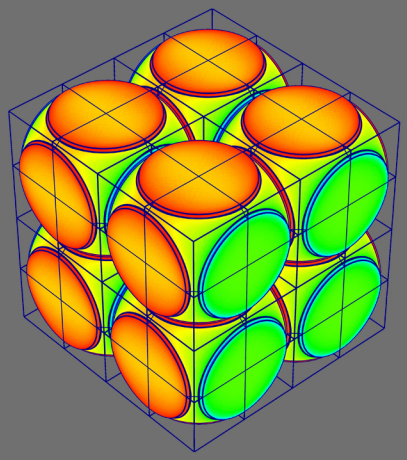
ISSN 2309-3684



Математическое моделирование и численные методы

Пархоменко В. П. Глобальная модель климата с описанием термохалинной циркуляции Мирового океана. Математическое моделирование и численные методы, 2015, №1 (5), с. 94-108

Источник: https://mmcm.bmstu.ru/articles/40/

Параметры загрузки:
IP: 216.73.217.36
06.11.2026 22:12:42

УДК 551.509.313.41

Глобальная модель климата с описанием термохалинной циркуляции Мирового океана

© В.П. Пархоменко

ВЦ РАН, Москва, 119333, Россия

Рассмотрена модель климата, включающая блоки океана, атмосферы и морского льда, взаимодействующие между собой. Модель описывает глубинную термохалинную циркуляцию Мирового океана и основные характеристики остальных элементов климатической системы. В работе представлено функционирование модели в режиме сезонного хода солнечной радиации. Рассчитаны изменения температуры атмосферы в XXI в. для различных сценариев изменения концентрации CO_2.

Ключевые слова: *климатическая модель, термохалинная циркуляция, солнечная радиация.*

Введение. Глобальная модель климата включает блоки океана, атмосферы, морского льда и описывает термохалинную циркуляцию Мирового океана и основные характеристики остальных элементов климатической системы. В настоящей работе рассмотрено функционирование модели в режиме сезонного хода солнечной радиации.

Модель океана. Система уравнений модели океана рассматривается в геострофическом приближении [1] с фрикционным членом в уравнениях импульса по горизонтали. Значения температуры T и солености S удовлетворяют адвекционно-диффузионным уравнениям, что позволяет описать термохалинную циркуляцию океана. Учитывается также процедура конвективного приспособления.

Таким образом, система основных уравнений в безразмерной форме, записанных в сферических координатах (φ, s, z), где φ — долгота; $s = \sin\theta$, θ — широта и z — высота, направленная вверх, имеет следующий вид [2]:

уравнения импульса по горизонтали:

$$-sv = -\frac{1}{c}\frac{\partial p}{\partial \varphi} - \lambda u + \frac{\partial}{\partial z}\tau^{\varphi}; \tag{1}$$

$$su = -c\frac{\partial p}{\partial s} - \lambda v + \frac{\partial}{\partial z}\tau^{s}; \tag{2}$$

уравнение гидростатики

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho; \tag{3}$$

уравнение неразрывности

$$\frac{\partial}{\partial \varphi}\left(\frac{u}{c}\right)+\frac{\partial}{\partial s}(vc)+\frac{\partial w}{\partial z}=0; \tag{4}$$

уравнение состояния морской воды

$$\rho=\rho(S,T); \tag{5}$$

уравнение переноса и диффузии трассеров X (температуры и солености)

$$\frac{d}{dt}X=\kappa_h\nabla^2 X+\frac{\partial}{\partial z}\left(\kappa_v\frac{\partial X}{\partial z}\right)+C, \tag{6}$$

в которых u, v, w — компоненты вектора скорости; λ — переменный в пространстве фрикционный член, увеличивающийся к береговым границам и экватору; $c = \cos\theta$; T, S, p — температура, соленость, давление соответственно; $\tau=\left(\tau^{\varphi},\tau^{s}\right)$ — безразмерное напряжение трения ветра; ρ — плотность воды; κ_v, κ_h — коэффициенты турбулентной диффузии трассеров по вертикали и горизонтали соответственно.

Характерный масштаб для расстояния по горизонтали определяется радиусом Земли r_0, по вертикали — максимальной глубиной океана D. Горизонтальные компоненты скорости (u, v) в направлениях (φ, s) выражаются через характерную скорость U_0, а вертикальная компонента w — через $U_0 D/r_0$. Характерные масштабы для давления p и плотности ρ получаются соответственно из геострофических и гидростатического соотношений. Следовательно, градиент плотности $G=\partial\rho/\partial z$ выражается через $\rho_0 f U_0 r_0/gD^2$, где f — удвоенная угловая скорость суточного вращения Земли; ρ_0 — характерное значение плотности воды. Характерное время определяется выражением r_0/U_0. Величина d/dt в уравнении (6) — материальная (полная) производная. Масштабные множители для T и S не используются. Величина C определяется из процедуры конвективного приспособления для устранения статической неустойчивости с учетом консервативности T и S. Уравнение состояния для размерной плотности ρ_* имеет вид

$$\rho_* = 1000 + 0,7968\,S - 0,0559\,T - 0,0063\,T^2 + 3,7315\cdot 10^{-5}\,T^3. \tag{7}$$

