

СБАЛАНСИРОВАННАЯ МОДЕЛЬ ГЛОБАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО КРУГОВОРОТА УГЛЕРОДА

Д-р физ.-мат. наук, **В.Ф. Крапивин**,
(Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Москва)
д-р техн. наук, проф. **В.С. Шалаев**
(Мытищенский филиал МГТУ им. Н.Э. Баумана)

BALANCED MODEL OF GLOBAL BIOGEOCHEMICAL CARBON CYCLE

V.F. Krapivin, V.S. Shalaev

Ключевые слова: углерод, модель, эксперимент, биосфера

Key words: carbon, model, experiment, biosphere

Обсуждены аспекты формирования глобального цикла углекислого газа и отмечены проблемы изучения его сбалансированности. Согласно имеющимся исследованиям глобальный круговорот углерода включает три основных круга его циркуляции, отличающихся временем обращения углерода между его резервуарами. Охарактеризованы модели глобального круговорота углерода. Представлена новая модель, отражающая наиболее важные прямые и обратные связи углеродного цикла с другими элементами биосферы. На основе моделирования получены количественные оценки потоков углерода. Данная работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Грант РФФИ № 19-07-00443).

Dimensions of global carbon dioxide cycle formation are discussed and the problems of its balance are noted. According to the existing investigations, global carbon cycle has three basic cycles having specific time for its circulation between reservoirs. Models of global carbon cycle are characterized. New model is given to reflect the most important direct and indirect correlation of carbon cycle with others biosphere elements. Numerical data are received for the carbon fluxes as modeling results.

Введение

В связи с началом действия Киотского Протокола, ориентированного на предотвращение потепления климата Земли вследствие парникового воздействия антропогенных выбросов углекислого газа (CO_2), возникает настоятельная необходимость уточнения моделей циркуляции углерода в окружающей среде с целью получения более объективных оценок степени и характера данного воздействия. Это вызвано тем, что имеющиеся представления о роли атмосферного CO_2 в наблюдаемых изменениях климата основаны на весьма неточных и неполных схемах, описывающих потоки углерода между его основными резервуарами на планете. Анализу возникающих здесь проблем посвящены многие исследования [1-27]. Одной из них является разработка сбалансированной схемы глобальных

потоков углерода. Ведь примерно 27% стока углерода из атмосферы в имеющихся схемах остается не объясненным.

Исследования Кондратьева и др. [9, 10, 22-24] показали, что учет пространственной неоднородности стоков и источников атмосферного углерода и уточнение параметров его потоков на границах *атмосфера-суша* и *атмосфера-океан* повышают точность оценок, но не устраняют ни указанного дисбаланса, ни расхождения между потоками углерода и динамикой изменения парциального давления углекислого газа в земной атмосфере.

Реализуемая в рамках глобального углеродного проекта GCP (Global Carbon Project) программа контроля потоков углерода в условиях развития современной цивилизации, к сожалению, пренебрегает этим противоречием. Это в значительной мере снижает доверие к существующим сценариям ожидающих Землю природных катаклизмов, вызванных таянием арктических и антарктических льдов, и искажает реальную картину антропогенного влияния на климатические процессы.

Наиболее принципиальный недостаток программы GCP состоит в том, что она не учитывает геологическую компоненту современного круговорота углерода [2]. По имеющимся оценкам, весьма приближенным, в породах земной коры и мантии (литосфере) сосредоточено $\approx 10^{23}$ г углеродсодержащих газов [11, 14]. Находящаяся в них масса углерода в $\approx 10^4$ раз превышает его количество, присутствующее сегодня в биосфере (над земной поверхностью). Между биосферой и литосферой происходит постоянный очень интенсивный обмен углеродом, носящий самоорганизующий характер. По данным исследований [1, 2] в результате действия принципа Ле Шателье содержание подвижного углерода в системе стремится к устойчивому соотношению

$$n_i/\tau_i=C=\text{const} \quad (1)$$

где n_i и τ_i - соответственно общее количество и среднее время пребывания подвижного углерода (во всех формах) в i -м резервуаре системы; C - константа, характеризующая скорость круговорота углерода в системе. Для современного состояния круговорота углерода в биосфере $C = (2,7 \pm 0,05) \cdot 10^{17}$ г CO_2 / год .

Если условие (1) выполняется, то уход углерода из одного какого-либо резервуара системы вследствие круговорота пополняется его поступлением из других резервуаров. Если условие (1) не выполняется, то в системе возникают некомпенсированные перетоки вещества, которые возвращают ее к равновесию.

В процессе глобального круговорота подвижный углерод многократно пересекает земную поверхность. Над поверхностью Земли, играющей роль "геохимического барьера", он циркулирует преимущественно в окисленном виде (CO_2), а под этой поверхностью - главным образом в восстановленной форме (CH_4). Это обстоятельство требует совместного изучения глобальных круговоротов CO_2 и CH_4 [10].

Среди всех факторов, управляющих перераспределением углерода над (и под) поверхностью планеты, наиболее важную роль в современную эпоху играют два процесса, носящих в основном региональный характер: 1) перенос углерода метеогенными водами и 2) хозяйственная деятельность человека. Благодаря первому фактору избыточный углерод на континентах поступает с метеогенными водами под земную поверхность, где, восстанавливаясь до углеводородов (УВ), участвует в процессах современного нефтегазообразования [3]. Вследствие этого промышленные месторождения нефти и газа размещаются, во-первых, в пределах крупных осадочных бассейнов, дренирующих огромные по площади террито-

рии и, во-вторых, тяготеют к зонам разломов земной коры. Наличие разломов, с одной стороны облегчает проникновение метеогенных вод под поверхность Земли, а с другой – способствует разгрузке этих вод от транспортируемого ими углерода [2,4].

Фактические данные свидетельствуют [16], что заметное пополнение месторождений нефтью и газом происходит за время 10-50 лет. Столь малое время формирования залежей обусловлено высокой скоростью переноса углерода через земную поверхность водами [2, 3]. По измерениям, вероятно заниженным, эта скорость в масштабе всей планеты составляет $\approx 5 \cdot 10^{15}$ гС/год [6,7]. Данный процесс крайне неравномерен [15]. Основная масса углерода опускается "вниз" в пределах материков и на их окраинах. А поступает "наверх" в зонах срединных океанических хребтов, по континентальным разломам, а также при многочисленных вулканических извержениях на океаническом дне. Количественно эти восходящие и нисходящие потоки углерода на континентах и, особенно, в океанах изучены, к сожалению, пока еще крайне слабо [7]. Но это говорит о том, что глобальный круговорот углерода нельзя изучать изолированно также и от планетарного круговорота воды [9].

