постоянная Стефана–Больцмана, T_α — температура атмосферы. Турбулентный поток явного тепла Q_{SH} с подстилающей поверхности:

$$Q_{SH}=\rho_\alpha C_H C_{p\alpha} U\left(T_l-T_\alpha\right),$$

где $\rho_\alpha=1,25$ кг/м^3 — характерная поверхностная плотность воздуха, $C_{p\alpha}=1004$ Вт$\cdot$кг$^{-1}\cdot$К$^{-1}$ — удельная теплоемкость воздуха, U — скорость ветра. Коэффициент теплопередачи C_H задается соотношением:

$$C_H=\left[\frac{1}{k}\ln\left(\frac{z_r}{z_0}\right)\right]^{-2},$$

где $k=0,41$ — константа Фон Кармана, $z_r=10$ м — характерная высота атмосферного пограничного слоя, которая совпадает с высотой, на которой берутся U и T_α и z_0 — характерный размер шероховатости поверхности.

На основе анализа регрессии глобальных наборов данных углерода растительности C_v и размера шероховатости z_0 [3, 4] последний, как обнаружено, линейно зависит от углерода растительности C_v:

$$z_0 = \min\left(0,001m, k_z C_v\right),$$

где $k_z = 0,0452$ м$^3 \cdot$кг$\cdot$С$^{-1}$. Эта параметризация размера шероховатости имеет простой вид и используется для разных функциональных типов растений [5]. Линейная зависимость размера шероховатости от биомассы фактически означает, что размер шероховатости трав с низкой биомассой намного меньше, чем размер шероховатости деревьев с высокой биомассой.

Каждая точка суши моделируется как имеющийся резервуар воды с влагоемкостью W_S^* и запасом влаги W_S в данный момент времени. Вода добавляется в почву за счет выпадения осадков P_W $\left(\text{м}\cdot\text{с}^{-1}\right)$ и удаления путем испарения E и стока R:

$$\frac{dW_S}{dt} = P_\omega - E - R.$$

Сток возникает только тогда, когда количество влаги в каждой ячейке превышает ее влагоёмкость и, следовательно, его можно рассматривать как поверхностный сток. Формула для вычисления испарения E соответствует подходу, используемому в [6, 7]. Если запаса влаги в ячейке меньше предельной влагоемкости $\left(W_S < W_S^*\right)$, то испарение уменьшается в соответствии с коэффициентом β. Он моделирует ситуацию, что чем суше почва, тем меньше испарение. Формула для определения испарения E:

$$E = \beta \frac{\rho_\alpha C_W U}{\rho_0}\left(q_S\left(T_l\right) - q_\alpha\right),$$

Здесь $q_S\left(T_l\right)$ — удельная влажность насыщения для почвы, q_α — удельная влажность атмосферы (обе величины безразмерные), C_W — коэффициент переноса для влаги и принимается, что $C_W = C_H$. Значение β определяется так, чтобы дать значение между 0 и 1 в зависимости от насыщенности почвы влагой. Для поверхности, полностью покрытой водой $W_S \geq W_S^*$ и $\beta = 1$. Если $W_S < W_S^*$, тогда:

$$\beta = \left(\frac{W_S}{W_S^*}\right)^4.$$

Значение удельной влажности насыщения определяется параметризацией [8]:

$$q_S\left(T\right)=c_1 e^{\frac{c_4 T}{T+c_5}},$$

где константы $c_1=0,0038$, $c_4=17,67$, $c_5=243,5\ ^\circ\mathrm{C}$.

Когда количество влаги в почве превышает предельную влагоемкость, избыточная влага стекает в океан в ячейку, определяемую картой стоков в модели климата [7]. За временной шаг величиной δt, при условии $W_S>W_S^*$ сток R $\left(\text{м}\cdot\text{с}^{-1}\right)$:

$$R=\frac{1}{\delta t}\left(W_S-W_S^*\right),$$

причем всегда $R\geq 0$.

Предполагается, что влагоемкость почвы имеет линейную зависимость от углерода почвы C_S:

$$W_S^*=\min\left(k_8,k_9+k_{10}C_S\right).$$

Эта формулировка — попытка описать различие между водоудерживающей способностью пустыни (низкий, близкий к нулю уровень углерода в почве) и области болот (высокие показатели углерода почвы).