Условие отсутствия нормального потока требуется на всех границах. На границах материков также принимаются равными нулю

нормальные составляющие потоков теплоты и солей. Океан подвергается воздействию напряжения трения ветра τ на поверхности. Потоки T и S у дна полагаются равными нулю, а на поверхности определяются взаимодействием с атмосферой. Поверхностный температурный поток F_T связан с поверхностным тепловым потоком Q_θ соотношением $Q_\theta = \rho_0 C_{p_0} F_T$, где C_{p_0} — удельная теплоемкость морской воды.

Уравнения дискретизируются на сетке Аракавы [3] с использованием простых центральных разностей по пространству для диффузии и схемой с весами вверх по потоку для адвекции. Простые явные конечные разности по времени обеспечивают требуемую точность, и хотя шаг по времени численно ограничен, являются более эффективными, чем центральные разности по времени с большим шагом по времени. Неявный алгоритм [4] также может быть использован в программе, но для стандартных параметров он менее эффективен. На каждом шаге по времени поле скоростей определяется диагностически из поля плотностей.

Вертикальные уровни модели равномерно распределены в логарифмических координатах $\varsigma = \log(1 - z + 0{,}1)$ так, что верхние слои тоньше, чем нижние. Горизонтальная сетка является равномерной в (φ, s) координатах (долгота и синус широты), определяя при этом ячейки одинаковой площади в пространстве. В настоящей модели используется 8 вертикальных уровней для плотности. Максимальная глубина принимается равной 5 км.

Модель атмосферы. Для описания процессов, протекающих в атмосфере, используются энерго- и влагобалансовая модель или модель общей циркуляции атмосферы. Для первой из них прогностическими переменными являются температура воздуха T_a и удельная влажность q_a на подстилающей поверхности. В модели решается вертикально проинтегрированное уравнение для T_a, определяющее баланс приходящего и уходящего радиационных потоков, явных (турбулентных) обменов потоками теплоты с подстилающей поверхностью, высвобождения скрытой теплоты из-за осадков и простой однослойной параметризации горизонтальных процессов переноса. Источники в уравнении переноса для удельной влажности q_a определяются осадками, испарением и сублимацией с подстилающей поверхности. Уравнения для баланса теплоты и влаги атмосферы (на единицу площади) имеют следующий вид:

$$\rho_a h_t C_{pa} \left(\frac{\partial T_a}{\partial t} + \beta_T \nabla \left(u T_a \right) - \nabla \left(v \nabla T_a \right) \right) = Q_{ta}; \qquad (8)$$

$$\rho_a h_q \left(\frac{\partial q_a}{\partial t} + \beta_q \nabla \left(u q_a \right) - \nabla \left(\kappa \nabla q_a \right) \right) = \rho_0 \left(E - P \right), \qquad (9)$$

где ρ_a и ρ_0 — плотности воздуха и воды; h_t и h_q — толщины атмосферных пограничных слоев для температуры (8,4 км) и влажности (1,8 км) соответственно; C_{pa} — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; v и κ — коэффициенты турбулентной диффузии для температуры и влажности соответственно; Q_{ta} — суммарный поток теплоты в атмосферу; E — скорость испарения или сублимации; P — теплоемкость воздуха при постоянном давлении. Параметры β_T и β_q являются масштабными множителями для оценки вклада адвективного переноса. Они могут быть необходимы вследствие однослойного представления атмосферы, особенно если при счете используются данные о поверхностных скоростях вместо вертикально осредненных данных. В статье [5] $\beta_T = 0$ и $\beta_q = 0{,}4$ или $\beta_q = 0$.

Полный поток теплоты в атмосферу Q_{ta} можно найти из соотношения

$$Q_{ta} = Q_{SW} C_A + Q_{LW} - Q_{PLW} + Q_{SH} + Q_{LH}, \qquad (10)$$

где Q_{SW} — приходящая коротковолновая солнечная радиация, задаваемая соотношением

$$Q_{SW} = S_c I \left(\theta \right) \left(1 - \alpha \right); \qquad (11)$$

C_A — коэффициент поглощения, параметризующий поглощение солнечной радиации водяным паром, пылью, озоном, облаками и т.д., $C_A = 0{,}3$ над океаном (т. е. океан поглощает 70 % инсоляции) и $C_A = 1{,}0$ над сушей; S_c — солнечная постоянная; I — множитель, отвечающий за широтное распределение солнечной радиации; α — планетарное альбедо, которое над океаном и сушей определяется косинусом широты в соответствии с данными наблюдений. Суммарный поверхностный поток Q_{LW} длинноволновой радиации в атмосферу является разностью между длинноволновыми излучениями подстилающей поверхности и атмосферы:

$$Q_{LW} = \varepsilon_s \sigma T_s^4 - \varepsilon_a \sigma T_a^4, \qquad (12)$$

где ε_s, ε_a — коэффициенты излучательной способности поверхности и атмосферы; T_s — температура подстилающей поверхности (над сушей предполагается, что $T_s = T_a$); σ — постоянная Стефана — Больцмана. Уходящая планетарная длинноволновая радиация Q_{PLW}

должна учитывать парниковый эффект из-за наличия атмосферного водяного пара.