Антропогенный фактор перераспределения углерода между наземными и подземными резервуарами проявляется в добыче и использовании нефти (4 млрд. т/год) и природного газа (350 трлн. м³/год). Тем самым суммарная масса потребляемого ископаемого углерода составляет $\approx 7 \cdot 10^{15}$ гС/год, что сопоставимо с его количеством, поступающим на поверхность за счет естественной циркуляции. Поэтому хозяйственная деятельность людей, неразрывно связанная с этими объемами утилизации УВ, наряду с воздействием на климат способна во многом влиять и на региональные процессы генерации нефти и газа в недрах [4].

В проекте GCP данное обстоятельство также необходимо учитывать. Современная практика транспортировки нефти и газа на многие тысячи километров от мест добычи может привести к существенному перераспределению мировых ресурсов углеводородов, причем в ближайшие десятилетия. Интенсивно потребляющие нефть и газ промышленно-развитые страны будут аккумулировать УВ на своей территории, тогда как страны, специализирующиеся на добыче и экспорте нефти и газа, могут быстро свои ресурсы исчерпать.

С учетом высказанных выше соображений за основу более корректного изучения парникового эффекта может быть взята общая схема круговорота углерода [10], дополненная "геологическим" блоком (рис. 1). Эта схема наряду с описанием основных потоков CO₂ в биосфере учитывает также возможность накопления подвижного углерода под земной поверхностью, чем замыкается и становится уравновешенной.

Базовая модель

Схема рис. 1 уравнивает все потоки углерода, отражая обмены углеродом на границах атмосферы с земными покровами и акваториями морей и океанов и учитывая роль дегазационных процессов и движение метеогенных вод через земную поверхность. Согласно [2] глобальный круговорот углерода включает три основных круга его циркуляции, отличающихся временем обращения углерода между его резервуарами. Для точного расчета количественных оценок всех потоков углерода необходимо определить пространственные и предметные распределения акваторий, земных покровов и геосферы с указанием их собственных характеристик. Современный уровень знаний позволяет решить эту задачу лишь

частично и, тем самым, уменьшить интервал неопределенности в оценках будущего изменения климата. Однако используемая при этом модель глобального круговорота углерода должна отражать не только пространственную мозаику его резервуаров, стоков и источников, но и обеспечивать динамический расчет их мощностей. Сделанные до настоящего времени расчеты с помощью подобных моделей не в полной мере учитывали сведения о состоянии и классификации земных покровов, а тем более об изменчивости акваторий Мирового океана. Поэтому формирование схемы пространственного распределения почвенно-растительных формаций и квазиоднородных акваторий Мирового океана позволит преодолеть указанные выше недостатки предшествующих моделей. Система балансовых уравнений для схемы рис. 1 с учетом обозначений табл. 1 имеет вид:

$$\frac{\partial \alpha_S(\varphi, \lambda, z, t)}{\partial t} = \sum_{j \in \Omega_S} H_{jS} - \sum_{m \in \Omega_S} H_{Sm}, \quad (i = 1, \dots, N); \quad (2)$$

где S - резервуар углерода (A-атмосфера, U - верхний фотический слой океана над термоклином, L- суша, I - промежуточный фотический слой океана под термоклином, D - глубокие слои океана, N - придонный слой океана, G - геосфера,), φ - широта, λ - долгота, z - глубина, t - время, H_{jS} - поток углерода из j -го резервуара в резервуар S , H_{Sm} - сток углерода из резервуара S в m -й резервуар, Ω_S - множество резервуаров углерода, граничащих с резервуаром S ; α_S - запас углерода в резервуаре S .

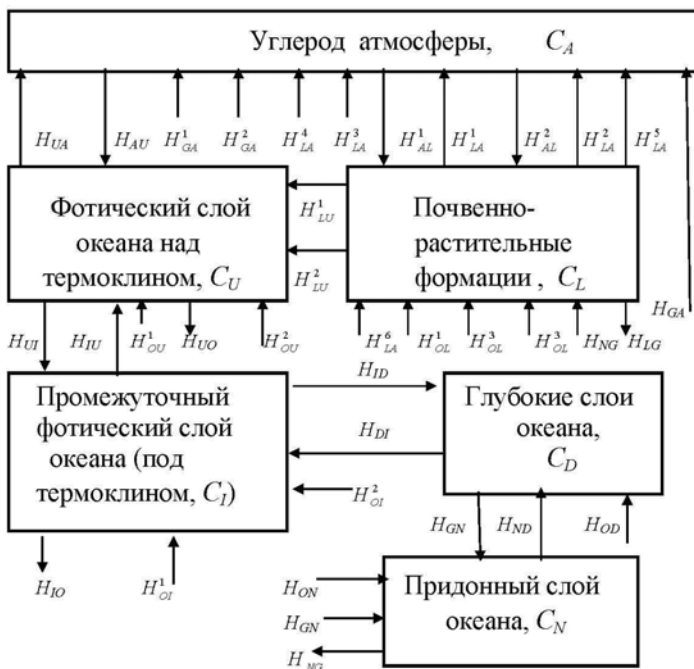


Рис. 1. Блок-схема глобального биогеохимического круговорота углерода в системе атмосфера-суша-океан-геосфера. Описание резервуаров и потоков углерода дается в табл. 1.

В уравнении (2) скорость V и потоки H являются нелинейными функциями характеристик окружающей среды. Вид этих функций подробно описан, например, в работе [10]. Остановимся здесь лишь на их уточнении. В первую очередь такого уточнения требуют элементы биогеоценотического блока. Для этого всю поверхность суши Σ покроем однородной сеткой географических пикселей $\Sigma_{ij} = \{(\varphi, \lambda): \varphi_{i-1} \leq \varphi < \varphi_i; \lambda_{j-1} \leq \lambda < \lambda_j\}$ с границами по широте $(\varphi_{i-1}, \varphi_i)$ и долготе $(\lambda_{j-1}, \lambda_j)$ и площадью σ . Количество пикселей определяется доступной базой данных, т.е. выбором размеров сетки $(\Delta\varphi, \Delta\lambda)$: $i=1, \dots, n$; $n=[180/\Delta\varphi]$; $j=1, \dots, k$; $k=[180/\Delta\lambda]$. В каждом таком пикселе возможно размещение N типов поверхностей, включая типы почвенно-растительных формаций, акваторий водных систем и антропогенных объектов. Динамика растительного покрова s -го типа подчинена закону:

Таблица 1.