Углеродный цикл наземной растительности основывается на подходе [9] с модифицированными зависимостями для описания водного напряжения, осенних опавших листьев, а также функциями для описания фотосинтеза, дыхания растений и почвенного дыхания от температуры.

В предлагаемой модели углерод суши может находиться в растительности C_V (живая биомасса), или в почве C_S (гумус и органический углерод в почве, но не неорганические карбонаты). Растительность может поглощать углерод из атмосферы через процесс фотосинтеза P и испускать углерод в атмосферу вследствие дыхания растений R_V. Растительность также передает углерод в почву через опавшие листья L, а почва инжектирует углерод в атмосферу посредством почвенного дыхания R_S.

Соответствующие балансные уравнения:

$$\frac{dC_V}{dt}=P-R_V-L,$$

$$\frac{dC_S}{dt}=L-R_S,$$

где C_V и C_S имеют размерность массы углерода на единицу площади и потоки углерода P, R_V, L и R_S имеют размерность массы углерода на единицу площади в единицу времени.

Чистая продукция органического вещества (нетто фотосинтез) P (т.е. валовый фотосинтез минус фото-дыхание) определяется по формуле:

$$P = k_{18} f_1(CO_2) f_2(W_S) f_3(T_a) f_v.$$

Это произведение четырех функций, представляющих влияние количества углекислого газа $f_1(CO_2)$, количества влаги $f_2(W_S)$, температуры воздуха $f_3(T_a)$, и зависимость насыщения от биомассы f_v. Постоянная k_{18} — базовое значение скорости нетто фотосинтеза листвы.

Реакция фотосинтеза на количество CO_2 следует гиперболической зависимости выше компенсационной точки [9]. При $pCO_2 > k_{13}$ (точка компенсации):

$$f_1(CO_2) = \frac{1}{k_{19}} \frac{pCO_2 - k_{13}}{pCO_2 - k_{13} + k_{14}}.$$

В противном случае $f_1(CO_2) = 0$, где $k_{19} = \dfrac{278 - k_{13}}{278 - k_{13} + k_{14}}$ — нормировочный коэффициент. Значения k_{13} и k_{14} взяты из [9].

Зависимость фотосинтеза от влажности почвы линейна в определенных пределах:

$$f_2(W_S) = \frac{4W_S}{W_S^*} - 2$$

и увеличивается от 0 при $0,5W_S^*$ до 1 при $0,75W_S^*$. Другие модели используют качественно аналогичные линейные или с насыщением зависимости [10].

Реакция фотосинтеза на температуру основывается на максимальной скорости карбоксилирования, с дополнительным обрезанием функции при минусовых температурах [5]. Тем не менее, здесь объединяются две температурные функции отклика для того, чтобы описать реакцию типов растительности в высоких и низких широтах:

$$f_3(T_a) = f_{3a}(T_a) + f_{3b}(T_a).$$

Две функции, составляющие $f_3(T_a)$ даются формулами:

$$f_{3a}\left(T_a\right)=\frac{2,0^{0,1\left(T_a-T_{ref}\right)}}{\left(1+e^{0,3\left(T_a-k_{11a}\right)}\right)\left(1+e^{-0,3\left(T_a-k_{12}\right)}\right)},$$

$$f_{3b}\left(T_a\right)=\frac{2,0^{0,1\left(T_a-T_{ref}\right)}}{\left(1+e^{0,6\left(T_a-k_{11b}\right)}\right)\left(1+e^{-0,3\left(T_a-k_{12}\right)}\right)},$$

где $T_{ref}=298,15\ \text{K}$.

Результирующая функция от температуры атмосферы имеет два локальных максимума на основе анализа данных содержания углерода растительности [4] в зависимости от широты, которая показывает главный максимум на экваторе и меньший — в высоких широтах, представляющие тропические и бореальные лесные зоны, соответственно. Такая функция обеспечивает хорошее согласование данных растительности и количества почвенного углерода, без необходимости включать разные типы растительности высоких и низких широт. Отметим, что фотосинтетическая реакция растений имеет значительный потенциал, чтобы акклиматизироваться к преобладающим температурам [11] и в некоторых бореальных лесах может приблизиться к низкой оптимальной температуре для роста, что соответствует меньшему пику в нашей функции, а главный пик является разумным для тропического леса. Однако причина минимума углерода растительности в средних широтах объясняется преобладанием пастбищ в засушливых условиях, которое частично описывается зависимостью фотосинтеза от влаги в модели.

