

## МОДЕЛЬ КЛИМАТА КАК БЛОК ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛИ СИСТЕМЫ ПРИРОДА-ОБЩЕСТВО

Канд. физ.-мат. наук **В.Ю. Солдагов**<sup>1</sup>,  
канд. техн. наук **И.И. Потапов**<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Москва  
<sup>2</sup> Всероссийский институт научной и технической информации РАН, Москва

## CLIMATE MODEL AS BLOCK OF THE NATURE-SOCIETY SYSTEM GLOBAL MODEL

**I.I. Potapov, V.Yu. Soldatov**

**Ключевые слова:** климат, биосфера, модель, система природа-общество.

**Key words:** climate, biosphere, model, nature-society system.

*Обсуждается задача построения климатического блока глобальной модели системы природа-общество. Отмечено, что существующие глобальные климатические модели при их подключении к диагностике биосферных процессов вносят большой уровень шума за счет учета турбулентных процессов и использования плохо оцениваемых параметров окружающей среды. Предлагается в качестве модели глобальной системы природа-общество использовать упрощенные схемы для параметризации климатических составляющих, ориентируясь на средние статистические значения этих параметров. Данная работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (Грант РФФИ №19-07-00443-а).*

*It is discussed the problem of climate block synthesis for the global model of the nature-society system. It is marked that existing global climate models under their use for the biosphere processes diagnosis introduce the high level of the noise owing to the taking into account of turbulent processes and using environmental parameters that are incorrect assessed. It is proposed simplified schemes are used for the modeling of climatic components orienting on the average statistical values of these parameters. This study was supported by the Russian Fund for Basic Researches (Grant RFBR #19-07-00443-a).*

### Введение

В последнее десятилетие для решения текущих проблем окружающей среды многие авторы предлагают развивать глобальные модели, которые позволят более объективно оценивать последствия реализации крупномасштабных антропогенных проектов. Среди наиболее актуальных проблем можно указать загрязнение воздуха, почв и водоемов, истощение природных ресурсов, изменение климата и сокращение жизненно важных ресурсов биосферы. Глобальная модель позволяет изучить совокупное взаимодействие прямых и обратных связей в окружающей среде и найти сочетания устойчивых состояний, обеспечивающих предсказуемую

эволюцию глобальной системы природа-общество (СПО). Как отмечено рядом авторов [1,2,5], при синтезе глобальной модели этой системы возникает сложность параметризации климатических процессов. Совместное описание климатических составляющих и биосферных компонентов глобальной системы Земли сталкивается с наличием множества плохо оцениваемых параметров и возникновением неустойчивостей в результатах моделирования. Для устранения этой сложности представляется целесообразным в глобальной модели использовать упрощенные варианты климатического блока. В этом случае возможно исключить многие вычислительные шумы и получить надежные оценки состояния биосферных процессов. Одним из широко используемых приемов является формулировка климатических сценариев [2,9,11,15].

Климатическая составляющая глобальной модели системы природа-общество (ГМСПО) представляет наибольшую трудность при синтезе глобальной модели, так как она характеризуется большим числом обратных связей, в большинстве своем неустойчивых. Среди них такие как *лед-альbedo*, *водяной пар - радиация*, *облачность - радиация*, *аэрозоль - радиация* и многие др. Функционирование климатической системы Земли определяется состоянием атмосферы, океанов, криосферы, поверхности континентов с наземной биотой, озерами, реками, грунтовыми водами и различными антропогенными структурами. Поэтому построение модели климата требует учета многочисленных факторов, роль которых в его формировании во многих случаях изучена недостаточно. Попытки комплексного описания климатической системы Земли с помощью математических приемов пока не дали результатов, которые можно было бы использовать в ГМСПО. Нет уверенности, что и реализация планов проекта GCP (Global Carbon Project) прояснит что-либо в этом вопросе. Но без параметризации климата все поставленные вопросы о проблеме парникового эффекта останутся нерешенными.