Потоки углерода в форме CO_2 в биосфере, учитываемые в имитационной модели глобального биогеохимического круговорота углерода, блок-схема которой представлена на рис. 1.

Потоки углерода	Идентификатор в модели	Средняя оценка потока (10^9 тС/год)
Выделение при сжигании растительности	H_{LA}^1	6,9
ископаемого топлива	H_{GA}^1	3,6
Десорбция	H_{UA}	97,08
Сорбция	H_{AU}	100
Выветривание горных пород	H_{AL}^1	0,04
Вулканические эманации	H_{GA}^2	2,7
Поглощение наземной растительностью	H_{AL}^2	224,4
Дыхание растений	H_{LA}^2	50-59,3
людей	H_{LA}^3	0,7
животных	H_{LA}^4	4,1
Выделение при разложении гумуса почв	H_{LA}^5	139,5
корнями растений	H_{LA}^6	56,1
Жизнедеятельность населения	H_{OL}^1	0,3
животных	H_{OL}^2	3,1
Отмирание растительности	H_{OL}^3	31,5-50
Выпадение в донные осадки	H_{NG}	0,1-0,2

Растворение морских отложений	H_{GN}	0,1
Разложение детрита		
в фотическом слое	H_{OU}^1, H_{OI}^1	35
в глубоких слоях океана	H_{OD}	5
Подъем с глубинными водами	H_{ND}, H_{DI}, H_{IU}	45
Опускание с поверхностными водами		
и за счет гравитационного оседания	H_{Ub}, H_{ID}, H_{DN}	40
Фотосинтез	H_{UO}, H_{IO}	69
Подземный сток	H_{LU}^1	0,5
Поверхностный сток	H_{LU}^2	0,5-0,6
Дыхание живых организмов в океане	H_{OU}^2, H_{OI}^2	25
Геосферный сток углерода из биосферы	H_{LG}	70
Поступление углерода из геосферы в биосферу	H_{GA}	17

$$\frac{dB_s}{dt} = R_s - M_s - T_s \quad (3)$$

где R_s – фотосинтез, M_s и T_s – потери биомассы B_s за счет ее отмирания и эвапотранспирации, соответственно.

Компоненты правой части уравнения (3) являются функциями характеристик окружающей среды – освещенности, температуры, влажности атмосферы и почвы, концентрации CO_2 в воздухе. Существуют различные способы и формы параметризации этих функций. Одной из них является модель Коллатца [21], послужившая базовой для глобальной биосферной модели SiB2 [25]. Температура, влажность и скорость испарения влаги в слое растительности и почве связаны зависимостями с биометрическими параметрами и энергетическими потоками в системе *атмосфера-растение-почва*. При этом по аналогии с электростатикой вводится понятие «сопротивления» и потоки рассчитываются по простой формуле: *поток=разность потенциалов/сопротивление*. Модель SiB2 учитывает потоки собственного и скрытого тепла через испарение водяного пара для растительности и почвы, а потоки CO_2 разделяются по классам растительности C_3 и C_4 , что существенно повышает точность параметризации функций правой части уравнений (3). Согласно [21], три фактора регулируют функцию R_s : эффективность фотосинтетической ферментной системы, количество фотосинтетически активной радиации (ФАР), поглощенное хлорофиллом клетчатки, и способность растительного вида к усвоению и экспорту во внешнюю среду продуктов фотосинтеза. Применение принципа Либиха и учет данных о распределении типов растительных покровов по пикселям $\{\Sigma_{ij}\}$, о парциальных давлениях CO_2 и O_2 , о температуре и плотности атмосферы, об уровне освещенности позволяет рассчитать значения потоков H в уравнении (2) для всех пикселей суши.

Модель круговорота углерода в системе *атмосфера – океан* подробно описана в работе [23]. Она базируется на той же сетке географических пикселей, но объе-

диненных по зональному принципу согласно классификации Tarco [26]. Вся толща океанской среды рассматривается как единый биогеоценоз, в котором основным связующим фактором является поток органического вещества, продуцируемого в поверхностных слоях, и затем проникающего до максимальных глубин океана. Регулятором потоков углерода в этой среде является карбонатная система, параметрическое описание которой дано в работе [24].

Многие параметры глобальной модели круговорота углерода могут измеряться в режиме спутникового мониторинга, что дает возможность применить адаптивную схему расчета характеристик парникового эффекта [24]. Эта схема позволяет обучать модель в непрерывном режиме коррекции ее структуры и параметров. Действительно, спутниковые измерения в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах обеспечивают оперативные оценки ФАР и таких характеристик растительности, как зеленость растительного полога, площадь живых фотосинтетически активных элементов, влажность почвы и содержание воды в элементах растительного покрова, концентрация CO_2 на поверхности листьев и др. Режим прогнозирования биомассы растительного покрова в каждом пикселе Σ_{ij} и сравнения со спутниковыми измерениями дает возможность корректировать отдельные фрагменты модели, например, применяя дублирование ее блоков или их параметрическую настройку с целью минимизации невязки между прогнозом и измерениями. В частности, для расчета первичной продукции имеется ряд полуэмпирических моделей, использование которых возможно по выборочному критерию в различных пикселях. Определенная свобода выбора имеется также при оценке величины испарения с растительного покрова [27].

Роль апвеллинговых зон Мирового океана

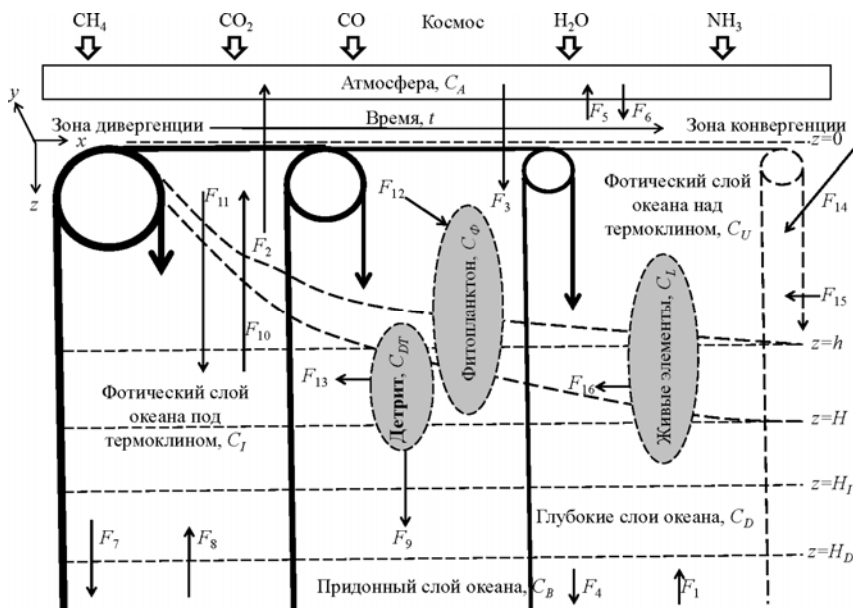


Рис. 2. Вертикальный разрез океана в зоне апвеллинга. Обозначения даны в табл. 2.