Фракция растительности f_v определяется в качестве насыщающей функции углерода растительности, которая изменяется между 0 и 1. Значение $f_v=1$ подразумевает закрытый лесной полог. Значение 0,5 соответствует вегетации половины ареала:

$$f_v=1-e^{-k_{17}C_V}.$$

Значение k_{17} определяется из анализа баз данных для углерода растительности. Этот подход эквивалентен введению зависимости светового вымирания лесного полога от индекса листовой поверхности, которая в свою очередь зависит от биомассы, как, например, в [12]. Оба подхода определяют фотосинтез насыщающей функцией биомассы.

Дыхание растительности определяется температурой воздуха и количеством биомассы [9]:

$$R_V=\frac{k_{24}}{k_{25}}f_4\left(T_a\right)C_V,$$

где k_{24} — скорость дыхания растительности и $k_{25} = e^{\frac{-k_{20}}{RT_{ref}}}$ является нормирующей постоянной.

$$f_4\left(T_a\right) = e^{\frac{-k_{20}}{RT_a}},$$

где k_{20} — энергия активации и $R = 8{,}314$ Дж·моль$^{-1}$·К$^{-1}$ — универсальная газовая постоянная.

Количество углерода, потерянного растительностью в почву через опавшие листья L, связано с количеством углерода растительности C_V и чистой первичной продуктивностью $P - P_V$:

$$L = k_{26}C_V + \varepsilon\left(P - R_V\right),$$

где k_{26} есть так называемая интенсивность кругооборота и ε представляет затенение, задаваемое соотношением:

$$\varepsilon = \frac{1}{1 + e^{k_{16} - C_V}}.$$

Это уравнение из [5] означает, что вся новая продуктивность направляется в опавшие листья, когда $\varepsilon \to 1$. Это происходит, когда $f_V \to 1$, т. е. лесной полог закрыт.

Поток углерода в атмосферу за счет дыхания почвы R_S зависит от температуры земли T_l и количества углерода в почвенном резервуаре C_S:

$$R_S = \frac{k_{29}}{k_{30}} f_5\left(T_l\right) C_S,$$

где k_{29} — скорость почвенного дыхания, и k_{30} является нормирующей постоянной. Выше точки замерзания, для $T_l > 273{,}15$ К [13]:

$$f_5\left(T_l\right) = e^{-\frac{k_{31}}{\left(T_l - k_{32}\right)}}.$$

Ниже точки замерзания скорость дыхания почвы определяется формулой:

$$f_6\left(T_l\right) = k_0 Q_{10}^{0{,}1\left(T_l - T_0\right)},$$

где $T_0 = 273{,}15$ К, $k_0 = f_5\left(T_0\right)$ и $Q_{10} = e^{\frac{10k_{31}}{\left(T_0 - k_{32}\right)^2}}$. Это предотвращает нереальное разрушение почвенного резервуара, когда T_l приближается к k_{32} в выражении для f_5.

Альбедо земной поверхности зависит от типа поверхности, т. е. снег, растительность, голый грунт или песок, и является функцией растительности и почвенного углерода.

Для свободной от снега поверхности, альбедо земной поверхности:

$$\alpha_S = f_v \alpha_v + (1 - f_v)\alpha_{soil},$$

где $\alpha_v = 0{,}1$ — альбедо растительности. Зависимость альбедо поверхности от фракции растительности f_V аналогична [5], где альбедо поверхности α_S — это насыщающая функция индекса листовой поверхности, которая в свою очередь зависит от биомассы. Альбедо почвы α_{soil} задается следующей формулой:

$$\alpha_{soil} = \max\left\{\alpha_{peat}, (\alpha_{peat} - \alpha_{sand})\frac{k_{10}C_S}{k_8 - k_9} + \alpha_{sand}\right\},$$

где $\alpha_{peat} = 0{,}11$ и $\alpha_{sand} = 0{,}30$. Если снег присутствует, то альбедо земной поверхности вычисляется как

$$\alpha_s^{snow} = \left(\alpha^{snow} - \alpha_V^{snow}\right)e^{-k_7 C_V} + \alpha_V^{snow},$$

где $\alpha_s^{snow} = 0{,}3$ — альбедо покрытой снегом растительности и $\alpha^{snow} = 0{,}8$ — альбедо заснеженной плоской поверхности [14].