Существует два подхода к синтезу климатической модели. Один подход основан на включении в созданные или разрабатываемые климатические модели биосферных компонентов. Другой подход состоит в развитии в рамках математической модели биосферы блока, который бы имитировал зависимости биосферных компонентов от климатических параметров. В первом случае возникают проблемы неустойчивости решений соответствующих систем дифференциальных уравнений, что затрудняет получение прогнозных оценок глобальных изменений окружающей среды. Во втором случае имеется возможность получения устойчивых прогнозов изменения окружающей среды, но их достоверность зависит от точности параметризации корреляционных связей между элементами климата и биосферы. Второй подход имеет то преимущество, что позволяет подключать к математической модели биосферы модели климата, которые могут описываться на уровне сценария. Подробный анализ проблем моделирования климата и оценки современного состояния можно найти в работах [1,2,6,10,15]. Здесь обсуждается ряд моделей отдельных компонентов СПО, которые соответствуют второму подходу. Среди них модели общей циркуляции атмосферы, взаимодействия атмосферы и океана, чувствительности климатических параметров к граничным условиям на поверхности Земли, взаимосвязи биогеохимических и климатических процессов и др.

## Возможные климатические блоки глобальной модели системы природа-общество

Климатическая система является физико-химико-биологической системой, обладающей неограниченной степенью свободы. Поэтому любые попытки моделировать такую сложную систему связаны с непреодолимыми трудностями. Именно этим обстоятельством объясняется многообразие параметрических описаний отдельных процессов в этой системе. Для глобальной модели с шагом дискретизации по времени до одного года приемлемым подходом является использование двух вариантов. Первый вариант состоит в совместном применении корреляционных связей между частными процессами формирования климатической обстановки на данной территории в совокупности со сценариями климата. Второй вариант основывается на использовании данных глобального мониторинга, являющихся основой для формирования рядов данных о климатических параметрах с их территориально-временной привязкой и используемых для восстановления полной картины их пространственного распределения.

Одной из распространенных корреляционных функций является зависимость вариации средней температуры  $\Delta T_g$  атмосферы от содержания в ней  $\text{CO}_2$  :

$$\Delta T_g = \begin{cases} 2.5[1 - \exp\{-0.82(\xi - 1)\}] & , \quad \xi \geq 1; \\ -5.25\xi^2 + 12.55\xi - 7.3 & , \quad \xi < 1 \end{cases} \quad (1)$$

где  $\xi$  - отношение современного содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере  $C_a(t)$  к его доиндустриальному уровню  $C_a(1850)$ .

Из (1) видно, что  $T_g$  является возрастающей функцией количества атмосферного  $\text{CO}_2$ . Увеличение количества  $\text{CO}_2$  в атмосфере на 20% приводит к возрастанию температуры на 0,3 °С. Удвоение атмосферного  $\text{CO}_2$  вызывает повышение  $T_g$  на 1,3 °С. Детальный анализ функции (1) и сопоставление наблюдавшихся совместных вариаций  $\Delta T_g$  и  $\xi$  показывают, что применение модели (1) позволяет упростить климатический блок ГМСПО. В частности, если по (1) рассчитать  $(\Delta T_g)_{2[\text{CO}_2]}$  при удвоении концентрации атмосферного  $\text{CO}_2$ , то для оценки современной тенденции в изменении  $T_g$  можно использовать формулу:

$$\Delta T_g = (\Delta T_g)_{2[\text{CO}_2]} \ln \xi / \ln 2, \quad (2)$$

где по принятым оценкам доиндустриальное значение  $C_a(1850)=270$  ppm. Формула (2) удовлетворительно аппроксимирует уже известные данные с ошибкой около 50%. В самом деле, из (2) при  $C_a(1980)=338$  ppm следует, что  $\Delta T_g=1,3^\circ\text{K}$ , в то время как реальное потепление многими авторами оценивается величиной 0,6 °K.

