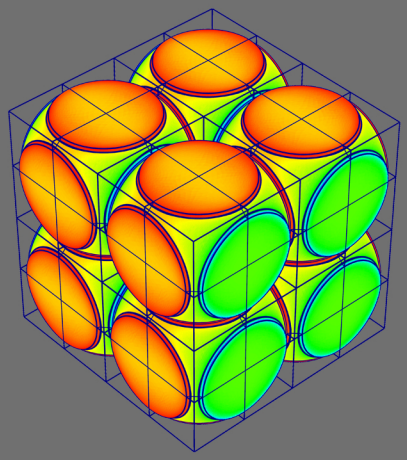
ISSN 2309-3684



Математическое моделирование и численные методы

Пархоменко В.П. Организация численных экспериментов на совместной глобальной модели атмосферы и океана. Математическое моделирование и численные методы, 2022, № 4, с. 31–4

Источник: https://mmcm.bmstu.ru/articles/292/

Параметры загрузки:
IP: 216.73.217.36
06.11.2026 22:15:32

УДК 551.5; 519.6 DOI: 10.18698/2309-3684-2022-4-3147

Организация численных экспериментов на совместной глобальной модели атмосферы и океана

© В.П. Пархоменко[1,2]

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

Представлена трехмерная гидродинамическая модель глобального климата, включающая блок общей циркуляции атмосферы, блок океана в геострофическом приближении с фрикционным членом в уравнениях горизонтального импульса с реальным распределением глубин и материков, блок эволюции морского льда. Приведены расчеты возможного изменения климата до 2100 года на основе нескольких сценариев роста CO_2. Установлено существенное уменьшение меридионального переноса воды в Атлантике при реализации жесткого сценария роста CO2. Проведены численные эксперименты по выявлению потенциального гистерезиса, связанного с ослаблением, вплоть до блокировки (при некоторых условиях) Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции.

Ключевые слова: *глобальная климатическая модель, термохалинная циркуляция, численные эксперименты, изменение климата*

Введение. При изучении долговременных изменений климата необходимо рассматривать всю атмосферу, мировой океан с учетом морского льда и деятельный слой суши (почва и растительность) как взаимосвязанные части единой системы, называемой климатической системой [1]. Она имеет глобальный характер с существенно отличающимися временными и пространственными характеристиками. Математическое моделирование является мощным инструментом для изучения климатической системы и возможных изменений климата [2]. Современное моделирование осуществляется с помощью специальных программных средств, в том числе отечественных, например, для решения задач нестационарной газодинамики многокомпонентного газа различными численными методами [3–5].

В настоящей статье рассматривается глобальная трехмерная гидродинамическая модель климата, объединяющая модель общей циркуляции атмосферы (ОЦА), модель крупномасштабной циркуляции океана и модель эволюции морского льда. Ранее модель мирового океана применялась с достаточно сильно агрегированной энерго-влаго-балансовой моделью атмосферы, определяющей характеристики приземного слоя [6]. Модель ОЦА значительно сложнее и позволяет более детально описывать процессы в атмосфере. Функционирование совместной климатической модели рассматривается в режиме сезонного хода солнечной радиации.

Представлена процедура реализации совместных расчетов

модели океана и модели ОЦА. Это требует обеспечить синхронизацию ряда параметров и процедур в обеих моделях. В связи с этим используется процедура двумерной интерполяции данных, заданных на расчетной сетке модели океана и данных модели атмосферы и наоборот. Особенностью этой процедуры является различие конфигураций континентов в моделях. В статье представлены результаты численных экспериментов с объединенной моделью по воспроизведению современного климата и его чувствительности к увеличению концентрации углекислого газа для двух сценариев.

Проведены также численные эксперименты по выявлению возможного бистабильного режима меридиональной термохалинной циркуляции при дополнительном притоке пресной воды в средних широтах Атлантического океана в результате таяния континентальных льдов Гренландии.

Модель мирового океана. Основные уравнения крупномасштабных течений в океане обычно даются в приближении Буссинеска (постоянства плотности воды в горизонтальных уравнениях импульса и неразрывности, учета силы Кориолиса, наличия вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости) [7]. Уравнение для вертикальной компоненты импульса записывается в гидростатическом приближении. Уравнения дополняются уравнениями транспорта и турбулентной диффузии тепла и солей, а также уравнением состояния для плотности воды, зависящей от температуры и солености. На границе с атмосферой предполагается учет влияния ветра, обмен теплом и влагой в воздухе.

Для стационарной ситуации при наличии придонного трения (фрикционного члена), пропорционального осредненному по глубине океана потоку и постоянного воздействия ветра, осредненные по глубине основные уравнения объясняют эффект западного усиления течений в океане. Они также учитывают влияние на течения переменной глубины океана и воздействия ветра [7]. Это указывает на то, что некоторое их обобщение и дальнейшее рассмотрение в качестве горизонтальных уравнений импульса может быть использовано для описания крупномасштабной термохалинной циркуляции мирового океана [8, 9].

Принимая во внимание эти замечания, система уравнений модели океана рассматривается в геострофическом приближении с фрикционным членом в уравнениях для компонент импульса по горизонтали [6, 10, 11]. Значения температуры T и солености S описываются адвекционно-диффузионным уравнениями, что позволяет описать крупномасштабную термохалинную циркуляцию океана. Приближенным образом учитываются также конвективные процессы [10].