Здесь предполагается, что осадки, попадающие в ячейку, выпадают как снег, когда T_α и T_l ниже чем $-5\ ^\circ\mathrm{C}$. [6]. Считается, что снежный покров имеет нулевую толщину и поэтому его альбедо не зависит от высоты снежного покрова, в то время как другие более подробные описания снега принимают во внимание глубину [14, 15]. Снег остается в ячейке, пока T_α или T_l не превышает $-5\ ^\circ\mathrm{C}$. В работе принимается во внимание только главный эффект альбедо снежного покрова и, следовательно, пренебрегается полным термодинамическим подходом, который должен включать замерзание, плавление и сублимацию.

Постановка задачи и результаты численных экспериментов. Математическое и численное моделирование является важным инструментом для исследования климатической системы. Современное моделирование проводится с помощью развитых программных средств, в том числе отечественных, например, для решения задач нестационарной газодинамики многокомпонентного газа различными численными методами [16–19]. В настоящей работе модель углеродного цикла рассчитывается совместно с глобальной климатической

моделью на той же сетке [2, 20]. В последней рассчитываются температура, влажность, осадки (в виде дождя или снега) и скорости ветра в атмосфере на глобальной конечно — разностной сетке с реальной конфигурацией материков. Также определяются потоки солнечного и теплового излучения посуточно и в сезонном режиме. В модели углеродного цикла определяются альбедо, температура и влажность почвы, потоки тепла и влаги с поверхности почвы, потоки углерода, запасы углерода в растениях, почве, шероховатость подстилающей поверхности и другие.

Характеристики углеродного цикла наземной растительности модели соответствуют ситуации сохранения концентрации CO_2 в атмосфере в доиндустриальную эпоху 278 частей на миллион по объему. Для согласования были выбраны глобальные среднегодовые потоки углерода нетто–фотосинтеза, дыхания растительности, опавших листьев и дыхания почвы [21] доиндустриальных значений 120 ГтС/год (гига тонн углерода в год) для нетто–фотосинтеза и 60 ГтС/год для других потоков, путем изменения констант скоростей k_{18}, k_{24}, k_{26}, k_{29} . Эти данные включают в себя эффекты изменения землепользования, которые создают тенденцию к снижению запасов углерода, в то время как определяют потенциальный растительный покров при отсутствии изменений в землепользовании.

Средние глобальные параметры модели выходят на установившийся режим за расчётный период около 2000 лет. К ним относятся такие характеристики, как среднегодовые температура воздуха, количество углерода почвы и углерода растительности, осреднённые по всей Земле (рис 1).

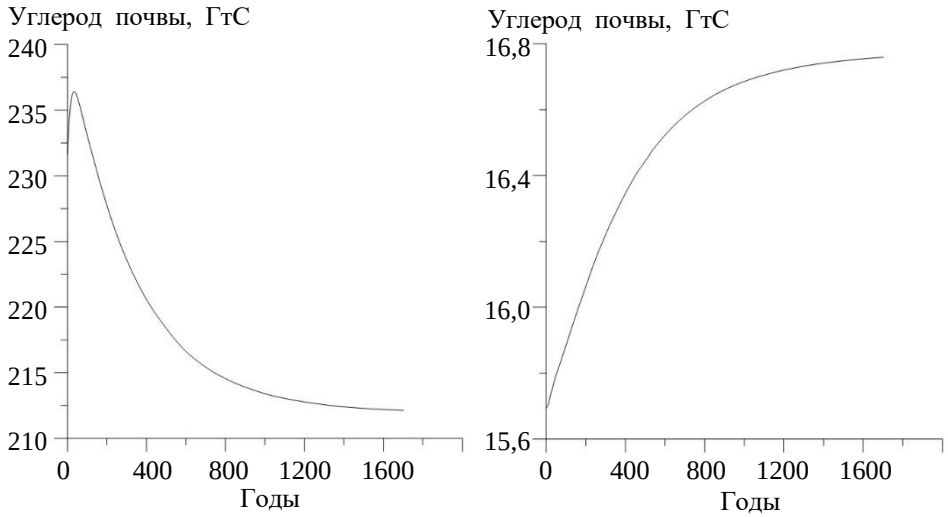


Рис. 1. Изменение среднегодового углерода почвы и углерода растительности за период 2000 лет

На рис. 2 представлено распределение углерода растительности, характеризующее массу растительности на Земле. Согласно расчетам, зона наиболее интенсивной растительности — это часть Южной и Северной Америки в районе экватора с небольшими вкраплениями широт в 50 градусов. Также существуют два максимума для растительности, связанные с тропическими и бореальными лесами, что хорошо согласуется с результатами [3]. Среднегодовое распределение углерода в почве (рис. 3) коррелирует с распределением углерода растительности.