Согласно [11] глобально усредненное равновесное потепление при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере можно оценивать по формуле:

$$(\Delta T_g)_{2[\text{CO}_2]} = \Delta T_{ng} / (1-f)$$

где  $f$  – показатель эффекта (усиления) обратной связи в климатической системе (3,33-3,44),  $\Delta T_{ng}$  – возможный отклик температуры атмосферы на удвоение  $\text{CO}_2$  при отсутствии обратных связей.

Безусловно, ведущиеся в последние годы дискуссии о парниковом эффекте в связи с ростом парциального давления  $\text{CO}_2$  в земной атмосфере, должны быть отражены в ГМСПО. Формула (1) учитывает влияние  $\text{CO}_2$ . Согласно Mintzer [14] имеется возможность расширить учет температурного эффекта и от других парниковых газов:

$$\Delta T_{\Sigma} = \Delta T_{\text{CO}_2} + \Delta T_{\text{N}_2\text{O}} + \Delta T_{\text{CH}_4} + \Delta T_{\text{O}_3} + \Delta T_{\text{CFC11}} + \Delta T_{\text{CFC12}},$$

где

$$\Delta T_{\text{CO}_2} = -0,677 + 3,019 \ln[C_a(t) / C_a(t_0)],$$

$$\Delta T_{\text{N}_2\text{O}} = 0,057 [\text{N}_2\text{O}(t)^{1/2} - \text{N}_2\text{O}(t_0)^{1/2}],$$

$$\Delta T_{\text{CH}_4} = 0,019 [\text{CH}_4(t)^{1/2} - \text{CH}_4(t_0)^{1/2}],$$

$$\Delta T_{\text{O}_3} = 0,7 [\text{O}_3(t) - \text{O}_3(t_0)] / 15,$$

$$\Delta T_{\text{CFC11}} = 0,14 [\text{CFC11}(t) - \text{CFC11}(t_0)],$$

$$\Delta T_{\text{CFC12}} = 0,16[\text{CFC12}(t) - \text{CFC12}(t_0)].$$

Значение  $t_0$  отождествляется с 1980 г., когда концентрации парниковых газов считаются известными. Для вычисления  $\Delta T_{\text{CO}_2}$  можно использовать более точную формулу Ракиповой и Вишняковой, примененную в работе [2].

Среди простых формул расчета широтного распределения средней температуры по земному шару можно указать схемы:

$$T(\varphi) = T_g + \gamma(\sin^2\varphi_T - \sin^2\varphi), \quad (3)$$

где  $\varphi$  - широта в радианах,  $\gamma$  - разность температур между полюсом и экватором,  $\varphi_T$  - широта, на которой  $T(\varphi) = T_g$ . Широтные вариации температуры в течение года удовлетворительно описываются моделью:

$$T_a(\varphi, t) = T_e - 2\varphi(T_e - T_N)/\pi \text{ для северного полушария,}$$

$$T_a(\varphi, t) = T_e - 2\varphi(T_e - T_S)/\pi \text{ для южного полушария,}$$

где

$$T_N = \begin{cases} T_{N,\min} + 2t(T_{N,\max} - T_{N,\min}) / t_{\Delta}, & t \in [0, 0,5t_{\Delta}]; \\ T_{N,\min} + 2(t_{\Delta} - t)(T_{N,\max} - T_{N,\min}) / t_{\Delta}, & t \in (0,5t_{\Delta}, t_{\Delta}]; \end{cases}$$

$$T_S = \begin{cases} T_{S,\max} + 2t(T_{S,\min} - T_{S,\max}) / t_{\Delta}, & t \in [0, 0,5t_{\Delta}]; \\ T_{S,\max} + 2(t_{\Delta} - t)(T_{S,\min} - T_{S,\max}) / t_{\Delta}, & t \in (0,5t_{\Delta}, t_{\Delta}]; \end{cases}$$

$T_{N,\min}(T_{S,\min})$  и  $T_{N,\max}(T_{S,\max})$  - минимальная и максимальная температуры на северном (южном) полюсе соответственно,  $^{\circ}\text{C}$ ;  $t_{\Delta}$  - длина года в единицах измерения  $\Delta$ ,  $T_e$  - температура атмосферы на экваторе,  $^{\circ}\text{C}$ ; Многие авторы используют такие оценки, как  $T_{N,\min} = -30^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{N,\max} = 0^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{S,\min} = -50^{\circ}\text{C}$ ,  $T_{S,\max} = -10^{\circ}\text{C}$ ,  $T_e = 28^{\circ}\text{C}$ .