Таким образом, система основных уравнений, для наглядности

записанных в локальных декартовых координатах (x, y, z), где x, y — горизонтальные координаты и z — высота, направленная вверх, имеет следующий вид:

- уравнения импульса по горизонтали

$$-lv + \lambda u = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_x}{\partial z}, \quad lu + \lambda v = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial \tau_y}{\partial z};$$

- уравнение неразрывности

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} = 0;$$

- уравнение гидростатики

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

- уравнение состояния морской воды

$$\rho = \rho(S, T);$$

- уравнение переноса и диффузии субстанции X (температуры и солености)

$$\frac{d}{dt}X = k_h \nabla^2 X + \frac{\partial}{\partial z}(k_v \frac{\partial X}{\partial z}) + C,$$

где u, v, w — компоненты вектора скорости течений; λ — переменный в пространстве фрикционный член, увеличивающийся к материкам и экватору; T, S, p — температура, соленость, давление соответственно; τ_x, τ_y — компоненты напряжения трения ветра; ρ — плотность воды; l — параметр Кориолиса; g — ускорение свободного падения; k_v, k_h — коэффициенты турбулентной диффузии температуры и солености по вертикали и горизонтали соответственно; C — источники субстанции X.

Уравнение состояния для плотности морской воды имеет вид:

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

Условие отсутствия нормального потока задается на всех границах. На границах с сушей принимаются равными нулю нормальные компоненты потоков тепла и солей. На поверхности океан подвергается воздействию напряжения трения ветра. Потоки T и S у дна принимаются равными нулю, а на поверхности определяются взаимодействием с атмосферой.

Для численного решения уравнения рассматриваются на конечно-

разностной горизонтальной сетке Аракавы [6, 10] с использованием центральных разностей по пространству для диффузионных членов и схемой с весами вверх по потоку для адвективных членов. Явные конечные разности по времени обеспечивают требуемую точность. Также в программе можно использовать неявный алгоритм [8]. На всех шагах по времени поле скоростей вычисляется диагностически из поля плотностей, и затем методом релаксации согласуется со значением скорости на предыдущем шаге.

Вертикальные расчетные уровни модели в логарифмических координатах распределены равномерно, так что верхние слои тоньше, чем нижние. По горизонтали применяется равномерная в координатах долгота и синус широты конечно–разностная сетка, определяющая при этом ячейки одинаковой площади.

В представленной реализации модели используется восемь вертикальных слоев для расчета характеристик океана в растянутой логарифмической шкале. Предполагается, что максимальная глубина океана составляет 5000 м.

В термодинамической модели [6, 10] морского льда уравнения, описывающие его эволюцию, рассматриваются для сплоченности льда (доли площади льда в ячейке) и для средней толщины льда в ячейке. Образование и таяние льда в модели определяются разностью между атмосферным потоком тепла в морской лед и тепловым потоком изо льда в океан. Для определения температуры поверхности льда решается диагностическое уравнение, не содержащее производной по времени.

Таким образом, скорость изменения средней толщины льда H, на которую также влияют поверхностные океанские течения и турбулентная диффузия, определяется уравнением:

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

где κ_{hi} — эффективный коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии. Скорость роста G_i толщины морского льда в части океана, уже покрытой льдом, вычисляется из разности тепловых потоков в морской лед и обратно, с учетом скрытых тепловых потерь из-за сублимации. Формирование снега в модели явно не учитывается, предполагается, что все осадки над океаном или морским льдом попадают непосредственно в верхний слой океана. В части расчетной ячейки океана, свободной ото льда, охлаждение приводит к росту льда в открытой области ячейки и скорость роста льда в открытой области ячейки определяется G_o.

Скорость изменения сплоченности льда A, то есть доли площади ячейки океана, покрытой льдом, описывается уравнением:

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

Первый член в правой части этого уравнения определяет потенциальный рост льда на свободных поверхностях океана. Роль этого члена заключается в том, что если G_o положительно, то доля поверхности без льда убывает экспоненциально со скоростью $\frac{G_o}{H_o}$, где H_o — минимально допустимая толщина льда (задается в модели). Второй член в правой части уравнения определяет возможное таяние льда и соответствует скорости, с которой величина A будет уменьшаться, если весь лед будет однородным по толщине от 0 до $2H/A$ в части ячейки A, покрытой льдом.

Все компоненты модели связаны между собой потоками импульса, тепла и влаги. Используются реальная конфигурация континентов и распределение глубин мирового океана [6, 11]. Уравнения в сферической системе координат решаются численным конечно-разностным методом. Глубина океана представлена в виде восьми-уровневой логарифмической шкалы до 5000 м.

Упрощенные по сравнению с полной постановкой диагностические уравнения импульса по горизонтали позволяют проводить вычисления с большими шагами по времени и на длительные периоды (до нескольких тысячелетий).

При моделировании современного состояния климата начальные условия системы задаются постоянными температурами мирового океана, атмосферы и нулевыми скоростями океанических течений. Численные эксперименты показывают, что модель достигает равновесия за период около 2000 лет [11].

Модель общей циркуляции атмосферы. Модель ОЦА описывает тропосферу, расположенную ниже предполагаемого уровня изобарической тропопаузы [12, 13] и составляет 80% массы всей атмосферы. Используемое гидростатическое приближение по вертикали позволяет применять вертикальные координаты, связанные с давлением атмосферы. Здесь используется безразмерная σ — система координат [14]:

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p_S - p_T},$$

где p — давление, p_T — фиксированное давление на уровне тропопаузы, p_s переменное давление у поверхности Земли. Таким образом, на тропопаузе (верхняя граница тропосферы) $\sigma = 0$ и у поверхности земли $\sigma = 1$.