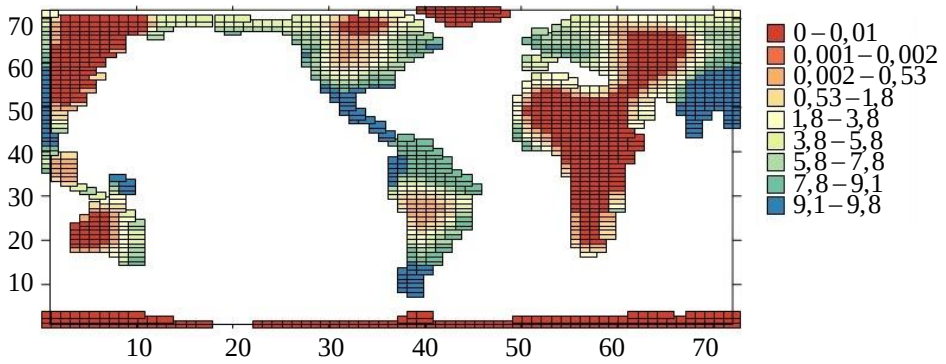


Рис. 2. Среднегодовое распределение углерода растительности

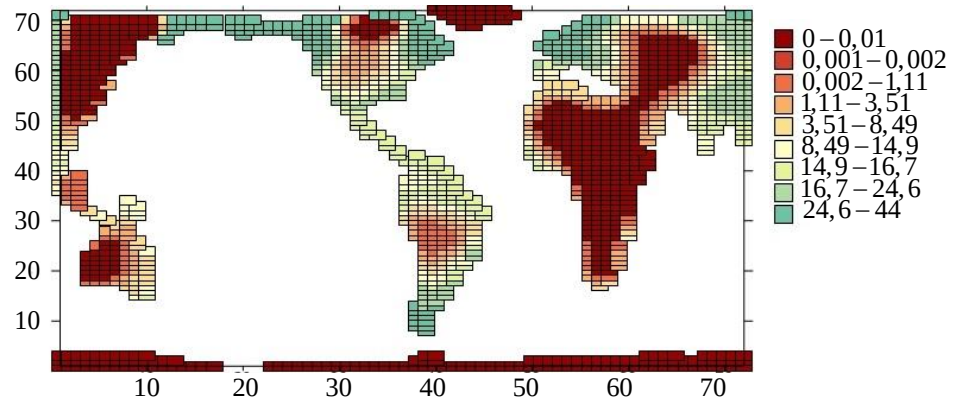


Рис. 3. Среднегодовое распределение углерода в почве

В соответствии с наличием углеродных циклов в модели рассчитывается также изменение альбедо поверхности суши (рис. 4), температуры поверхности суши (рис. 5) и других климатических характеристик.

Выводы. В настоящей работе изучена и реализована глобальная климатическая модель промежуточной сложности, состоящая из энерго — влагобалансовой модели атмосферы и термохалинной модели мирового океана.