Конечно, подобные зонально осредненные температуры имеют дисперсии, приводящие к значительным ошибкам. Для более точного отражения роли различных факторов в изменении основного климатического параметра, которым является температура, необходимо рассчитывать вклад каждого фактора в отдельности. Это может быть сделано на основе предположения об аддитивности роли обратных связей:  $\Delta T_{a,final} = \Delta T_a + \Delta T_{a,feedback}$ . В некоторых моделях авторы вводят множитель обратной связи  $\beta$ :  $\Delta T_{a,final} = \beta \cdot \Delta T_a$ . Параметр  $\beta$  выражают через показатель усиления  $f$ :  $\beta = 1/(1-f)$ . Величина показателя  $f$  эквивалентна альбедо  $\alpha$ , которое в глобальном масштабе является функцией  $T_a$ . Грубое приближение этой зависимости можно представить в следующей форме:

$$\alpha(T_a) = \begin{cases} \alpha_{ice} & \text{при } T_a \leq T_{ice}, \\ \alpha_{free} & \text{при } T_a \geq T_{free}, \\ \alpha_{free} + b(T_{free} - T) & \text{при } T_{ice} < T_a < T_{free} \end{cases}$$

Здесь  $T_{ice}$  и  $T_{free}$  - средние планетарные температуры, при которых вся поверхность Земли покрыта льдом или свободна от него соответственно;  $b$  - коэффициент перехода между критическими состояниями альбедо Земли. Обычно принимается  $T_{ice} \in [263, 283]^\circ\text{K}$ .

Применение простых и достаточно грубых моделей климата можно уточнить путем учета характерных времен срабатывания обратных связей. Некоторые оценки времени установления равновесий при взаимодействии климатических подсистем даны в табл. 1. Видно, что временной диапазон запаздывания реакций внутри СПО многообразен и его учет необходим при оценке последствий изменений внутри одной или нескольких климатических подсистем. В частности, запасы холода в Антарктическом ледниковом щите столь грандиозны, что для повышения его температуры до  $0^\circ\text{C}$  потребуется понизить среднюю температуру Мирового океана на  $2^\circ\text{C}$ , т.е. перевести ее из состояния  $T_o = 5,7^\circ\text{C}$  в состояние  $T_o = 3,7^\circ\text{C}$ . С учетом данных табл. 1 инерционность такой операции составит сотни лет. Наблюдающийся темп потепления климата по антропогенным причинам такими энергетическими затратами пока не обладает.

Таблица 1

**Времена установления состояния равновесия для некоторых подсистем климатической системы Земли**

Область влияния климатической системы	Время установления равновесного состояния
Атмосфера	
свободная	11 суток
пограничный слой	24 часа
Мировой океан	
перемешанный слой	7-8 лет
глубокий океан	300 лет
морской лед	от суток до 100 лет
Континенты	
озера и реки	11 суток
почвенно-растительные формации	11 суток
снежный покров и поверхностный лед	24 часа
Горные ледники	300 лет
Ледяные щиты	3000 лет
Мантия Земли	30 млн лет

Механизм антропогенного воздействия на климатическую систему проявляется через выбросы парниковых газов и изменение альbedo за счет реконструкции земных покровов, вмешательство в круговорот воды и загрязнения атмосферы [12]. Аэрозольные частицы радиусом  $10^{-7}$  -  $10^{-2}$  см обнаруживаются почти на всех высотах атмосферы. Частицы не антропогенного происхождения попадают в атмосферу с поверхности суши или океана, а также образуются в результате химических реакций между газами. Частицы же антропогенного происхождения возникают главным образом в результате сжигания топлив. Представление о соотношении между этими потоками частиц в атмосфере дает табл. 2.