Уравнения горизонтального движения (в σ – системе координат) могут записываются в векторной форме следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi V) + (\nabla \cdot \pi V) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi V \dot{\sigma}) + fk \times \pi V + \pi \nabla \Phi + \sigma \pi \alpha \nabla \pi = \pi F,$$

где

$$\nabla A = \frac{1}{a \cos \varphi}\left[\frac{\partial A_\lambda}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi}\left(A_\varphi \cos \varphi\right)\right]$$

для вектора $A = (A_\lambda, A_\varphi)$, где λ — долгота и φ — широта точки. Здесь V — вектор горизонтальных компонент скорости,

$$\pi = p_s - p_T, \ \dot{\sigma} = d\sigma / dt,$$

f — параметр Кориолиса, k — единичный вектор в вертикальном направлении, a — удельный объем, F — горизонтальная сила трения, Φ — геопотенциал.

Термодинамическое уравнение энергии имеет вид

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi c_p T) + \nabla \cdot (\pi c_p T V) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi c_p T \dot{\sigma}) - \pi \alpha \sigma \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + V \cdot \nabla \pi\right) = \pi \dot{H},$$

где c_p — удельная теплоемкость сухого воздуха, T — температура воздуха, $\dot{H}$ — скорость выделения тепла в единице массы воздуха.

Уравнения неразрывности и переноса влаги, соответственно:

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} + \nabla \cdot (\pi V) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi \dot{\sigma}) = 0,$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\pi q) + \nabla \cdot (\pi q V) + \frac{\partial}{\partial \sigma}(\pi q \dot{\sigma}) = \pi \dot{Q},$$

где q — отношение смеси водяного пара, $\dot{Q}$ — скорость генерации влаги в единице массы воздуха.

К этим уравнениям добавляются уравнение состояния воздуха $\alpha = RT/p$, R — газовая постоянная для влажного воздуха и диагностическое уравнение гидростатики:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} + \pi \alpha = 0.$$

Уравнения дополняются соответствующими граничными условиями, и таким образом получается замкнутая динамическая система в σ – координатах.

Алгоритм численного решения. Для численного решения системы атмосфера делится на слои в вертикальном направлении пропорционально массе воздуха (давлению) [12, 15]. В разных экспериментах количество слоев изменялось от двух до восемнадцати.

В центре каждого из слоев находятся отсчетные уровни, для которых вычисляются значения основных переменных. На границе раздела между слоями, а также на тропопаузе и подстилающей поверхности, определяются дополнительные переменные и граничные условия.

Для расчета источников водяного пара $\dot{Q}$ и тепла $\dot{H}$ используются точечные модели, описывающие гидрологический цикл и процессы распространения тепловой и солнечной радиации [16]. Явная численная схема, применяемая в модели, накладывает ограничение сверху на шаг интегрирования по времени, который при данном пространственном разрешении модели не превышает 1 часа [17].

Источником влаги в атмосфере является испарение с поверхности, а стоком влаги — осадки в виде дождя или снега. Вся влага, конденсирующаяся в модельной атмосфере, выпадает (по предположению) на поверхность в виде осадков. Таким образом, сток влаги в атмосфере связан с крупномасштабной конвективной и поверхностной конденсацией.

Испарение, конденсация и конвективные процессы зависят от теплового состояния атмосферы, которое является функцией теплообмена, происходящего в этих процессах. При численном решении задачи на каждом временном шаге определяется тепловое состояние атмосферы, и на следующем шаге используются новые значения температуры. При этом для описания подсеточных конвективных процессов используется так называемая процедура конвективного приспособления [13]. Она состоит в следующем. Во-первых, температурный градиент между слоями приводится к сухоадиабатическому градиенту в случае наличия сухоадиабатической неустойчивости. Во-вторых, если воздух в верхних слоях перенасыщен, здесь происходят крупномасштабная конденсация и приведение температуры и отношения смеси к стабильному состоянию. В-третьих, градиенты температуры между расчетными уровнями и влажность тестируются на наличие влажноконвективной неустойчивости. Если фиксируется такая неустойчивость, происходит конденсация влаги, а температуры и отношения смеси адаптируются к новым условиям. После конвективного приспособления в модели осуществляется переход к расчету влаги в слоях и конденсации.

Процедуры обработки и представления результатов численных экспериментов позволяют описать основные характеристики атмосферы. Как упоминалось выше, все параметры относятся к узлам используемой равномерной пространственной сетки.

Результаты численных экспериментов. В модели океана применяется горизонтальная расчетная сетка 72х72 ячеек, неравномерная по широте, в то время как модель ОЦА рассчитывается на сетке 72х46 ячеек, равномерной по широте (46 ячеек) и долготе (72 ячейки). Для определения значений климатических характеристик в этих точках реализована процедура кусочно-линейной интерполяции функции двух переменных [18, 19].

Для интерполяции массива 72х72 из модели океана на сетку 72х46 атмосферы необходима дополнительная корректировка массива размерностью 72х46, связанная с тем, что в модели атмосферы используется более детальная карта материков, задающая один из девяти типов поверхности в данной точке (океан, категория суши, лед и т.п.).

Для совместных расчетов необходимо организовать процедуру выполнения различных блоков модели и обеспечить обмен параметрами между ними. На начальном этапе исходные данные модели океана и модели атмосферы синхронизируются по времени до совпадения дня года. На следующем этапе производится расчет модели атмосферы на одни сутки при постоянных характеристиках океана. После завершения этого этапа осуществляется осреднение за сутки и передача вычисленных характеристик атмосферы в модель океана. Затем в модели океана выполняется один шаг по времени (одни сутки) и вычисленные характеристики океана передаются в модель атмосферы для продолжения счета в цикле.