В связи с отсутствием в модели схем для описания облачности и радиации используется полиномиальная функция [5, 6], кубическая по температуре T_a и квадратичная по относительной влажности $r = q_a / q_s$, где q_s — удельная влажность насыщения. Также учитывается член, отвечающий за нагревание атмосферы из-за увеличения концентрации C углекислого газа по отношению к значению исходной концентрации C_0:

$$Q_{PLW} = \sum_{i=0}^{2} \sum_{j=0}^{3} c_{ij} r^i T_A^j - \Delta F_2 \ln \frac{C}{C_0}, \tag{13}$$

где $\Delta F_2 = 4/\ln 2$ — показатель радиационного воздействия при удвоении концентрации углекислого газа.

Явный поток теплоты Q_{SH} параметризует вертикальньный турбулентный обмен с подстилающей поверхностью и задается соотношением

$$Q_{SH} = \rho_a C_H C_{pa} U \left(T_s - T_a \right), \tag{14}$$

где U — скорость ветра у поверхности (получена из напряжения трения ветра). Число Стэнтона C_H, характеризующее интенсивность диссипации энергии в потоке жидкости или газа, задается соотношением

$$C_H = 0,9 C_E, \tag{15}$$

где C_E — число Дальтона,

$$C_E = \max\left[6 \times 10^{-5}, \min\left(2,19 \cdot 10^{-3}, 10^{-3} \left(1,0022 - 0,0822 \left(T_a - T_s \right) + 0,0266 U \right) \right) \right]. \tag{16}$$

Латентное выделение теплоты Q_{LH} при выпадении осадков

$$Q_{LH} = \rho_0 L_v P, \tag{17}$$

где L_v — латентная теплота парообразования. Осадки P вычисляются в предположении, что вся избыточная влага мгновенно удаляется сразу за один шаг по времени, когда относительная влажность r превышает пороговое значение $r_{\max}$. Скорость испарения или сублимации E составляет

$$E = \frac{\rho_a C_E U}{\rho_0} \left(q_s - q_a \right), \tag{18}$$

где q_s — удельная влажность насыщения,

$$q_s = q_0 \exp\left(\frac{d_s T_s}{T_s + e_s}\right), \quad s = a, o, i. \tag{19}$$

При значении индекса $s = a$ используется температура атмосферы для расчета выпадения осадков P. Индекс $s = o$ относится к температуре океана, необходимой для расчета испарения с поверхности океана, а $s = i$ определяет температуру поверхности льда, требуемую для подсчета сублимации морского льда.

Температура на поверхности принимается равной температуре атмосферы T_a, и испарение приравнивается нулю; таким образом, источники атмосферной теплоты упрощаются, так как $Q_{LW} = Q_{SH} = Q_{LH} = 0$. Осадки над поверхностью земли прибавляются к стоку в океан в соответствующих ячейках.

Модель морского льда. В модели эволюции морского льда часть океанической поверхности, покрытой морским льдом в любой заданной ячейке (сплоченность льда), обозначается через A. Динамические уравнения решаются для A и для средней толщины льда H. Заметим, что H представляет собой усредненную толщину льда в ячейке с учетом как открытой поверхности океана, так и покрытой льдом. Среднее значение толщины льда на покрытой льдом части площади ячейки определяется выражением H/A. Для температуры поверхности льда T_i решается диагностическое уравнение.

Рост и таяние льда в модели зависят только от разности между потоком теплоты из атмосферы в морской лед и потоком теплоты из льда в океан [7]. Так как A — это часть ячейки, покрытая льдом, то поток любой субстанции F между атмосферой и океаном (или морским льдом) определяется взвешенной суммой составляющих потоков F_i и F_o над открытой и покрытой льдом частями [8]:

$$F = A F_i + (1 - A) F_o. \tag{20}$$

Потоки теплоты из атмосферы в океан и область океана, покрытую льдом, составляют соответственно

$$Q_{to} = (1 - C_A) Q_{SW} - Q_{LWo} - Q_{SHo} - \rho_o L_v E; \tag{21}$$

$$Q_{ti} = (1 - C_A) Q_{SW} - Q_{LWi} - Q_{SHi} - \rho_o L_s E. \tag{22}$$

Члены в правых частях этих уравнений определены соотношениями (11) − (19) с параметрами для океана в (21) и для льда в (22). Потери теплоты из-за испарения или сублимации заменяют приток теплоты от выпадения осадков. В уравнении (22) L_s является скрытой теплотой сублимации.