Таблица 2

**Оценки потоков частиц радиусом менее 20 мкм,  
выброшенных в атмосферу или образовавшихся в ней**

Вид частиц	Количество частиц, $10^6$ т/год
Частицы естественного происхождения (выветривание, эрозия и т.п.)	100-500
Частицы лесных пожаров и сжигания отходов лесного хозяйствования	3-150
Морская соль	300
Вулканическая пыль	25-150
Частицы, образовавшиеся при выбросе газов:	
природные процессы	
сульфаты из $H_2S$	130-200
соли аммония из $HN_3$	80-270
нитраты из $No_x$	60-430
гидрокарбонаты из растительных соединений	75-200
антропогенные процессы	
сульфаты из $SO_2$	130-200
нитраты из $No_x$	30-35
гидрокарбонаты	15-90
Всего частиц, выбрасываемых в атмосферу:	
по естественным причинам	773-2200
по антропогенным причинам	185-415
Общий поток частиц в атмосферу	958-2615

Механизм влияния частиц на температуру атмосферы объясняется тем, что солнечная радиация, попадающая на Землю, в основном в диапазоне 0,4-4 мкм, частично ими отражается и поглощается. При этом изменяется глобальное альbedo системы *поверхность Земли - атмосфера*. Кроме того, частицы влияют на процессы конденсации влаги в атмосфере, поскольку образование облаков, дождя и снега происходит с их участием. Воспользуемся уравнением теплового баланса системы *поверхность Земли-атмосфера*:

$$(1 - \alpha) E_o^* + E_a - \sigma T_s^4 = 0, \quad (4)$$

где  $T_s$  - средняя эффективная температура излучения системы, близкая к температуре среднего энергетического уровня вблизи поверхности 400 мб,  $E_o^* = 0,487$  кал·см<sup>-2</sup>·мин<sup>-1</sup> - средняя для полушария интенсивность приходящей солнечной радиации;  $\alpha$  - альbedo;  $\sigma = 8.14 \cdot 10^{-11}$  кал·см<sup>-2</sup>·мин<sup>-1</sup> - постоянная Стефана - Больцмана,  $E_a$  - суммарная интенсивность антропогенных источников энергии, приходящаяся на единицу поверхности.

Пусть альbedo  $\alpha = \alpha_0 - \Delta\alpha$ , где  $\alpha_0 = 0,35$  - альbedo в современных условиях,  $\Delta\alpha$  - малая часть альbedo, определяемая влиянием антропогенных аэрозолей. Из уравнения (4) получим выражение для температуры:

$$T_s = [E_o^* (1-\alpha)/\sigma]^{1/4} [1 + \Delta\alpha(1-\alpha_0)^{-1} + (E_d/E_o^*)(1-\alpha_0)^{-1}]^{1/4} \quad (5)$$

Считая, что  $\Delta\alpha \ll 1$  и  $E_d/E_o^* \ll 1$ , разложим функцию правой части уравнения (5) в ряд Тейлора по степеням  $\Delta\alpha$  и  $E_d/E_o^*$  и выпишем первые члены ряда:

$$T_s \approx [E_o^* (1-\alpha_0)/\sigma]^{1/4} \{1 + 0,25\Delta\alpha(1-\alpha_0)^{-1} [1 + E_d/E_o^*]\} \quad (6)$$

Из (6) следует, что температура при не слишком сильных антропогенных воздействиях есть сумма члена, описывающего связи в системе *поверхность Земли - атмосфера* без учета антропогенных факторов, и членов  $T_1$  и  $T_2$ , выражающих вклад соответственно выбросов тепла и аэрозолей:

$$T_1 = 0,25(1-\alpha_0)^{-1} [E_o^* (1-\alpha_0)/\sigma]^{1/4} E_d/E_o^* \approx 96,046 E_d/E_o^*,$$

$$T_2 = 0,25(1-\alpha_0)^{-1} [E_o^* (1-\alpha_0)/\sigma]^{1/4} \Delta\alpha \approx 96,046 \Delta\alpha.$$