Некоторые результаты совместных расчетов, основанных на модели общей циркуляции атмосферы и модели термохалинной циркуляции океана приведены на рис. 1–7.

На рис. 1 показаны графики средней глобальной температуры атмосферы и толщины морского льда в зависимости от времени. Эти кривые иллюстрируют выход на установившийся режим и наличие меж годичной изменчивости в этом состоянии климатической системы.

На рис. 2 показано географическое распределение рассчитанной температуры поверхности океана для января месяца из совместной модели. В основном наблюдается зонально однородная структура изолиний с заметными отклонениями от зональности вблизи материков, что согласуется с данными наблюдений.

Поля температуры атмосферы вблизи подстилающей поверхности и давления на уровне моря (мбар) из модели ОЦА при совместном расчете с моделью океана обладают сильной изменчивостью над континентами, как видно из рис. 3, 4. Отметим наличие достаточно устойчивых крупных циклонических и антициклонических образований в северном полушарии (рис. 5).

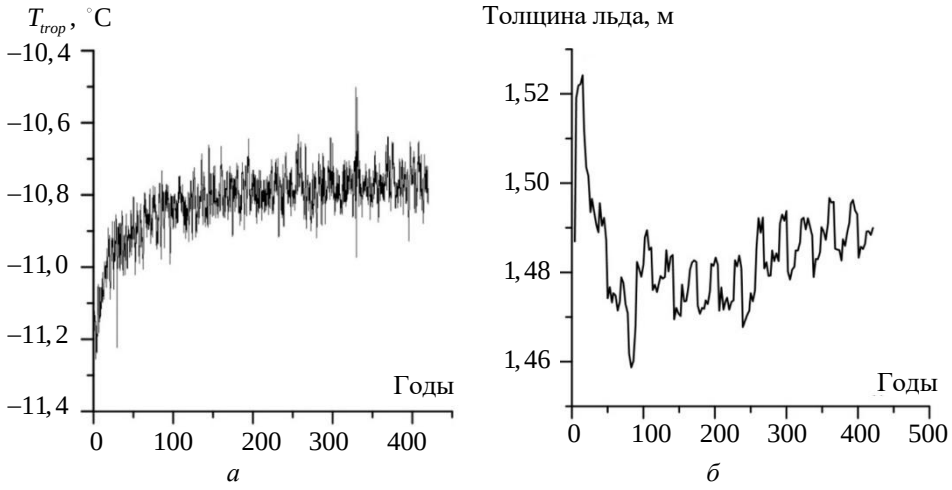


Рис. 1. Совместные расчеты по модели общей циркуляции атмосферы и модели термохалинной циркуляции океана:
а — среднеглобальная температура атмосферы; *б* — толщина морского льда

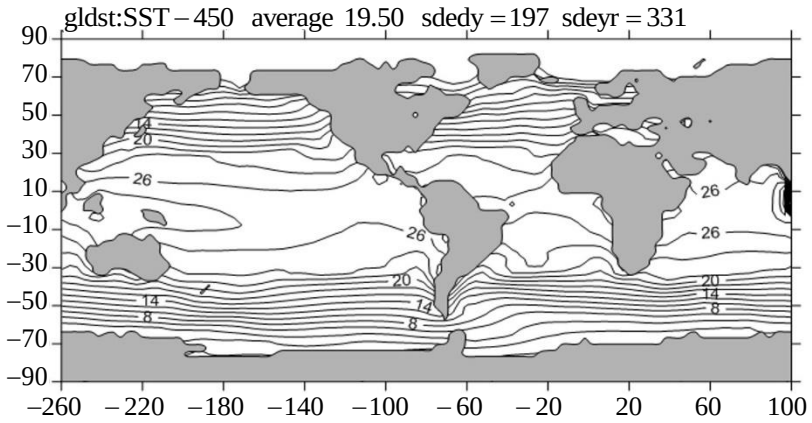


Рис. 2. Температура поверхности океана (январь)

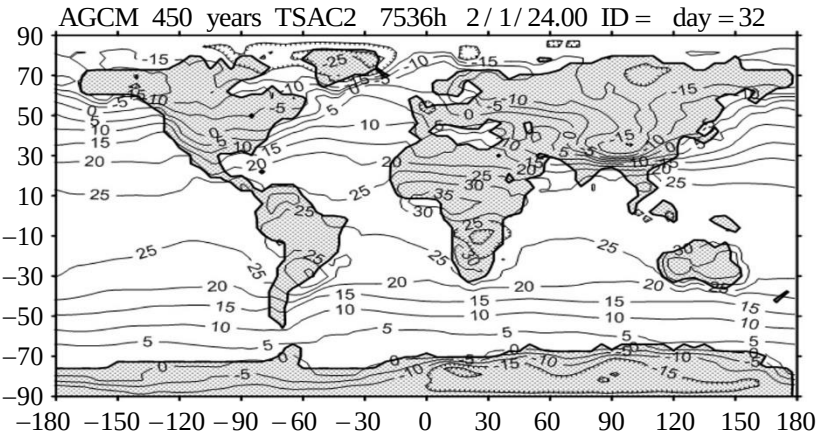


Рис. 3. Температура атмосферы вблизи подстилающей поверхности (январь) из модели ОЦА при совместном расчете с моделью термохалинной циркуляции океана