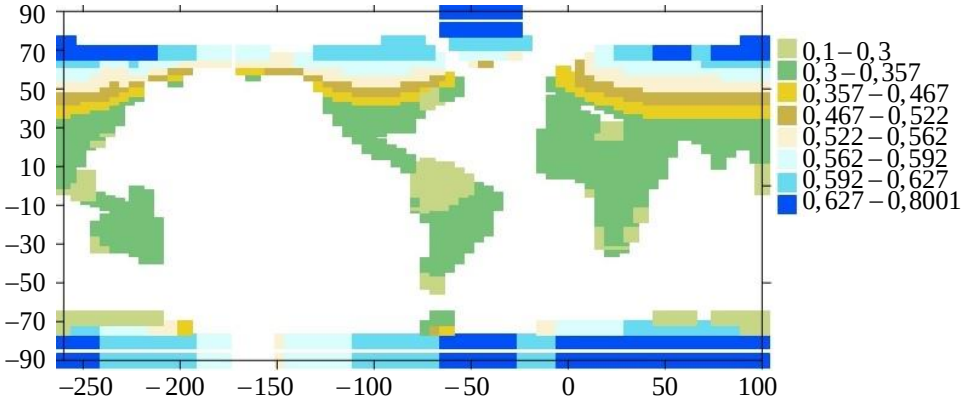


Рис. 4. Среднегодовое альбедо поверхности суши

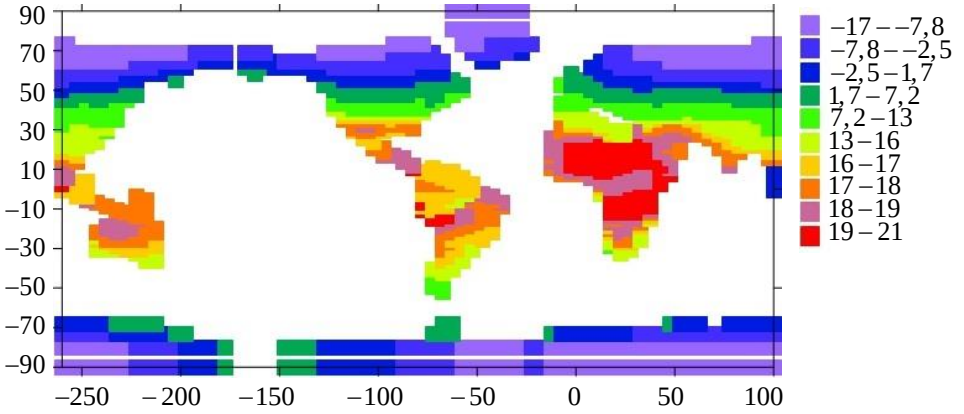


Рис. 5. Среднегодовая температура поверхности суши

Для увеличения адекватности модели предложена глобальная модель биогеохимического цикла наземного углерода, описывающая продукционный процесс лесных экосистем с учетом сезонного хода климатических характеристик.

Реализованы численные эксперименты, представляющие выход объединённой модели на установившейся режим. Установлено, что глобальные характеристики климатической системы стабилизируются за время около 2000 лет и модель устойчиво работает.

Приведены временные и пространственные распределения полученных характеристик климата и биогеохимического углеродного цикла наземной растительности.

В соответствии с результатами расчетов, зона наиболее интенсивной растительности — часть Южной и Северной Америки вблизи экватора с небольшими областями широт в 50 градусов. Также зафиксированы два максимума растительности, соответствующие тропическим и бореальным лесам, что согласуется с результатами расчетов на более грубой сетке.

Задачей данного исследования являлось также создание системы визуализации и представления входных и расчетных распределений характеристик для последующего анализа и использования.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. *Круговорот углерода и климат*. Ленинград, Гидрометеоиздат, 1988, 320 с.
[2] Пархоменко В.П. Глобальная модель климата с описанием термохалинной циркуляции Мирового океана. *Математическое моделирование и численные методы*, 2015, № 1, с. 94–108.
[3] Williamson M.S., Lenton T.M., Shepherd J.G., Edwards N.R. An efficient numerical terrestrial scheme (ENTS) for Earth system modeling. *Ecological Modelling*, 2006, no. 198, pp. 362–374.
[4] Olson J.S., Watts J.A., Allison L.J. *Major world ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation: a database (NDP-017)*. Oak Ridge, Tennessee, Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, 1985, accessed 26.02.2020.
[5] Cox P.M. *TRIFFID: a top-down model of interactive foliage including dynamics*. Climate Research Technical Note 86, Hadley Centre, 1998.
[6] Weaver A.J., Eby M., Wiebe E.C., Ewen T.L., Fanning A.F., MacFadyen A., Matthews H.D., Meissner K.J., Saenko O., Schmittner A., Yoshimori M., Bitz C.M. The UVic earth system climate model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmosphere – Ocean*, 2001, vol. 39, iss. 4, pp. 361–428.
[7] Edwards N.R., Marsh R. Uncertainties due to transport–parameter sensitivity in an efficient 3–D ocean–climate model. *Climate Dynamics*, 2005, vol. 24, iss. 4, pp. 415–433.
[8] Bolton D. The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 1980, vol. 108, iss. 7, pp. 1053–1980.
[9] Lenton T.M. Land and ocean carbon cycle feedback effects on global warming in a simple Earth system model. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 2000, vol. 52, iss. 5, pp. 1159–1188.
[10] Adams B., White A., Lenton T.M. An analysis of some diverse approaches to modelling terrestrial net primary productivity. *Ecological Modelling*, 2004, vol. 177, iss. 3–4, pp. 353–391.
[11] Medlyn B.E., Dreyer E., Ellsworth D., Forstreuter M., Harley P.C., Kirschbaum M.U.F., Le Roux X., Montpied P., Strassemeyer J., Walcroft A., Wang K., Loustau D. Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. II. A review of experimental data. *Plant, Cell and Environment*, 2002, vol. 25, iss. 9, pp. 1167–1179.
[12] Cox P.M., Huntingford C., Harding R.J. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology*, 1998, vol. 212–213, iss. 1–4, pp. 74–94.
[13] Lloyd J., Taylor J.A. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 1994, vol. 8, iss. 3, pp. 315–323.
[14] Essery R., Best M., Cox P. *MOSES 2.2 technical documentation*. Hadley Centre, Hadley Centre technical note 30, 2001.
[15] Petoukhov V., Ganopolski A., Brovkin V., Claussen M., Eliseev A., Kubatzki C., Rahmstorf S. CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. *Climate Dynamics*, 2000, vol. 16, iss, 1, pp. 1–17.