Отметим, что добавка  $T_1$  в современных условиях очень мала. Если принять  $E_a = 4 \cdot 10^5$  кал·см<sup>-2</sup>·мин<sup>-1</sup> и, следовательно,  $E_d/E_o^* = 8,21 \cdot 10^{-4}$ , то  $T_1 = 0,0079^\circ\text{C}$ . Таким образом, прямое влияние мировой энергетики на среднюю температуру атмосферы в настоящее время незначительно. Из выражения для  $T_1$  следует, что для повышения температуры атмосферы за счет выбросов тепла на  $0,5^\circ\text{C}$  необходимо выполнение условия  $E_d/E_o^* = 0,0052$ , что означает увеличение антропогенных потоков тепла в окружающую среду в 63,4 раза. Это эквивалентно высвобождению энергии при сжигании  $570 \cdot 10^9$  т. условного топлива в год.

Если считать, что выработка энергии пропорциональна численности населения, то  $T_1 = 96,046 k_{TG} G \sigma_s / E_o^*$ , где  $G$  - плотность населения, чел/км<sup>2</sup>;  $\sigma_s$  - площадь суши, км<sup>2</sup>;  $k_{TG}$  - количество энергии, производимое на одного человека, кал/мин.

Если пренебречь влиянием аэрозоля на тепловой режим атмосферы, то прямая радиация  $E$ , ее изменение  $dE$  и изменение замутненности атмосферы  $dB$  будут связаны уравнением:  $dE/E = -k_B dB$ , где  $k_B = 0,1154$  км<sup>2</sup>/т - коэффициент пропорциональности,  $B$  - количество аэрозолей антропогенного происхождения, т/км<sup>2</sup>. Получаем после интегрирования этого уравнения:  $E = E_o^* (1-\alpha_0) \exp(-k_B B)$ . С другой стороны, согласно определению альbedo  $E = E_o^* (1-\alpha) = E_o^* (1-\alpha_0 + \Delta\alpha)$ . Приравнявая эти выражения для  $E$ , получаем  $\Delta\alpha = -(1-\alpha_0)[1 - \exp(-k_B B)]$ . Следовательно, изменение температуры, связанное с антропогенным загрязнением атмосферы аэрозолями, равно:

$$T_2 = -0,25 [E_o^* (1-\alpha_0)/\sigma]^{1/4} [1 - \exp(-k_B B)] = -62,43 [1 - \exp(-k_B B)].$$

Поскольку средний выброс аэрозолей антропогенного происхождения по оценкам многих авторов составляет  $300 \cdot 10^6$  т/год, а среднее время пребывания аэрозолей в атмосфере оценивается в 3 недели, то в атмосфере в среднем нахо-

дится  $17,262 \cdot 10^6$  т частиц. Из формулы для  $T_2$  в этом случае следует, что температура атмосферы должна уменьшаться на  $0,84$  °С/год.

Многие авторы вместо показателя  $\beta$  рассматривают фактор мутности атмосферы  $B_T$ , определяя его как отношение коэффициента  $\alpha_r$  ослабления энергии солнечной радиации в реальной атмосфере к коэффициенту  $\alpha_l$  ослабления в идеальной атмосфере:  $B_T = \alpha_r / \alpha_l = (\alpha_r + \alpha_W + \alpha_A) / \alpha_l$ , где  $\alpha_W$  и  $\alpha_A$  - коэффициенты ослабления водяным паром и аэрозолями соответственно. В [2] приняты следующие оценки:

$$B_T = \begin{cases} 3 & \text{в средних широтах,} \\ 3,5 & \text{в тропических широтах,} \\ 2 & \text{при пониженном содержании пыли и водяного пара} \end{cases}$$

### Тепловой обмен на границе атмосфера-океан

Одним из ключевых элементов глобальной климатической системы Земли является тепловое взаимодействие атмосферы и океана. Наиболее сложное взаимодействие происходит в зонах апвеллингов. На рис. 1 представлена примерная схема формирования вертикального профиля океана в зоне апвеллинга. Поднявшиеся с глубин холодные воды распространяются в прилегающем пространстве и прогреваются от зоны дивергенции до зоны конвергенции, где завешается формирование постепенно расширявшегося и заглублявшегося слоя термоклина, который в последующем препятствует проникновению в верхние слои океана холодных глубинных вод.