Принципиальная схема гидрохимических и биогеохимических процессов в зоне апвеллинга представлена на рис. 2. В случае апвеллинга, расположенного в открытом океане, начало системы координат (xOy) расположено в центре апвеллинга и предполагается, что гидрофизические и экологические характеристики однородны на расстоянии $r=(x^2+y^2)^{1/2}$. Для прибрежного апвеллинга ось координат x перпендикулярна линии берега и все указанные характеристики однородны в направлении оси координат y .

Таблица 2

Резервуары и потоки углерода в виде CO_2 в океане, учитываемые в имитационной модели глобального биогеохимического круговорота углерода, структура которой представлена на рис. 4.

<i>Резервуары и потоки CO_2</i>	<i>Идентификатор</i>	<i>Средние оценки резервуаров (GmC) и потоков ($GmC/год$)</i>
<i>Углерод</i>		
Атмосфера	C_A	650-750
Океан		
Фотический слой выше термоклина	C_U	380-520
Промежуточный фотический слой (под термоклинном)	C_I	280-610
Океанические растения (водоросли)	C_ϕ	3
Живые элементы	C_L	1,5
Детрит	C_{DT}	29
Глубокие слои океана	C_D	28500-33890
Придонный слой океана	C_B	5000
Извержение вулканов	F_5	2,7
Поглощение наземной растительностью	F_6	224,4
Осаждение в донные отложения	F_7	0,1-0,2
Растворение морских осадков	F_8	0,1
<i>Разложение детрита</i>		
Фотический слой	F_{13}	35
Глубокие слои океана	F_9	5
Подъем глубоких вод	F_{10}	45
Гравитационное осаждение	F_{11}	40
Фотосинтез	F_{12}	69
Подземный сток	F_{15}	0,5
Поверхностный сток	F_{14}	0,5-0,6
Дыхание живых организмов в океане	F_{16}	25
Процессы дегазации	F_1	21,16
Донные отложения	F_4	1,3
Десорбция	F_2	97,08
Сорбция	F_3	100

Потоки углерода, представленные на рис. 2 и в табл. 2, используются для балансовых уравнений:

$$\frac{\partial C_{\Xi s}(x, y, t)}{\partial t} + V_{\phi s} \frac{\partial C_{\Xi s}(x, y, t)}{\partial x} + V_{\lambda s} \frac{\partial C_{\Xi s}(x, y, t)}{\partial y} = \sum_{i \in I_s} F_i - \sum_{j \in J_s} F_j$$

где $C_{\Xi s}$ – резервуар углерода в s -м пикселе пространственной структуры в океане, I_s и J_s – источники и стоки углерода соответственно, $V_s(V_{\phi s}, V_{\lambda s})$ – поле ветра в s -м пикселе.

Цикл углерода в океане включает потоки, которые формируются термохалинной циркуляцией, обменом между атмосферой и поверхностным слоем океана, фотосинтезом, окислительными процессами, осаждением и поглощением CO_2 из атмосферы. Детальное описание этих процессов и их параметризация выполнены в работе [22]. Некоторые из них требуют уточнения.

Потоки F_2 и F_3 описывающие физико-химические процессы газового обмена на границе воздух-вода были детально изучены и описаны в [1] и как результат поток F_3 может быть представлен формулой:

$$F_3 = \psi(T_1) \sqrt{p_a} / (1 + 0.5 p_s)$$

где $\psi(T_1)$ – показатель влияния температуры на растворимость CO_2 в воде, p_s – соленость воды, T_1 – температура верхнего слоя океана, p_a – парциальное давление CO_2 в атмосфере. Потоки F_2 и F_3 являются функционально симметричными в зависимости от кислотности воды: при $\text{pH} \leq 8.11$ океан поглощает CO_2 , а при $\text{pH} > 8.11$ океан выделяет CO_2 .

Температура верхнего слоя океана изменяется в зоне апвеллинга, постепенно повышаясь с удалением от его центра. Соответствующие уравнения согласно [21] можно записать в следующей форме:

$$\frac{dT_2}{dz} = \kappa_0 \frac{d^2 T_2}{dz^2} \text{ для } z > z_U,$$

$$T_2 = T_1 \text{ при } z = z_U,$$

$$\frac{dT_2}{dz} = 0 \text{ для } z = z_L,$$

где T_2 – температура воды в слое термоклина, κ_0 – коэффициент вихревой диффузии тепла, z_U и z_L – глубины верхней и нижней границ термоклина, соответственно.

С учетом плотности ρ и теплоемкости c воды верхнего слоя океана можно записать уравнение для температуры T_1 :

$$\rho c h(t) \frac{d\Delta T_1}{dt} = \Delta E - \alpha_1 \Delta T_1 - \kappa \frac{dT_2}{dz} \Big|_{z = z_U(x)}$$

где ΔE – радиационное воздействие на поверхность океана, α_1 – коэффициент поверхностного охлаждения.

Парциальное давление CO_2 p_c в верхнем слое над термоклинном является функцией карбонатной системы океана:

$$p_c = C_U / K_0,$$

где K_0 – показатель растворимости CO_2 в морской воде.

С учетом обозначений, принятых на рис. 4, запишем систему балансовых уравнений:

$$\begin{cases} \frac{dC_A}{dt} = F_2 + F_5 - F_3 - F_6 \\ \frac{dC_U}{dt} = F_3 + F_6 + F_{10} + F_{14} + \frac{z_L}{H}(F_{13} + F_{16} - F_9 - F_{12}) - F_2 - F_{11} \\ \frac{dC_I}{dt} = F_8 + F_{11} \frac{H - z_L}{H}(F_{13} - F_9 - F_{12} + F_{16}) - F_7 - F_{10} \\ \frac{dC_D}{dt} = F_9 + F_8 - F_7 \\ \frac{dC_B}{dt} = F_1 + F_7 - F_4 - F_8 \end{cases}$$

где потоки углерода F_i ($i=1, \dots, 16$) являются функциями биогеохимических процессов, происходящих в различных слоях водной толщи океана. Существуют различные модели этих зависимостей [22].