Скорость роста G_i морского льда в части океана, покрытой льдом, определяется из разности тепловых потоков в морской лед и обратно минус латентные тепловые потери из-за сублимации [9]. Образование снега не рассматривается в модели, все осадки над океаном или морским льдом добавляются непосредственно в поверхностный слой океана. Исходя из сказанного можем подсчитать суммарную скорость роста G и скорость изменения средней толщины льда, подверженного также влиянию адвекции поверхностными течениями океана и диффузии, которые имеют место при детальном представлении подсеточных процессов реологии и адвекции морского льда:

$$\frac{dH}{dt} + \kappa_{hi}\nabla_h^2 H = AG_i + (1-A)G_o = G, \qquad (23)$$

где κ_{hi} — эффективный коэффициент горизонтальной диффузии.

Скорость изменения доли A площади ячейки океана, покрытой льдом, равна

$$\frac{dA}{dt} + \kappa_{hi}\nabla_h^2 A = \max\left(0, (1-A)\frac{G_o}{H_o}\right) + \min\left(0, AG_i\frac{A}{2H}\right). \qquad (24)$$

Первый член в правой части уравнения описывает возможный рост льда на открытых поверхностях океана. Влияние этого члена заключается в том, что если G_o положительно, то доля поверхности без льда убывает экспоненциально со скоростью G_o/H_o, где H_o — минимально допустимая толщина льда. Второй член уравнения описывает возможное таяние льда и отвечает за скорость, с которой площадь A будет уменьшаться, если весь лед будет равномерно распределен по толщине от 0 до $2H/A$ в части ячейки A, покрытой льдом.

Итак, на каждом шаге необходимо убедиться, что вычисленная толщина льда положительна. Практически игнорируется присутствие тонкого льда и считается $H = 0$ всюду, где $H < H_o$. Это означает, что потоки теплоты и пресной воды должны быть модифицированы согласно новому состоянию ледового покрова. Для положительных или отрицательных значений H, если H становится равным нулю, соответствующее количество теплоты ($-H\rho_i L_f$) добавляется в океан, при этом соответствующее добавленное количество пресной воды определяется выражением $-H\rho_i/\rho_0$. Кроме того, необходимо следить, чтобы численные ошибки аппроксимации не приводили к нефизичным значениям A (т. е. $A < 0$ или $A > 1$).

Взаимодействие блоков и численная реализация модели. Все блоки климатической модели связаны между собой обменами импульсом, теплотой и водой. Обмен импульсом состоит только в ис-

пользовании скорости верхнего слоя океана для адвекции морского льда. Всеми другими обменами импульсом пренебрегают.

Потоки теплоты между «смежными» блоками могут быть модифицированы фазовыми переходами на границах (испарением, таянием и т. д.). Потоки из одного блока в другой могут отличаться на величину, определяемую латентными тепловыми эффектами. При этом материковые стоки воды R добавляются в океанические ячейки на каждом шаге по времени.

Полный обмен потоками теплоты и воды над океаном определяется соотношением (20) и зависит от сплоченности A морского льда. Модель морского льда является связующим звеном всех трех компонент как в теории, так и в программной реализации.

Поток теплоты в атмосферу задается соотношением $Q_{ta} = AQ_{ia} + (1-A)Q_{oa}$, где Q_{ia} и Q_{oa} определяются из уравнения (10), в котором член Q_{SW} отвечает за распределение падающей солнечной радиации между атмосферой и подстилающей поверхностью, т. е. связывает атмосферу и морской лед посредством зависимости альбедо морского льда от температуры воздуха. Заметим, что выпадение осадков, испарение и сублимация являются причиной нетривиальной сшивки блоков модели из-за пресноводных потоков, а не из-за тепловых, потому что соответствующие тепловые источники и стоки в каждой из компонент зависят только от ее внутренних переменных. Из условий сохранения энергии члены Q_{LW} и Q_{SH} из (22) и (21) должны быть противоположных знаков в уравнениях для потоков теплоты из атмосферы в морской лед и океан. Суммарный поток распределяется между морским льдом и открытыми частями океана.

Поток пресной воды в атмосферу (9) равен $E-P$ с учетом испарения с поверхности земли и сублимации морского льда. Считаем, что осадки выпадают непосредственно в океан, без учета присутствия льда, а испарившаяся или сублимированная вода удаляется из океана или льда соответственно. В формулировке модели океана в приближении «твердой крышки», используемой здесь, модель представляет океан как неисчерпаемый источник пресной воды для морского льда и атмосферы. Пресная вода в них сохраняется, но конвертируется в соленость на поверхности океана. В модели океана соленость является консервативной переменной вследствие использования постоянного множителя перехода S_0 от количества пресной воды к солености.