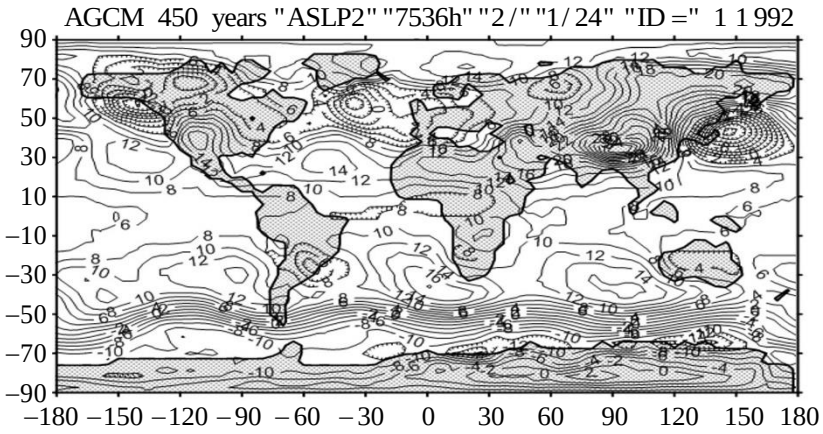


Рис. 4. Давление на уровне моря (мбар), январь

На рис. 5 и 6 показано среднее распределение температур океана и меридиональной функции тока, соответственно, в вертикальном сечении до глубины 5000 м для Атлантического океана. По вертикали отложены номера расчетных уровней. При этом использована логарифмическая расчетная шкала, сгущающаяся к поверхности. В распределении температуры присутствуют большие вертикальные градиенты в термоклине в поверхностном слое океана толщиной около 1000 м и более однородное поле в глубоких слоях. На рис. 6 изолинии задают направление и величину меридионального потока в Свердрупах ($1\,\text{Св} = 10^6\,\text{м}^3/\text{с}$).В верхних слоях океана он направлен от экватора к северному полюсу, где охладившиеся, относительно тяжелые массы воды опускаются вниз и более медленно перемещаются в обратном направлении, постепенно замещая верхние слои в экваториальной области.

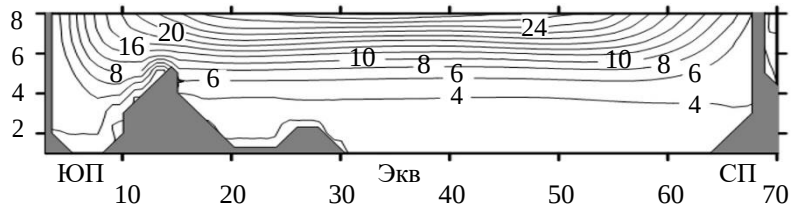


Рис. 5. Распределение температуры по глубине в Атлантическом океане

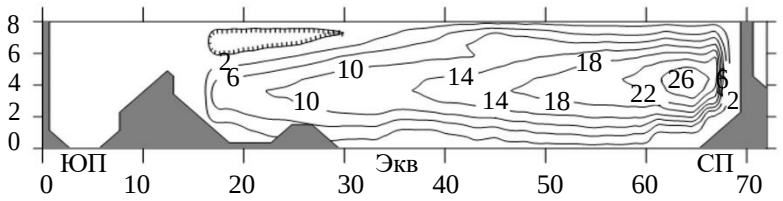


Рис. 6. Меридиональная функция тока (Св). Атлантический океан, июль

С описанными моделями на первом этапе проведены расчеты прогнозирования климата до 2100 года с использованием траекторий роста CO_2 под названием РТК8.5 (концентрация 860 ppm в 2100 г.) и РТК4.5 (концентрация 560 ppm в 2100 г.), предложенных Межправительственной группой экспертов по изменению климата (МГЭИК) [20] и отличающихся вариантами развития глобальной энергетики.

Для первого из них, по сравнению с современным климатом, средняя глобальная температура атмосферы вблизи подстилающей поверхности к 2100 году увеличилась на 2,7 °С, влажность атмосферы — на 11,5 %, уменьшение толщины морского льда составило 25,0 % (рис. 7). Арктический морской лед летом почти полностью растаял. Площадь зоны вечной мерзлоты на территории России сократилась на 22,0 %. Увеличение приземной температуры атмосферы оказывается значительнее над континентами, в средних и высоких широтах, достигая величины 5,2 °С в северных регионах Евразии (рис. 8). В южном полушарии потепление не превосходит 2,0 °С. При реализации второго сценария средне поверхностная глобальная температура атмосферы к 2100 году повысилась на 1,4 °С, влажность атмосферы — на 8,0 %, уменьшение толщины морского льда составило 15,0 %.