Поток F_2 аппроксимируем функцией

$$F_2 = \begin{cases} k_2 (p_c - p_a)^{1/2}, & p_a < p_c; \\ \min\{0, q(C_U - \delta C_A)\}, & p_a \geq p_c; \end{cases}$$

где k_2 и q – коэффициенты пропорциональности, зависящие от приземной скорости ветра, δ – константа Освальда (≤ 1.0),

$$p_a = 0,421542 \times 10^{-18} C_A (273,15 + T_A),$$

C_A – масса CO_2 в атмосфере в тоннах, T_A – температура приземной атмосферы в градусах Цельсия.

Вертикальный перенос CO_2 в океане определяется потоками F_{10} и F_{11} . Эти потоки зависят от размеров и плотности частиц органического вещества, плотности и динамической вязкости водной среды. В данной модели будем считать, что адвективный перенос и седиментация вещества из одного слоя океана в другой пропорциональны концентрации углерода в соответствующем слое:

$$F_{10} = \begin{cases} v C_D (H_I - z_U) / (H_D - H_I), & z_U \leq z < H_D; \\ v C_I z_U / (H_I - z_U), & 0 \leq z < z_U; \end{cases}$$

$$F_{11} = \begin{cases} (C_U / R)(z_U / [H_I - z_U]), & 0 \leq z < z_U; \\ (C_I / R)(H_I - z_U) / (H_D - H_I), & z_U \leq z \leq H_D; \end{cases}$$

где R – сила сопротивления среды, v - характеристная скорость адвекции.

Потоки углерода в придонном слое океана за счет выпадения в донные отложения и их растворения опишем простыми соотношениями: $F_7 = \lambda_7 C_D$ и $F_8 = \lambda_8 C_B$, где λ_7 и λ_8 – константы.

Поверхностные слои океана пополняются углеродом за счет речного W_R и подземного W_U стоков с суши: $F_{14} = \lambda_{14} W_R$ и $F_{15} = \lambda_{15} W_U$, где λ_{14} и λ_{15} – содержание углерода в соответствующих водах.

Одним из важных элементов круговорота углерода в океане является фотосинтез: $F_{12} = \lambda_{12} R_\phi$, где λ_{12} – показатель содержания углерода в биомассе фитопланктона, R_ϕ - скорость фотосинтеза. Скорость фотосинтеза на глубине z зависит от температуры воды T_W , концентрации биогенных элементов n и биомассы фитопланктона C_ϕ , а также от других факторов. Для выражения этой зависимости привлекаются различные уравнения, которые в той или иной форме отражают лимитирующую роль таких элементов, как освещенность, концентрация биогенных элементов и биомасса фитопланктона. Учитывая, что $\partial C_\phi / \partial z \rightarrow 0$ при $n \rightarrow 0$ и $\partial C_\phi / \partial z \rightarrow \text{const}$ с ростом n , примем за основу следующую функцию для описания интенсивности фотосинтеза на глубине z :

$$R_\phi(\phi, \lambda, z, t) = k_0(T_W) K_T f_2(C_\phi) f_3(n)$$

где

$$K_T = A f_1(E), A = k A_{max} / E_{max}, f_1(E) = E \cdot \exp[m(1 - E/E_{max})],$$

$$f_2(C_\phi) = [1 - \exp\{-\gamma_1 C_\phi\}], f_3(n) = [1 - \exp\{-\gamma_2 n\}]^0,$$

k - коэффициент пропорциональности, E – уровень освещенности, $k_0(T_W)$ - функция, характеризующая зависимость скорости фотосинтеза от температуры воды T_W , A_{max} - ассимиляционное число в области максимального фотосинтеза (прирост на единицу веса фитопланктонных организмов); γ_1 , γ_2 , θ и m - константы, выбор которых может определять видовые характеристики элементов фитопланктона. Для A_{max} справедлива оценка: $A_{max} = 5,94 E_{max}$ в области максимального фотосинтеза и $2,69 E_{max}$ для других областей. Согласно этой оценке ассимиляционное число тропического фитопланктона в области максимального фотосинтеза в среднем составляет около 11-12 мгС/час. Так для Перуанского апвеллинга $A_{max} = 6,25$ мгС/час. При этом световое насыщение фотосинтеза в экваториальных районах достигается при $9 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$.

Относительно зависимости $k_0(T_W)$ известно, что удельная интенсивность фотосинтеза фитопланктона с изменением температуры от низкой к более высокой сначала возрастает, достигая в некотором диапазоне оптимальных для фитопланктона температур наивысшего значения, а затем с дальнейшим повышением температуры начинает падать. В окрестности максимума часто используется следующая аппроксимация:

$$k_0(T_W) = \exp\{(T_W - T_{W,opt}) \ln(\theta_0)\}, 0 < \theta_0 \leq 2.$$

Зависимость скорости фотосинтеза от концентрации биогенных элементов $n(\varphi, \lambda, z, t)$ (фосфора, кремния, азота и др. солей), выраженная в формуле (1) экспоненциальным членом, безусловно, является более сложной. Биогенные элементы являются одним из важнейших звеньев экосистемы, так как именно они регулируют поток энергии в ней. Запасы биогенных элементов расходуются в процессе фотосинтеза со скоростью R_n , обычно аппроксимируемой выражением $R_n = \delta_\phi R_\phi$, где δ_ϕ - коэффициент пропорциональности. Пополнение запасов биогенных элементов происходит за счет их выноса при подъеме глубинных вод, где их запасы формируются в результате химических процессов разложения мертвого органического вещества. Процесс разложения мертвого органического вещества контролируется гаммой абиотических условий, характерных для различных климатических зон Мирового океана. Вертикальный поток биогенных элементов определяется условиями перемешивания вод. В тропических зонах, где вертикальная структура вод имеет ярко выраженную трехслойную конфигурацию с наличием слоя с резким скачком температуры (слой термоклина), вертикальное движение биогенных элементов ограничено этим слоем. В тех акваториях, где термоклин распространяется на глубинах 40-100 м, верхний слой обычно обеднен биогенными элементами и их поступление в этот слой происходит лишь в зонах апвеллингов. В этом случае средняя скорость вертикального подъема воды под термоклинном колеблется в диапазоне от 10^{-3} до 10^{-2} см/с, а в зонах апвеллинга (прорыва термоклина) она может достигать величины 0,1 см/с.