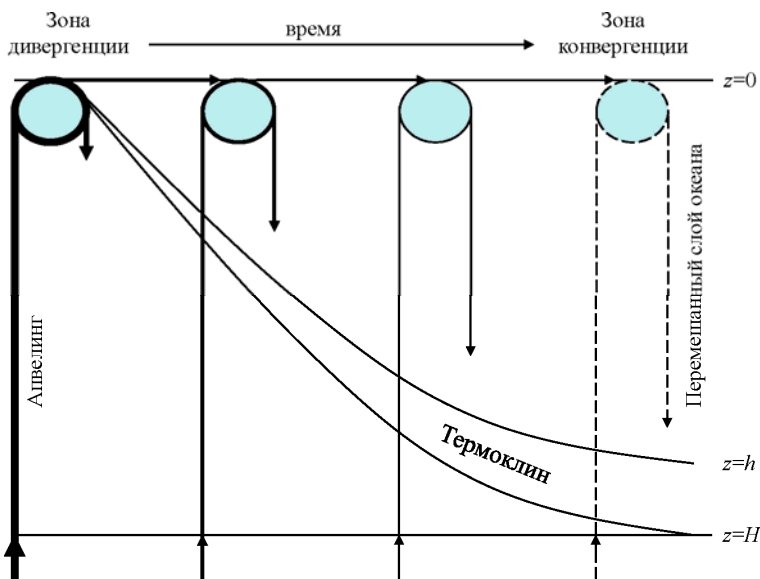


Рис. 1. Вертикальный разрез океана в зоне апвеллинга.



Согласно схеме рис. 1 температурный режим в зоне апвеллинга можно описать системой уравнений:

$$\rho c h(t) \frac{\partial \Delta T_{mix}}{\partial t} = \Delta E_0 - \alpha \Delta T_{mix} - \kappa \left. \frac{\partial T_{th}}{\partial z} \right|_{z=h},$$

$$\frac{\partial T_{th}}{\partial z} = \kappa \frac{\partial^2 T_{th}}{\partial z^2} \text{ для } z > h,$$

$$T_{th} = T_{mix} \text{ при } z = h,$$

$$\left. \frac{\partial T_{th}}{\partial z} \right|_{z=H} = 0$$

где  $T_{mix}$  – температура воды в перемешанном слое океана,  $T_{th}$  – температура воды ниже перемешанного слоя в термоклине,  $\rho$  – плотность воды,  $c$  – теплоемкость воды,  $\kappa$  – коэффициент вихревой диффузии тепла,  $E_0$  – входящая энергия солнечной радиации.

Сложные механизмы теплового обмена в зоне апвеллинга с учетом его формирования могут быть более точно параметризованы, но при этом приходится вводить плохо определяемые параметры. Поэтому рассмотренные здесь варианты упрощенного моделирования климатического блока ГМСПО кажутся приемлемыми для их использования при моделировании глобальных последствий реализации антропогенных сценариев. Безусловно, существует сомнение в достоверности этих оценок, так как используются упрощенные описания глобальных процессов. На это сомнение имеется достаточно убедительный ответ в работах [7,8], где развивается теория глобального моделирования с помощью простых моделей.