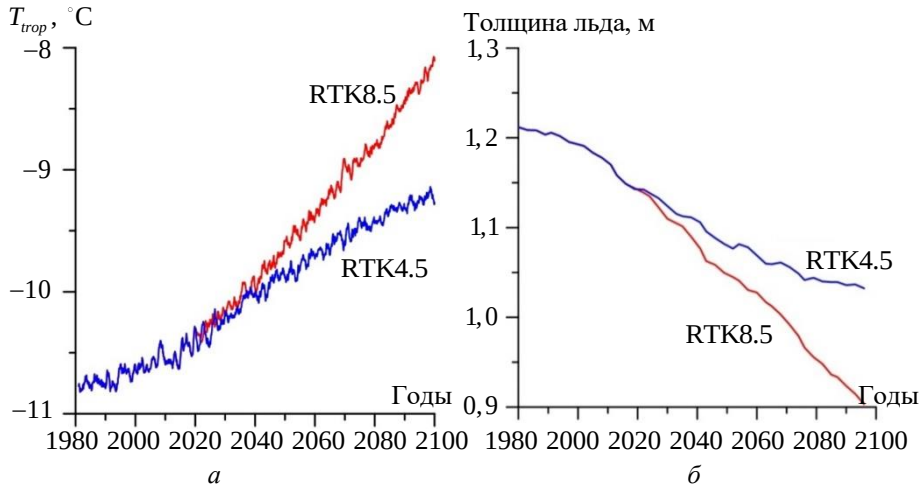


Рис. 7. Изменение:
а — температуры тропосферы; *б* — толщины морского льда

Изменение температуры верхнего слоя океана ожидаемо составляет меньшие значения (рис. 9), чем для атмосферы, не превышая 2,0 °С для сценария РТК8.5. В экваториальных и средних широтах океан прогрет довольно равномерно на величину примерно 1,8 °С.

К концу столетия, согласно проведенным численным экспериментам, прогнозируется существенное уменьшение мощности

меридионального потока воды в Атлантическом океане при использовании сценария РТК8.5. В расчетах фиксируется значительное уменьшение потока, максимально на 27,0 % , что означает уменьшение притока теплых масс воды из зоны экватора в северные районы Атлантики.

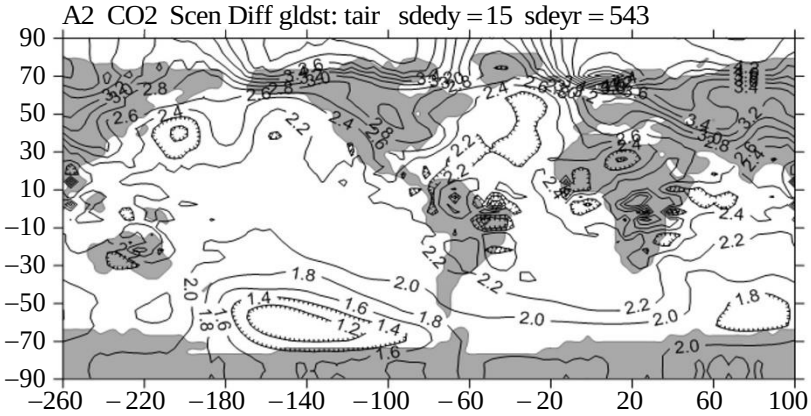


Рис. 8. Изменение приземной температуры воздуха, сценарий РТК8.5, январь

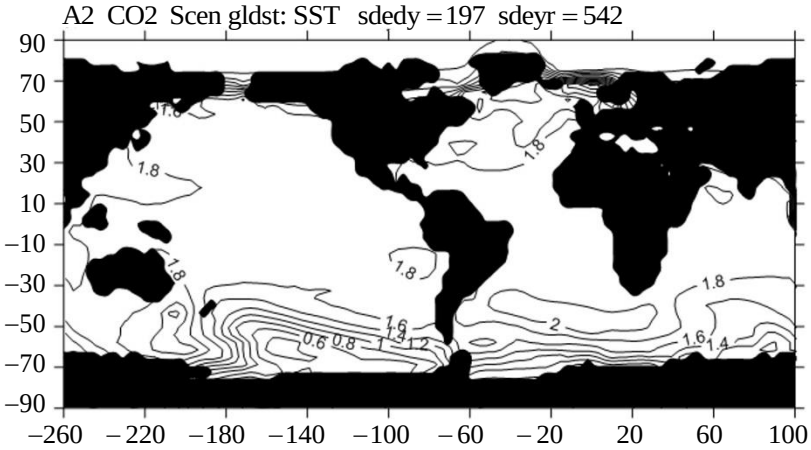


Рис. 9. Изменение температуры верхнего слоя океана, 2100 г.

Проведены также численные эксперименты по выявлению потенциального гистерезиса, связанного с ослаблением, вплоть до блокировки, Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции, при котором приток пресной воды в Атлантический океан, в широтной полосе $50-70^{\circ}$ с.ш. монотонно увеличивается, а затем уменьшается с фиксированной медленной скоростью 0,05 Св за 1000 лет.

В численных экспериментах поток пресной воды из Атлантического в Тихий океан задается на уровне 75,0 % его среднего значения. Это как раз соответствует бистабильному режиму меридиональной

термохалинной циркуляции, но вблизи состояния моностабильного режима развитой циркуляции. На рис. 10 две верхние кривые иллюстрируют гистерезис максимума среднего меридионального потока в Атлантическом океане (характеристика термохалинной циркуляции). Две нижние кривые — тоже самое для минимума указанного потока. Сплошные участки кривых получены для режима увеличения потока пресной воды (ось абсцисс), а пунктирные — его уменьшения. Результаты численных расчетов демонстрируют наличие гистерезиса этой циркуляции, фиксируя также существование точки бифуркации. Почти полное блокирование термохалинной циркуляции реализуется, когда поток пресной воды достигает величины около 0,12 Св и далее не меняется. При обратном падении потока, термохалинная циркуляция не возобновляется, пока он не превысит величины примерно –0,02 Св. Расчеты проведены в общей сложности на период около 24 тыс. лет.