В качестве основного предположения принимается, что в экосистеме единственным первоисточником энергии и вещества для всех форм жизни служит энергия солнечной радиации (E). Согласно многочисленным теоретическим и экспериментальным исследованиям проникновение солнечного света в глубокие слои океана подчинено экспоненциальному закону:

$$E = uE_0 \exp \left[-\int_0^z \{ \delta C_\phi(x, y, w, t) + \beta C_{DT}(x, y, w, t) + \nu C_L(x, y, w, t) \} dw - \alpha z \right] + (1-u)E_0 \exp(-\zeta z)$$

где $E_0 = E(x, y, 0, t)$ - освещенность на поверхности океана, α - коэффициент поглощения света фильтрованной морской водой; δ , β и ν - коэффициенты погашения света за счет затенения фитопланктоном (C_ϕ), детритом (C_{DT}) и зоопланктоном (C_L) соответственно; u и ζ - параметры, подбираемые в конкретной ситуации с целью наилучшего приближения $E(x, y, z, t)$ к реальной картине изменения освещенности с глубиной. Заметим, что здесь влияние биомассы высоких трофических уровней на прозрачность воды считается пренебрежимо малым.

Освещенность влияет на скорость фотосинтеза R_ϕ . Известно, что R_ϕ как функция E имеет максимум при некотором оптимальном значении E_{max} , убывая при увеличении и уменьшении освещенности от этого критического значения. Максимум R_ϕ на различных широтах φ располагается на глубинах, изменяющихся в зависимости от сезона года (т.е. от высоты солнца). Так в тропических зонах эта изменчивость положения максимума фотосинтеза с глубиной наиболее заметна. Среднее положение максимума фотосинтеза находится на глубинах 10-30 м, а в открытых акваториях он может наблюдаться на глубинах ниже 30 м. Здесь $E_{max} = 65-85$ кал.·см⁻²·сут⁻¹. Начиная с глубин, где $E = 20-25$ кал.·см⁻²·сут⁻¹, фотосинтез

уменьшается пропорционально E . Явное угнетение фитопланктона светом наблюдается при $E > 100 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{сут}^{-1}$. Эти оценки оказываются другими в северных широтах, где максимум фотосинтеза, как правило, располагается на поверхности.

Приток углерода за счет процесса разложения детрита опишем функциями F_9 и F_{13} , которые отражают скорости разложения детрита в фотическом слое океана и его глубоких слоях с учетом удельной скорости его разложения:

$$F_{13}(z) = \lambda_{13} C_{DT}(t - \tau, z), \quad 0 \leq z < H_i; \quad F_9 = (1 - \lambda_{13}) C_{DT}(t - \tau, z), \quad z \geq H_i; \quad \lambda_{13} = C_{DT} / [C_L + C_\Phi], \quad t = x / v_U,$$

где v_U – скорость удаления водной массы от начальной зоны апвеллинга.

С учетом схемы рис. 2 запишем балансовые уравнения:

$$\begin{cases} \frac{\partial C_\Phi}{\partial x} = \lambda_{12} R_\Phi - T_\Phi - M_\Phi - c_{\Phi L} R_L; \\ \frac{\partial C_L}{\partial x} = \lambda_L R_L - T_L - M_L; \\ \frac{\partial C_{DT}}{\partial x} = M_\Phi + M_L - \lambda_{DT} C_{DT}; \end{cases}$$

где $T_\Phi = t_\Phi C_\Phi$, $T_L = t_L C_L$, $M_\Phi = \max\{0, \mu_\Phi (C_\Phi - C_{\Phi \min})^\theta\}$, $M_L = (\mu_L + \mu_{L1} C_L) C_L$, $R_L = k_L (1 - \exp[-\gamma \bar{C}_\Phi])$, $\bar{C}_\Phi = \max\{0, C_\Phi - C_{\Phi \min}\}$, $C_{\Phi \min}$ – минимальная доступная для потребления трофическими уровнями концентрация фитопланктона, γ – коэффициент характерного уровня голодания зоопланктона, k_L – максимальная величина рациона зоопланктона при избытке биомассы фитопланктона, t_Φ – удельные затраты на дыхание клеток фитопланктона, t_L – удельные затраты зоопланктона на энергетический обмен со средой.

Вклад метаболических процессов в фотической зоне океана представлен потоком $F_{16} = T_\Phi + T_L$. Поток $F_4 = \lambda_4 C_B$ отражает количество углерода, поступающего в донные отложения. Потоки F_1 и F_5 считаются заданными. Поток F_6 рассчитывается моделью наземной растительности [22].

Результаты моделирования

Таким образом, замыкание потоков углерода в окружающей среде с помощью схемы рис. 1 открывает возможность для дальнейших целенаправленных исследований глобального круговорота углерода и повышения достоверности в прогнозах парникового эффекта.

По имеющимся предварительным расчетам роли наземных экосистем и Мирового океана в поглощении атмосферного CO_2 выражаются потоками 0.7 ± 1.0 и 2.4 ± 0.3 ГтС/год соответственно, а сток в геосферный резервуар равен 1.8 ± 0.7 ГтС/год. С ростом атмосферной концентрации CO_2 ожидается повышение роли наземной биоты и снижение потока углерода на границе *атмосфера-океан*. Геосферный сток углерода слабо зависит от климатических параметров и проявляет высокую инерционность. Также в последующем необходимо учитывать различие резервуаров углерода по характеристикам его подвижности и принимать во внимание механизмы самоорганизации глобального круговорота углерода. К сожалению GCP не предусматривает изучение подобных механизмов захоронения углерода, а это означает, что глобальный проект в очередной раз не

даст желаемых результатов. В тоже время предлагаемая здесь схема позволяет максимально учесть все аспекты изменчивости глобального круговорота углерода и отразить его взаимосвязь с круговоротами других химических веществ [2, 10].

Численные эксперименты требуют введения определенных предположений относительно функциональных представлений потоков углерода как функций характеристик окружающей среды и задания сценариев антропогенной активности и климатических трендов. Дополнительно к уже ранее введенным в табл. 1 параметризациям потоков определим $H_{LG} = C_B / \tau_{BG}$, $H_{GA} = C_G / \tau_{GA}$, где C_B и C_G - запасы углерода в биосфере ($4 \cdot 10^{19}$ г.С) и геосфере ($1 \cdot 10^{23}$ г.С) соответственно, τ_{BG} и τ_{GA} - время жизни углерода в биосфере (600 лет) и геосфере (1.3 млн. лет) соответственно.