Для расчета одного шага по времени для океана, морского льда и поверхностных потоков требуется несколько шагов по времени для атмосферы. Для атмосферы шаг примерно равен одним суткам, а для океана — нескольким суткам. Как отмечено ранее, расчеты для морского льда и поверхностных потоков тесно связаны между собой и играют роль связующего звена. Все потоки между компонентами вы-

числяются в одни и те же моменты времени для гарантии консервативности, но их значения берутся из предыдущего шага по времени, чтобы избежать сложностей неявной схемы. Диагностическая поверхностная температура морского льда удовлетворяет неявному уравнению. Дальнейшее усложнение состоит в том, что определенные ограничения на толщину льда и его площадь могут быть оценены после обновления характеристик морского льда, так как зависят от потока пресной воды в океан. По этой причине обновление характеристик морского льда происходит после определения других потоков.

Прогностические уравнения модели (6), (8), (9), (23) и (24) решаются методом центральных разностей 2-го порядка по пространству и простыми разностями вперед по времени. Как альтернативный метод, (6), (8) и (9) могут быть решены неявной схемой по времени, что в принципе создает возможность использования больших шагов по времени. Неявная схема включает в себя неявный шаг-предиктор с переменным числом итераций [3], за которым следует шаг-корректор. Обычно используют 4 итерации. Большее количество итераций увеличивает точность, но может повлиять на устойчивость системы. Неявная схема является существенно ограниченной для океана и не имеет ни-каких преимуществ перед более простым явным методом. Для атмосферных уравнений она приводит к значительному повышению эффективности модели.

В модели использована равномерная по долготе и синусу широты конечно-разностная сетка 36×36 ячеек (рис. 1). Разрешение модели по долготе составляет 10°, по широте изменяется от ~3° у экватора до ~20° у полюсов. Глубина океана представлена в виде восьмиуровневой логарифмической шкалы до 5000 м.

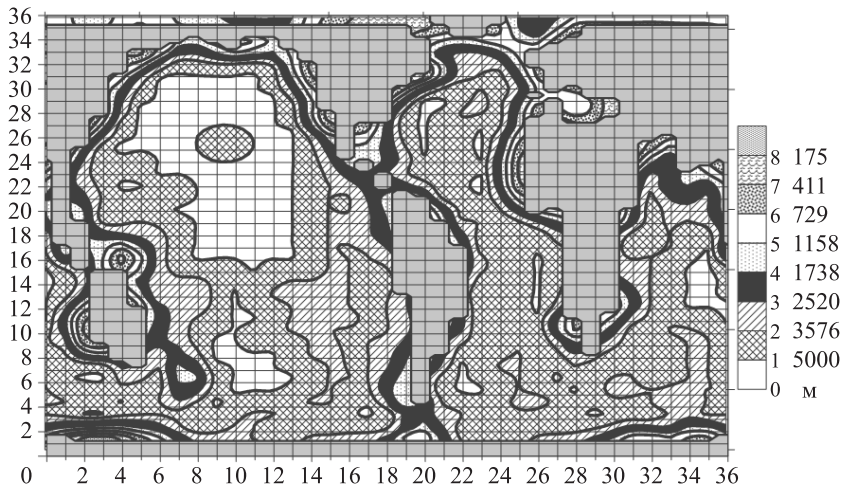


Рис 1. Расчетная сетка и восьмиуровневая шкала глубин (серым выделена суша)

Численные эксперименты показывают, что модель выходит на равновесие за период около 2000 лет. Начальное состояние системы характеризуется постоянными температурами океана, атмосферы и нулевыми скоростями течений океана.

Для того чтобы исследовать чувствительность термохалинной циркуляции и северо-атлантического океанского переноса теплоты к коэффициентам диффузии κ_v и κ_h и неявному переносу пресных вод из Атлантического океана в Тихий, проведены серии экспериментов. Наиболее близкие к данным наблюдений результаты получены при следующих значениях параметров: $\kappa_v = 1,0 \cdot 10^{-4}$ м$^{-2}$ · с$^{-1}$, $\kappa_h = 2000$ м$^{-2}$·с$^{-1}$, $F_W^{AP} = 0,24$ Св (1 Св (Свердруп) = 10^{-6} м^3/с).

На рис. 2−7 представлены некоторые результаты расчетов. Они показывают достаточно хорошее воспроизведение основных характеристик глобальной климатической системы.

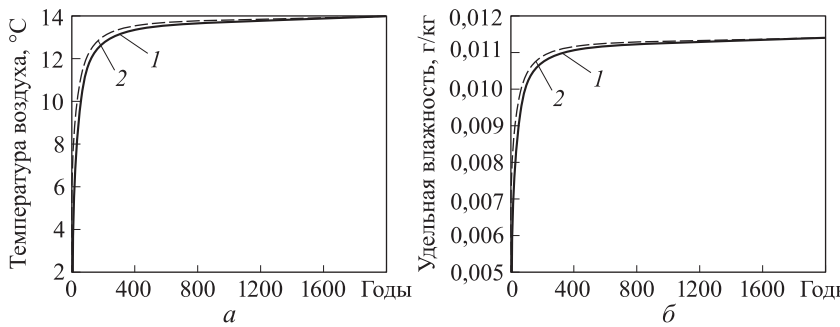


Рис. 2. Приближение средней глобальной температуры атмосферы (*а*) и средней удельной влажности (*б*) к стационарным значениям:
1 — среднегодовой режим; *2* — режим с сезонным ходом инсоляции