[16] Dimitrienko Yu.I., Koryakov M.N., Zakharov A.A. Computational modeling of conjugated aerodynamic and thermomechanical processes in composite structures of high–speed aircraft. *Applied Mathematical Sciences*, 2015, vol. 9, no. 98, pp. 4873–4880.

[17] Димитриенко Ю.И., Леонтьева С.В. Моделирование термоконвективных процессов при однонаправленной кристаллизации сплавов с учетом движения свободных границ. *Математическое моделирование и численные методы*, 2018, № 4, с. 3–24.

[18] Dimitrienko Y.I., Koryakov M.N., Zakharov A.A. Application of finite difference TVD methods in hypersonic aerodynamics. *Lecture Notes in Computer Science*, 2015, vol. 9045, pp. 161–168.

[19] Димитриенко Ю.И., Шугуан Ли Конечно–элементное моделирование неизотермического стационарного течения неньютоновской жидкости в сложных областях. *Математическое моделирование и численные методы*, 2018, № 2, с. 70– 95.

[20] Parkhomenko V.P. Modeling of global and regional climate response to solar radiation management. *Journal of Physics: Conference Series*, 2018, vol. 1141, art no. 012057. DOI: 10.1088/1742-6596/1141/1/012057

[21] Pachauri R.K., Meyer L.A. *IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Switzerland, Geneva, IPCC, 151 p.

Статья поступила в редакцию 11.03.2021

Ссылку на эту статью просим оформлять следующим образом:

Пархоменко В.П. Глобальная климатическая модель с учетом биогеохимического углеродного цикла растительности суши. *Математическое моделирование и численные методы*, 2021, № 2, с. 38–53.

Пархоменко Валерий Павлович — канд. физ.-мат. наук, ведущий научный сотрудник Вычислительного центра им. А.А. Дородницына РАН Федерального исследовательского центра «Информатика и управление» РАН, доцент кафедры «Вычислительная математика и математическая физика» МГТУ им. Н.Э. Баумана. e-mail: vparhom@yandex.ru

Global climate model taking into account the biogeochemical carbon cycle of terrestrial vegetation

© V.P. Parkhomenko[1,2]

[1]Institution of Russian Academy of Sciences Dorodnicyn Computing Centre of RAS, Moscow, 119333, Russia

[2]Bauman Moscow State Technical University, Moscow, 105005, Russia

The aim of this work is to consider a global model of the carbon cycle. The model describes the production process of forest ecosystems taking into account the seasonal sicle of climatic factors. It is designed to simulate a long period of time as part of a global climate model of intermediate complexity. It has been established that the global characteristics of the climate system reach a steady state over a period of about 2000 years, and the model works steadily. The temporal and spatial distributions of the obtained climatic characteristics and the biogeochemical carbon cycle of terrestrial vegetation are given.

Keywords: *carbon cycle, global climate model*

REFERENCES

[1] Borisenkov E.P., Kondratiev K.Ya. *Krugovorot ugleroda i klimat* [Carbon cycle and climate]. Leningrad, Gidrometeoizdat, 1988, 320 p.

[2] Parkhomenko V.P. Global climate model including description of thermohaline circulation of the World Ocean. *Mathematical Modeling and Computational Methods*, 2015, no. 1, pp. 94–108.