Результаты моделирования приведены на рис. 3-5. Видно, что с возрастанием антропогенной нагрузки на глобальный круговорот углерода стабилизирующая роль биосферы сохраняется даже при увеличении к 2020 г. промышленных выбросов углерода в атмосферу в три раза по сравнению с современным периодом. Детальный анализ соотношения потоков углерода показывает, что эта стабилизация достигается в основном увеличением потоков H_{LG} , H_{AL}^2 и H_{AU} . Отсюда следует, что для сохранения равновесия климатической системы необходимо предотвратить нарастание процессов обезлесивания и загрязнения Мирового океана, особенно в высоких широтах (рис. 4). Результаты расчетов потока F_3 приведены на рис. 5

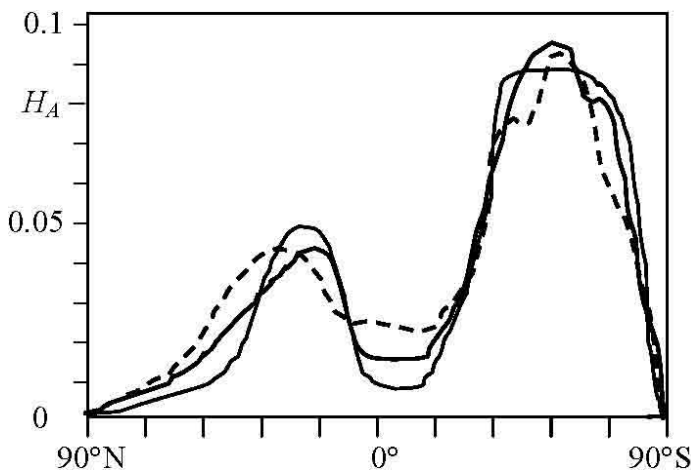


Рис. 3. Усредненные по долготе скорости поглощения атмосферного CO₂ наземными и океанскими экосистемами при трех сценариях антропогенной эмиссии углерода: 6,8 ГтС/год (пунктирная кривая, 2004 г.), 10 ГтС/год (жирная сплошная кривая, прогноз на 2020 г.) и 20 ГтС/год (тонкая сплошная кривая, прогноз на 2020 г.). Обозначение:

$$H_A = H_{AU} + H_{AL}^2 + H_{AL}^1 - H_{UA} - H_{LA}^1 - H_{LA}^2 - H_{LA}^5.$$

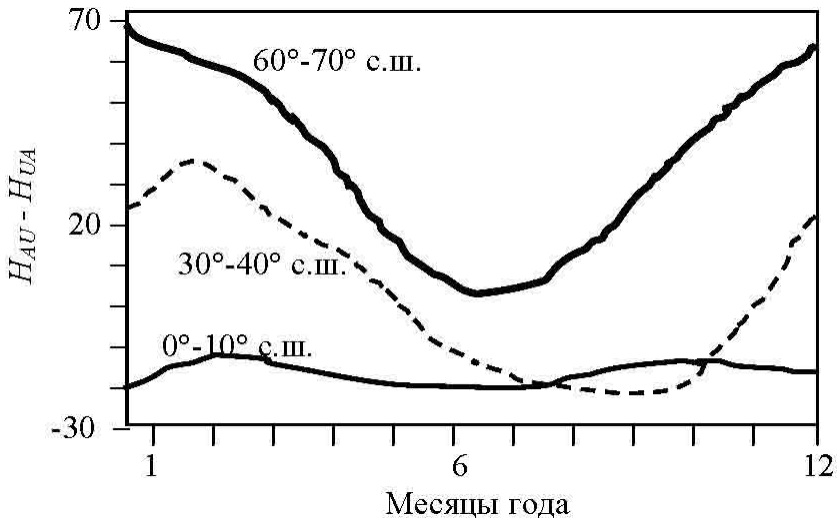


Рис.4. Годовое распределение потока углерода через границу атмосфера-океан в различных широтных зонах.

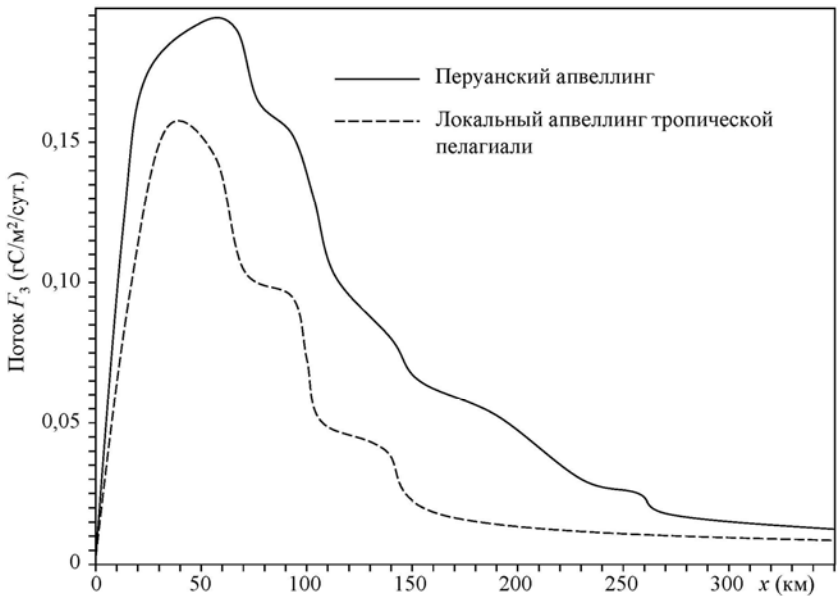


Рис. 5. Динамика потока поглощаемого CO_2 из атмосферы в зоне апвеллинга.

Заключение

Как уже неоднократно отмечалось, что внимание к проблеме углекислого газа и другим малым газовым составляющим атмосферы вызвано в основном беспокойством ученых, экономистов и политиков возможными последствиями ожидаемого изменения климата. Поскольку сжигание ископаемого топлива и обезлесивание поверхности суши являются наиболее значимыми источниками антропогенного возрастания концентрации CO_2 и CH_4 в атмосфере, то именно эти газы изучаются наиболее внимательно. Оба эти газа поглощают инфракрасное излучение земной поверхности и поэтому воздействуют на планетарный климат. Возникшая в конце XX столетия перед политиками задача уменьшения этого воздействия нашла решение в виде Протокола Киото. Реальное и объективное решение этой задачи лежит в глубоком изучении биогеохимических круговоротов всех газов, так или иначе связанных с круговоротом углерода. Именно на таком подходе сосредоточено внимание Проекта GCP, который нацелен на комплексный анализ имеющихся данных о круговороте углерода в окружающей среде и на проведение необходимых измерений. Проект объединяет усилия Международной геосферно-биосферной программы (IGBP), Международной программы по изучению человеческого фактора в глобальном изменении окружающей среды (IHDP) и Всемирной программы изучения климата (WCRP). Круговорот углерода рассматривается как центральный круговорот земной системы, связанный с климатом, круговоротом воды, круговоротами биогенных солей и производством биомассы за счет фотосинтеза на суше и в океанах. Участие человеческого фактора в круговороте углерода определяется факторами производства пищи и формирования условий среды обитания. Однако, Проект GCP не учитывает роль малоподвижного углерода и геосферных процессов в регулировании сбалансированного сочетания потоков углерода на Земле, без чего невозможно оценить роль тех или иных процессов в формировании климата. Предложенная в данной работе структура модели глобального круговорота углерода открывает возможность для более комплексного изучения динамики его потоков между его резервуарами.