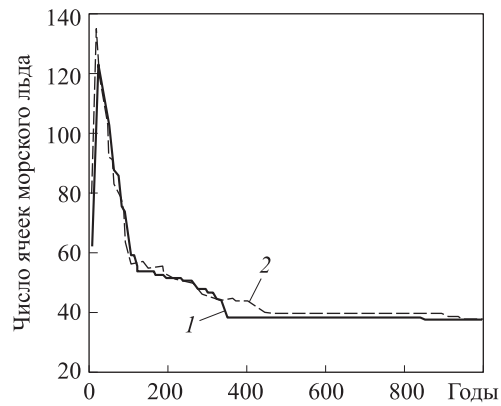


Рис. 3. Приближение значений площади морского льда к стационарным:
1 — среднегодовой режим;
2 — режим с сезонной инсоляцией

На рис. 2, *а* показан выход средней глобальной температуры атмосферы, на рис. 2, *б* — выход средней удельной влажности на современные значения этих величин, т. е. температуру около 14,3 °С и удельную влажность около 11,3 г/кг. Как видно, эти глобальные характеристики при расчете в среднегодовом режиме и с учетом сезонного хода практически не различаются. То же относится и к площади морского льда (рис. 3), которая стабилизируется приблизительно через 1000 расчетных лет. Однако средняя толщина морского льда для этих двух вариантов расчета значительно различается .

На рис. 4 и 5 показано распределение некоторых основных характеристик климата для зимних и летних условий.

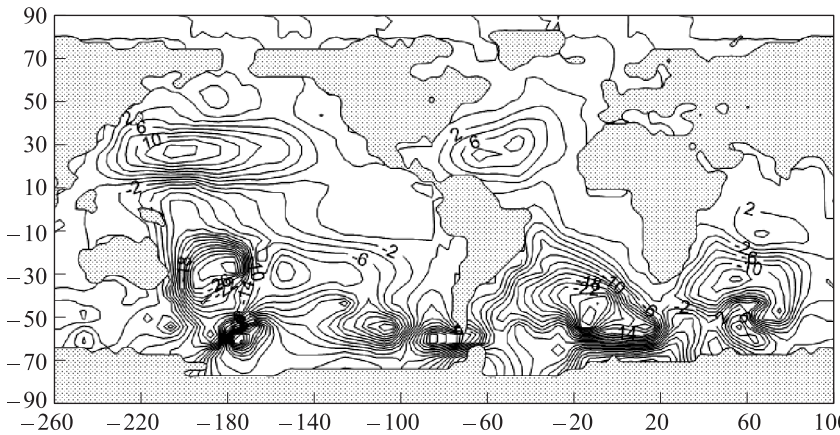


Рис. 4. Поток теплоты в атмосферу для января

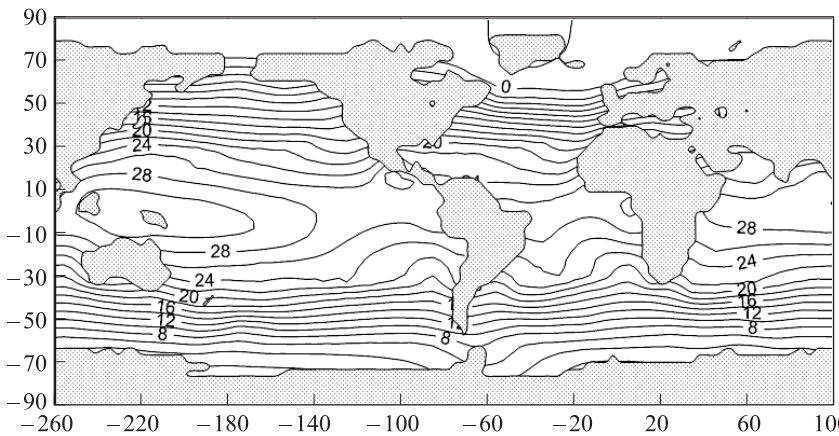


Рис. 5. Температура, °С, верхнего слоя океана толщиной 175 м для июля

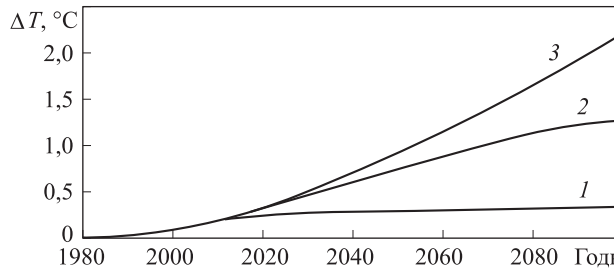


Рис. 6. Временной ход средней годовой аномалии температуры атмосферы, °C, в XXI в. по отношению к базовому периоду (1980−1999) с учетом неизменных условий (*1*), сценариев B1 (*2*) и A2 (*3*)