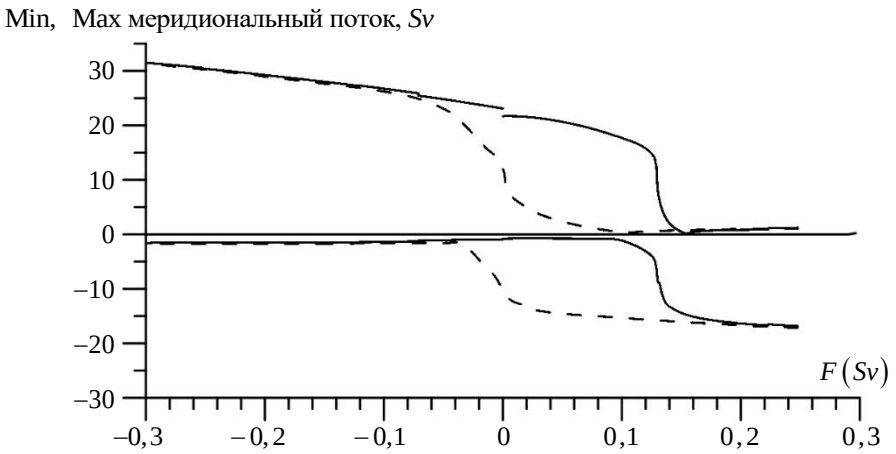


Рис. 10. Величина среднего меридионального потока в Атлантическом океане в зависимости от потока пресной воды на поверхности

Численные эксперименты показали, что в диапазоне двух пороговых значений потока пресной воды имеется возможность существования двух различных состояний климатической системы — с развитой термохалинной циркуляцией и ослабленной, что оказывает влияние и на тепловые характеристики атмосферы. Принимая возможность реализации двух режимов термохалинной циркуляции и соответствующих порогов для рассматриваемой модели, возникает вопрос, может ли (и в какой момент будущем) антропогенная активность привести к пересечению порога блокировки термохалинной циркуляции? Доклады МГЭИК [20], которые представляют вероятность блокировки термохалинной циркуляции в этом веке как маловероятную (вероятность меньше, чем 10,0 %) основаны, по крайней мере частично, на результатах полных моделей общей циркуляции

атмосферы и океана. В этих расчетах обычно не принимается во внимание потенциально опасный источник пресной воды от таяния ледникового покрова Гренландии.

Выводы. В настоящей работе описана организация взаимодействия модели ОЦА и модели крупномасштабной циркуляции океана и рассматривается функционирование полученной глобальной климатической модели в режиме сезонного хода солнечной радиации. Предложена и реализована схема их взаимодействия через граничные условия на поверхности океана. Реализована также процедура интерполяции данных на расчетных сетках моделей с учетом конфигурации континентов и океанов. Проведены долговременные расчеты на период более 400 лет по совместной модели, которые показали ее устойчивую работу. По комплексу моделей проведены расчеты прогнозирования климата до 2100 года с использованием различных сценариев роста CO_2, предложенных Межправительственной группой экспертов по изменению климата и отличающихся прогнозами развития мировой энергетики. Проведены также численные эксперименты по выявлению потенциального гистерезиса, связанного с ослаблением, вплоть до блокировки, Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции, при котором приток пресной воды в Атлантический океан, в широтной полосе $50-70^{\circ}$ с.ш. монотонно увеличивается, а затем уменьшается с фиксированной медленной скоростью 0,05 Св за 1000 лет.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.) *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

[2] Толстых М.А., Ибраев Р.А., Володин Е.М., Ушаков К.В., Калмыков В.В., Шляева А.В., Мизяк В.Г., Хабеев Р.Н. *Модели глобальной атмосферы и Мирового океана: алгоритмы и суперкомпьютерные технологии*. Москва, Изд-во Московского университета, 2013, 144 с.

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

[4] Димитриенко Ю.И., Коряков М.Н., Захаров А.А. Применение метода RKDG для численного решения трехмерных уравнений газовой динамики на неструктурированных сетках. *Математическое моделирование и численные методы*, 2015, № 4, с. 75–91.

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

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

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

[8] Samelson R.M., Vallis G.K. A Simple friction and diffusion scheme for planetary geostrophic basin models. *Journal of Physical Oceanography*, 1997, vol. 27, pp. 186–194.

[9] Hogg A.McC., Dewar W.K., Killworth P.D., Blundell J.R. A quasi-geostrophic coupled model: Q-GCM. *Monthly Weather Review*, 2003, vol. 131, pp. 2261–2278.

[10] Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth system science. *Southampton Oceanography Centre*, 2002, no. 83, 54 p.

[11] Пархоменко В.П. Численные эксперименты на глобальной гидродинамической модели по оценке чувствительности и устойчивости климата. *Инженерный журнал: наука и инновации*, 2012, № 2 (2), с. 1–26.

[12] Parkhomenko V.P., Tran Van Lang. Improved computing performance and load balancing of atmospheric general circulation model. *Journal of Computer Science and Cybernetics*, 2013, vol. 29, no. 2, pp. 138–148.

[13] Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 1977, vol. 17, pp. 174–207.

[14] Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. *Численные методы прогноза погоды*. Ленинград, Гидрометеоиздат, 1989, 375 с.

[15] Гейтс В.Л., Баттен Е.С., Кейл А.Б., Нельсон А.Б. Двухуровенная модель общей циркуляции атмосферы Минца-Аракавы. Ленинград, Гидрометеоиздат, 1978, 239 с.

[16] Thompson S.L., Warren S. G. Parameterization of outgoing infrared radiation derived from detailed radiative calculations. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, 1982, vol. 39, pp. 2667–2680.

[17] 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.

[18] Рябенький В.С. *Введение в вычислительную математику*. Москва, Физматлит, 2000, 296 с.