Рассмотренная здесь модель позволяет уточнить роль Мирового океана в поглощении CO_2 из атмосферы. Для этого необходимо рассмотреть всю совокупность апвеллингов, структура которой во многом зависит от поля ветра. Безусловно, решение этой задачи потребует детального описания вихрей, потоков и фронтов. Понимание связи апвеллинговых зон с крупно-масштабными и мезомасштабными течениями возможно с помощью соответствующих моделей. Как результат, исследование механизмов и процессов, влияющих на обмен CO_2 между океаном и атмосферой, возможно с помощью глобальной модели системы климат-биосфера-общество.

Ясно, что процессы, обеспечивающие выведение CO_2 из атмосферы, зависят от большого количества физических, химических и биологических факторов, оценки параметров которых требуют кропотливых экспериментальных исследований. Имеющиеся модели с учетом этих факторов могут служить основой синтеза блоков глобальной модели климат-биосфера-общество.

Литература

1. Баренбаум А.А. Механизмы самоорганизации при глобальном геохимическом круговороте вещества на Земле // Синергетика.-М.: МГУ. 2000. Т.3. С. 275-295.
2. Баренбаум А.А. Галактика, солнечная система, Земля. - М.: ГЕОС. 2002. 392 с.
3. Баренбаум А.А. Механизм формирования скоплений нефти и газа // Докл. АН. 2004. Т. 399. №6. С. 802-805.
4. Баренбаум А.А., Шиловский А.П., Шиловская Т.И. Антропогенное нефтегазообразование // Актуальные проблемы нефти и газа, 2018, Т. 4, №23. С.30
5. Барцев С.И., Дегерменджи А.Г., Ерохин Д.В. Глобальные обобщенные модели динамики углекислого газа // Пробл. окр. среды и природных ресурсов. 2003. №12. С. 11-28.
6. Войтов Г.И. Химизм и масштабы современного потока природных газов в различных геоструктурных зонах Земли // Журнал Всес. Хим. О-ва им. Д.И. Менделеева. - 1986. Т. 31. №5. С. 533-539.
7. Войтов Г.И. О холодной дегазации метана в тропосферу Земли // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. Труды ГИН РАН.- М.: Наука. 1999. Вып. 515. С. 242-251.
8. Дегерменджи А.Г., Барцев С.И. Глобальные малоразмерные модели динамики и устойчивости биосферы. // Пробл. окр. среды и природных ресурсов. 2003. №7. С. 32-49.
9. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Глобальный круговорот углерода и климат // Исследование Земли из космоса. 2003. № 1. С. 3-15.
10. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Моделирование глобального круговорота углерода.- М.: Физматлит. 2004. 336 с.
11. Корценштейн В.Н. Растворенные газы подземной гидросферы Земли. - М.: Недра. 1984.
12. Крапивин В.Ф. Парниковый эффект и глобальный биогеохимический цикл углекислого газа // Пробл. окр. среды и природных ресурсов. 2000. № 2. С. 2-18.
13. Крапивин В.Ф., Кондратьев К.Я. Глобальные изменения окружающей среды. С.-П.: Изд-во СПб ун-та. 2002. 724 с.
14. Соколов В.А. Геохимия природных газов. - М.: Недра. 1971. 336 с.
15. Сывороткин В.Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. - М.: ООО "Геоинформцентр". 2002. 250 с.
16. V Конгресс нефтегазопромышленников России. - Сб. материалов. Казань: ЗАО "Новое знание". 2004.
17. Caspersen J. P., Pacala S. W., Jenkins J. C., Hurtt G. C., Moorcroft P. R., and Birdsey R. A. Contributions of land-use history to carbon accumulation in U. S. Forests // Science. 2000. 290(5494): 1148-1151.
18. Charette M. A., Moran S. B., Pike S. M., and Smith J. N. Investigating the carbon cycle in the Gulf of Main using the natural tracer thorium 234 // J. Geophys. Res. 2001. 106(C6): 11,553-11,580.
19. Ciais P. Taking the pulse of the carbon cycle // UHDP Update. 2002. 2: 11-12.
20. Clerbaux C., Hadji-Lazaro J., Hauglustaine D., Megie G., Khatatov B., and Lamarque J.-F. Assimilation of carbon monoxide measured from satellite in a three-dimensional chemistry-transport model // J. Geophys. Res. 2001. 106(14): 15,385-15,394.
21. Collatz G.J., Ribas-Carbo M., Berry J.A. Coupled photosynthesis stomatal conductance model for leaves of C₄ plants // Aust. J. Plant Physiol. 1992. 19: 519-538.

22. Kondratyev K.Ya., Krapivin V.F., and Phillips G.W. Global environmental change: Modelling and Monitoring.- Springer. Berlin. 2002. 319 pp.
23. Kondratyev K.Ya., Krapivin V.F., and Varotsos C.A. Global Carbon Cycle and Climate Change. - Springer/PRAXIS. Chichester. U.K. 2003. 343 pp.
24. Kondratyev K.Ya., Krapivin V.F., Varotsos C.A., and Savinikh V.P. Global Ecodynamics: A Multidimensional Analysis. Springer/PRAXIS. Chichester. 2004. 649 pp.
25. Sellers P.J., Randall D.A., Collatz G.J. *et al.* A revised land surface parametrization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part 1: Model formulation // Journal of Climate. 1996. 9(4): 676-705.
26. Tarko A.M. Analysis of Global and Regional Changes in Biogeochemical Carbon Cycle: A Spatially Distributed Model. - Interim Report. IR-03-041. IIASA. Laxenburg. Austria. 2003. 28 pp.
27. Wange G. and Archer D.J. Evaporation of groundwater from arid playas measured by C-band SAR // IEEE Trans. on Geosci. and Remote Sensing. 2003. 41(7): 1641-1650.