### Заключение

Опыт моделирования климата Земли говорит о том, что стремление многих авторов максимально точно и полно учесть все возможные обратные связи и элементы климатической системы приводят к сложным математическим задачам, для решения которых требуется огромное количество данных, а в большинстве случаев решения соответствующих уравнений оказываются неустойчивыми. Поэтому использование таких сложных моделей в качестве блока ГМСПО неизбежно приводит к отрицательному результату, т.е. к невозможности синтеза эффективной модели. Наиболее обнадеживающим подходом, безусловно, является комбинирование моделей климата с данными глобального мониторинга. Схема такой комбинации очень проста. Существующие наземные и спутниковые системы контроля климатообразующих процессов охватывают некоторую часть пикселей земной поверхности. Над этими ячейками измеряются температура, облачность, содержание паров воды, аэрозолей и газов, альbedo и многие другие параметры энергетических потоков. Использование простых климатических моделей, а также методов пространственно - временной интерполяции позволяет восстанавливать на основе этих измерений полную картину распределения климатических параметров по всей территории Земли.

## Литература

1. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф. Глобальный круговорот углерода и климат. // Исследование Земли из космоса, 2003. №1. С. 3-15.
2. Крапивин В.Ф., Кондратьев К.Я. Глобальные изменения окружающей среды: экоинформатика. С.-П.: Изд-во СПб ун-та, 2002. 724 с.
3. Крапивин В.Ф., Шалаев В.С., Бурков В.Д. Моделирование глобальных циклов углерода и метана. // Вестник МГУЛ Лесной Вестник, 2015. Т. 19. №1. С. 170-178
4. Солдатов В.Ю., Крапивин В.Ф. Алгоритм классификации фазовых состояний системы «океан–атмосфера» на основе последовательного анализа Вальда. // Экологические системы и приборы, 2014. №1. С.12-20.
5. Archer D. *Global warming: understanding the forecast*. New York: Wiley, 2011. 212 pp.
6. Chen W., Chen J., Cihlar J. An integrated terrestrial ecosystem carbon-budget model based on changes in disturbance, climate, and atmospheric chemistry. // *Ecological Modelling*, 2000. V. 135. Nr. 1. P. 55-79.
7. Degermendzhi A.G. (2009). New directions in biophysical ecology. In: A.P. Cracknell, V.F. Krapivin, and C.A. Varotsos (Eds.). *Global Climatology and Ecodynamics*. Springer/Praxis, Chichester, 2009, pp. 379-396.
8. Degermendzhi A.G., Bartsev S.I., Gubanov V.G., Erokhin D.V., and Shevirnogov A.P. (2009). Forecast of biosphere dynamics using small-scale models. In: A.P. Cracknell, V.F. Krapivin, and C.A. Varotsos (Eds.). *Global Climatology and Ecodynamics*. Springer/Praxis, Chichester, 2009, pp. 241-300.
9. Fu C.-B., Qian, C., Wu Z.-H. Projection of global mean surface air temperature changes in next 40 years: Uncertainties of climate models and an alternative approach. // *Science China Earth Sciences*, 2011. V. 54. P. 1400–1406.
10. Lin D.-L., Sakoda A., Shibasaki R., Goto N., Suzuki M. Modelling a global biogeochemical nitrogen cycle in terrestrial ecosystems. // *Ecological Modelling*, 2000. V. 135. Nr. 1. P. 89-110.
11. Lindzen R.S. Climate dynamics and global change // *Annual Review of Fluid Mechanics*, 1994. V. 26. P. 353-378.
12. Matyssek R. Clarke N. Cudlin P., Mikkelsen T.N., Tuovinen J-P., Wieser G., Paoletti E. (Eds.) *Climate Change, Air Pollution and Global Challenges, Volume 13: Understanding and Perspectives from Forest Research (Developments in Environmental Science)*. New York: Elsevier, 2014. 648 pp.
13. McGuffie K., Henderson-Sellers A. *The climate modeling primer*. Washington: Wiley-Blackwell, 2014. 456 pp.
14. Mintzer I.M. A matter of degrees: the potential for controlling the greenhouse effect. // Washington: World Resources Institute Res. Rep., 1987. Nr. 15. 70 pp.
15. Neelin J.D. *Climate change and climate modeling*. Cambridge: Cambridge University Press, 2011. 304 pp.