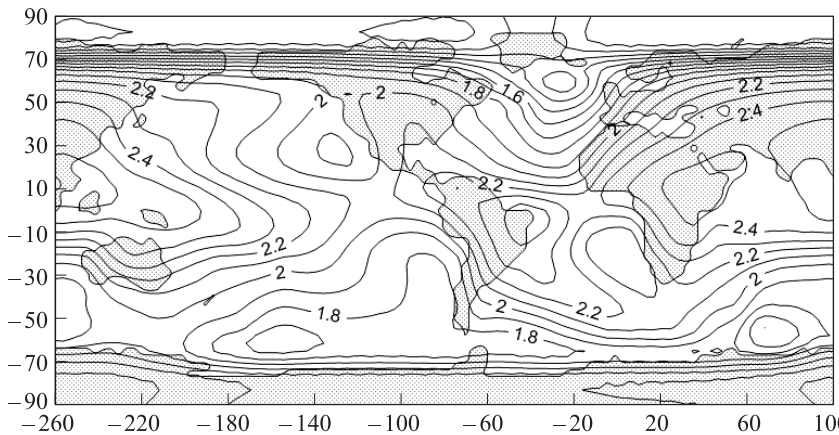


Рис. 7. Изменение температуры атмосферы в конце XXI в. при увеличении концентрации CO_2 согласно сценарию A2 (лето)

Межправительственная группа экспертов по изменению климата (МГЭИК) разработала долгосрочные сценарии эмиссии парниковых газов и аэрозоля в атмосферу в XXI в., которые опубликованы в Специальном докладе о сценариях выбросов (СДСВ) [10]. По сценарию A2 развитие мира проходит при постоянном росте общей численности населения в мире. Экономическое развитие имеет региональную направленность, а экономический рост в расчете на душу населения и технологические изменения происходят медленнее по сравнению с другими сценариями. В результате такого развития ожидается значительное увеличение концентрации основных парниковых газов в атмосфере. К 2100 г. концентрации основных парниковых газов в атмосфере увеличатся по сравнению с 1990 г.: CO_2 — в 2,42 раза, CH_4 — в 2,19 и N_2O — в 1,45 раза. Сценарий B1 содержит описание мира с глобальным населением, которое достигает максимальной численности к середине XXI в., а затем уменьшается, но при быстрых изменениях в экономических структурах с уменьшением материаль-

ной интенсивности и внедрением экологически чистых и ресурсосберегающих технологий. К 2100 г. концентрация CO_2 и N_2O в атмосфере увеличится по сравнению с 1990 г. соответственно в 1,53 и 1,22 раза, а концентрация CH_4 уменьшится на 6 %.

Рассчитанное по описанной модели изменение средней глобальной температуры атмосферы в конце XXI в. для сценария A2 составляет +2,2 ^oC, для сценария B1 +1,4 ^oC, при неизменной концентрации +0,35 ^oC (см. рис. 6). Глобальное распределение изменения температуры при увеличении концентрации CO_2 для июля согласно сценарию A2 показано на рис. 7.

Заключение. Представленная модель климата, включающая блоки океана, атмосферы и морского льда, взаимодействующие между собой, определяет основные характеристики элементов климатической системы. Система уравнений модели океана рассматривается в геострофическом приближении с учетом фрикционного члена в уравнениях импульса по горизонтали. Значения температуры и солености удовлетворяют адвекционно-диффузионным уравнениям, что позволяет описать термохалинную циркуляцию океана. Такая постановка обеспечивает возможность проведения расчетов на тысячи лет для стабилизации характеристик глубоких слоев океана при разумных затратах вычислительных ресурсов. Начальное состояние системы характеризуется постоянными температурами океана, атмосферы и нулевыми скоростями течений океана. Численные эксперименты показывают, что модель выходит на равновесие за период около 2000 лет. Площадь морского льда и его средняя толщина стабилизируются приблизительно через 1000 расчетных лет. Результаты расчетов показывают достаточно хорошее воспроизведение основных характеристик глобальной климатической системы. Так, средние глобальные температуры атмосферы и удельная влажность имеют выход на современные значения этих величин, т. е. температуру около 14,3 ^oC и удельную влажность около 11,3 г/кг. Рассчитанные по описанной модели изменения средней глобальной температуры атмосферы в конце XXI в. для различных сценариев увеличения концентрации CO_2 согласуются с результатами исследований других авторов [10].

Работа выполнена при поддержке Программы Президиума РАН № 15, проектов РФФИ № 14-01-00308, № 14-07-00037.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Кочергин В.П. *Теория и методы расчета океанических течений*. Москва, Наука, 1978, 128 с.

[2] Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. *SOC*, 2002, no. 83, 54 p.

[3] Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. In Methods in Computational Physics. *Academic Press*, 1977, vol. 17, pp. 174−207.