[19] Пархоменко В.П. Организация совместных расчетов по модели общей циркуляции атмосферы и модели океана. *Наука и образование: научное издание МГТУ им. Н.Э. Баумана*, 2015, № 4, с. 41–57.

[20] Core Writing Team, Pachauri R.K., Meyer L.A. (eds.) *IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Статья поступила в редакцию 25.09.2022

Ссылку на эту статью просим оформлять следующим образом:

Пархоменко В.П. Организация численных экспериментов на совместной глобальной модели атмосферы и океана. *Математическое моделирование и численные методы*, 2022, № 4, с. 31–47.

Пархоменко Валерий Павлович — канд. физ.-мат. наук, ведущий научный сотрудник ФИЦ ИУ РАН, доцент кафедры «Вычислительная математика и математическая физика» МГТУ им. Н.Э. Баумана. e-mail: vparhom@yandex.ru

Organization of numerical experiments on a joint global model of the atmosphere and ocean

© V.P. Parkhomenko[1,2]

[1]FRC CSC RAS, Moscow, 119333, Russia
[2]Bauman Moscow State Technical University, Moscow, 105005, Russia

A three-dimensional hydrodynamic model of the global climate is presented, including a block of the atmosphere general circulation, a block of the ocean in geostrophic approximation with a frictional term in the horizontal momentum equations with a real distribution of depths and continents, a block of the sea ice evolution. Calculations of possible climate change up to 2100 are given on the basis of several CO_2 growth scenarios. A significant decrease in the meridional flow of water in the Atlantic has been established during the implementation of a strong CO_2 growth scenario. Numerical experiments have been carried out to identify potential hysteresis associated with attenuation, up to blocking (under certain conditions) Atlantic meridional thermohaline circulation.

Keywords: *global climate model, thermohaline circulation, numerical experiments, climate change*

REFERENCES

[1] Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.) *IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

[2] Tolstykh M.A., Ibraev R.A., Volodin E.M., Ushakov K.V., Kalmykov V.V., Shlyaeva A.V., Mizyak V.G., Khabeev R.N. *Modeli global'noj atmosfery i Mirovogo okeana: algoritmy i superkomp'yuternye tekhnologii* [Models of the global atmosphere and the World Ocean: algorithms and supercomputer technologies]. Moscow, Moscow University Publ., 2013, 144 p.

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

[4] Dimitrienko Y.I., Koryakov M.N., Zakharov A.A. Application of RKDG method for computational solution of three-dimensional gas-dynamic equations with non-structured grids. *Mathematical Modeling and Computational Methods*, 2015, no. 4, pp. 75–91.

[5] Dimitrienko Y.I., Li S. Mathematical simulation of non-isothermal steady flow of non-Newtonian fluid by finite element method. *Mathematical Modeling and Computational Methods*, 2018, no. 2, pp. 70–95.

[6] Dimitrienko Y.I., Leontieva S.V. Modeling of thermal convection processes under unidirectional crystallization of alloys with liquid bridges motion. *Mathematical Modeling and Computational Methods*, 2018, no. 4, pp. 3–24.

[7] Kochergin V.P. *Teoriya i metody rascheta okeanicheskih techenij* [Theory and methods of calculation of ocean currents]. Moscow, Nauka Publ., 1978, 128 p.

[8] Samelson R.M., Vallis G.K. A Simple friction and diffusion scheme for planetary geostrophic basin models. *Journal of Physical Oceanography*, 1997, vol. 27, pp. 186–194.
[9] Hogg A.McC., Dewar W.K., Killworth P.D., Blundell J.R. A quasi-geostrophic coupled model: Q-GCM. *Monthly Weather Review*, 2003, vol. 131, pp. 2261–2278.
[10] Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth system science. *Southampton Oceanography Centre*, 2002, no. 83, 54 p.
[11] Parhomenko V.P. Numerical experiments using the global hydrodynamic model to estimate the climate sensitivity and stability. *Engineering Journal: Science and Innovation. Electronic Science and Engineering Publication*, 2012, no. 2 (2), pp. 1–26.
[12] Parkhomenko V.P., Tran Van Lang. Improved computing performance and load balancing of atmospheric general circulation model. *Journal of Computer Science and Cybernetics*, 2013, vol. 29, no. 2, pp. 138–148.
[13] Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods in Computational Physics*, 1977, vol. 17, pp. 174–207.
[14] Belov P.N., Borisenkov E.P., Panin B.D. *Chislennye metody prognoza pogody* [Numerical methods of weather forecasting]. Leningrad, Hydrometeoizdat Publ., 1989, 375 p.
[15] Gates V.L., Bakhtin E.S., Kale A.B., Nelson A.B. *Dvuhurovennaya model' obshchej cirkulyacii atmosfery Minca-Arakavy* [Two-level model of the general circulation of the Mintz-Arakawa atmosphere]. Leningrad, Hydrometeoizdat Publ., 1978, 239 p.
[16] Thompson S.L., Warren S. G. Parameterization of outgoing infrared radiation derived from detailed radiative calculations. *Journal Of The Atmospheric Sciences*, 1982, vol. 39, pp. 2667–2680.
[17] 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.
[18] Ryabenky V.S. *Vvedenie v vychislitel'nuyu matematiku* [Introduction to computational mathematics]. Moscow, Fizmatlit Publ., 2000, 296 p.
[19] Parhomenko V.P. Implementing numerical experiments based on the coupled model of atmospheric general circulation and thermohaline ocean one. *Science and Education of the Bauman MSTU*, 2015, no. 4, pp. 41–57.
[20] Core Writing Team, Pachauri R.K., Meyer L.A. (eds.) *IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

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