[3] Williamson M.S., Lenton T.M., Shepherd J.G., Edwards N.R. An efficient numerical terrestrial scheme (ENTS) for Earth system modeling. *Ecological Modelling*, 2006, no. 198, pp. 362–374.

[4] Olson J.S., Watts J.A., Allison L.J. *Major world ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation: a database (NDP-017)*. Oak Ridge, Tennessee, Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, 1985, accessed 26.02.2020.

[5] Cox P.M. *TRIFFID: a top-down model of interactive foliage including dynamics*. Hadley Centre, Climate Research Technical Note 86, 1998.

[6] Weaver A.J., Eby M., Wiebe E.C., Ewen T.L., Fanning A.F., MacFadyen A., Matthews H.D., Meissner K.J., Saenko O., Schmittner A., Yoshimori M., Bitz C.M. The UVic earth system climate model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmosphere – Ocean*, 2001, vol. 39, iss. 4, pp. 361–428.

[7] Edwards N.R., Marsh R. Uncertainties due to transport–parameter sensitivity in an efficient 3–D ocean–climate model. *Climate Dynamics*, 2005, vol. 24, iss. 4, pp. 415–433.

[8] Bolton D. The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 1980, vol. 108, iss. 7, pp. 1053–1980.

[9] Lenton T.M. Land and ocean carbon cycle feedback effects on global warming in a simple Earth system model. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 2000, vol. 52, iss. 5, pp. 1159–1188.

[10] Adams B., White A., Lenton T.M. An analysis of some diverse approaches to modelling terrestrial net primary productivity. *Ecological Modelling*, 2004, vol. 177, iss. 3–4, pp. 353–391.

[11] Medlyn B.E., Dreyer E., Ellsworth D., Forstreuter M., Harley P.C., Kirschbaum M.U.F., Le Roux X., Montpied P., Strassemeyer J., Walcroft A., Wang K., Loustau D. Temperature response of parameters of a biochemically based model of photosynthesis. II. A review of experimental data. *Plant, Cell and Environment*, 2002, vol. 25, iss. 9, pp. 1167–1179.

[12] Cox P.M., Huntingford C., Harding R.J. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. *Journal of Hydrology*, 1998, vol. 212–213, iss. 1–4, pp. 74–94.

[13] Lloyd J., Taylor J.A. On the temperature dependence of soil respiration. *Functional Ecology*, 1994, vol. 8, iss. 3, pp. 315–323.

[14] Essery R., Best M., Cox P. *MOSES 2.2 technical documentation*. Hadley Centre, Hadley Centre technical note 30, 2001.

[15] Petoukhov V., Ganopolski A., Brovkin V., Claussen M., Eliseev A., Kubatzki C., Rahmstorf S. CLIMBER-2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. *Climate Dynamics*, 2000, vol. 16, iss, 1, pp. 1–17.

[16] Dimitrienko Yu.I., Koryakov M.N., Zakharov A.A. Computational modeling of conjugated aerodynamic and thermomechanical processes in composite structures of high–speed aircraft. *Applied Mathematical Sciences*, 2015, vol. 9, no. 98, pp. 4873–4880.

[17] Dimitrienko Y.I., Leontieva S.V. Modeling of thermal convection processes under unidirectional crystallization of alloys with liquid bridges motion. *Mathematical Modeling and Computational Methods*, 2018, no. 4, pp. 3–24.
[18] Dimitrienko Y.I., Koryakov M.N., Zakharov A.A. Application of finite difference TVD methods in hypersonic aerodynamics. *Lecture Notes in Computer Science*, 2015, vol. 9045, pp. 161–168.
[19] Dimitrienko Y.I., Li S. Mathematical simulation of non-isothermal steady flow of non-Newtonian fluid by finite element method. *Mathematical Modeling and Computational Methods*, 2018, no. 2, pp. 70–95.
[20] Parkhomenko V.P. Modeling of global and regional climate response to solar radiation management. *Journal of Physics: Conference Series*, 2018, vol. 1141, art no. 012057. DOI: 10.1088/1742-6596/1141/1/012057
[21] Pachauri R.K., Meyer L.A. *IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Switzerland, Geneva, IPCC, 151 p.

Parkhomenko V.P., Cand. Sc. (Phys.-Math.), Leading Scientific Reaseacher, Institution of Russian Academy of Sciences Dorodnicyn Computing Centre of RAS, Assoc. professor of the Computational Mathematics and Mathematical Physics Department, Bauman Moscow State Technical University. e-mail: vparhom@yandex.ru