[4] Shepherd J.G. Overcoming the CFL time-step limitation: a stable iterative implicit numerical scheme for slowly evolving advection-diffusion systems. *Ocean Modelling*, 2002, vol. 4, pp.17−28.

[5] Weaver A.J., Eby M., Wiebe E.C., Bitz C.M., Duffy P.B., Ewen T.L., Fanning A.F., Holland M.M., MacFadyen A., Matthews H.D., Meissner K.J., Saenko O., Schmittner A., Wang H., Yoshimori M. The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmos-Ocean*, 2001, vol. 39, pp. 361−428.

[6] Thompson S.L., Warren S.G. Parametrization of outgoing infared radiation derived from detailed radiative calculations. *J. Atmos. Sci*., 1982, vol. 39, pp. 2667−2680.

[7] Holland D.M., Mysak L.A., Manak D.K., Oberhuber J. M. Sensitivity study of a dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Geophys. Res*., 1993, vol. 98, pp. 2561−2586.

[8] Millero F. J. Annex 6, freezing point of seawater. *Unesco Tech. Papers in the Marine Sciences*, 1978, vol. 28, pp. 29−35.

[9] McPhee M.G. Turbulent heat flux in the upper ocean sea ice. *J. Geophys. Res*., 1992, vol. 97, pp. 5365−5379.

[10] Nakic′enovic′ N. *IPCC Special Report on Emission Scenarios*. United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 2000.

Статья поступила в редакцию 30.10.2014

Ссылку на эту статью просим оформлять следующим образом:

Пархоменко В.П. Глобальная модель климата с описанием термохалинной циркуляции Мирового океана. *Математическое моделирование и численные методы*, 2015, № 1, с. 94–108.

Пархоменко Валерий Павлович окончил физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова в 1974 г. Канд. физ.-мат. наук, заведующий сектором моделирования климатических и биосферных процессов Вычислительного центра РАН, доцент МГТУ им. Н.Э. Баумана. Имеет более 90 научных публикаций. Научные исследования посвящены нестационарной газовой динамике, численным методам динамики сплошных сред, проблемам математического моделирования климата.
e-mail: parhom@ccas.ru

Global climate model including description of thermohaline circulation of the World Ocean

© V.P. Parkhomenko

Computing Centre of RAS, Moscow, 119333, Russia

The article considers a model of the climate, including interacting blocks of the ocean, atmosphere and sea ice. The model describes the deep thermohaline circulation of the oceans and the main characteristics of the other elements of the climate system. The paper presents model operating in the mode of the seasonal variations of solar radiation. The changes in atmospheric temperature in XXI century for different scenarios of CO_2 concentration variations are calculated.

Key words: *climate model, thermohaline circulation, solar radiation.*

REFERENCES

[1] Kochergin V.P. *Teoriya i metody rascheta okeanicheskikh techeniy* [Theory and Methods of Ocean Currents Calculation]. Moscow, Nauka Publ., 1978, 128 p.

[2] Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. *SOC*, 2002, no. 83, 54 p.

[3] Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the ucla general circulation model. In: *Methods in Computational Physics*. Academic Press, 1977, vol. 17, pp. 174−207.

[4] Shepherd J.G. Overcoming the CFL time-step limitation: a stable iterative implicit numerical scheme for slowly evolving advection-diffusion systems. *Ocean Modelling*, 2002, vol. 4, pp.17−28.

[5] Weaver A.J., Eby M., Wiebe E.C., Bitz C.M., Duffy P.B., Ewen T.L., Fanning A.F., Holland M.M., MacFadyen A., Matthews H.D., Meissner K.J., Saenko O., Schmittner A., Wang H., Yoshimori M. The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. *Atmos-Ocean*, 2001, vol. 39, pp. 361−428.

[6] Thompson S.L., Warren S.G. Parametrization of outgoing infared radiation derived from detailed radiative calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences,* 1982, vol. 39, pp. 2667−2680.

[7] Holland D.M., Mysak L.A., Manak D.K., Oberhuber J. M. Sensitivity study of a dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Geophys. Res*., 1993, vol. 98, pp. 2561−2586.

[8] Millero F. J. 1978: Annex 6, Freezing Point of Seawater. *Unesco Tech. Papers in the Marine Sciences*, , vol. 28, pp. 29−35.

[9] McPhee M.G. Turbulent heat flux in the upper ocean sea ice. *J. Geophys. Res*., 1992, vol. 97, pp. 5365−5379.

[10] Nakic′enovic′ N. et al. *IPCC Special Report on Emission Scenarios*. United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 2000.

Parkhomenko V.P. (b.1951) graduated from Lomonosov Moscow State University in 1974. Ph.D. (Phys. & Math.), Head of the section of Climate and Biosphere Process Modeling at Computing Centre of RAS, associate professor at the Department of Computational Mathematics and Mathematical Physics at Bauman Moscow State Technical University. The author of more than 90 publications in the field of gas dynamics, fluid dynamics numerical methods, climate modeling. e-mail: parhom@ccas.ru.