

УДК 551.5; 519.6

Организация совместных расчетов по модели общей циркуляции атмосферы и модели океана

Пархоменко В. П.^{1,*}

^{*}vparhom@yandex.ru

¹МГТУ им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия

Реализована гидродинамическая трехмерная глобальная климатическая модель, включающая блоки модели общей циркуляции атмосферы, термохалинной крупномасштабной циркуляции океана, эволюции морского льда. Рассматривается процедура организации совместных расчетов модели океана и модели общей циркуляции атмосферы. Для их совместной работы необходима синхронизация ряда параметров в обеих моделях. В связи с этим развита процедура двумерной интерполяции данных, определённых на сетке модели океана и данных модели атмосферы и обратно. Особенностью этой задачи является несовпадение конфигураций материков в моделях. Проведены долговременные расчеты на период более 400 лет по совместной модели, которые показали ее устойчивую работу. Приведены результаты расчетов и сравнение с данными наблюдений.

Ключевые слова: термохалинная циркуляция, модель общей циркуляции атмосферы, численные эксперименты

Введение

При анализе долгосрочных изменений климата необходимо рассматривать всю атмосферу, океан (с морским льдом) и деятельный слой суши (почва и растительность) как взаимодействующие части единой системы, называемой климатической системой [1]. Характеристики климатической системы имеют глобальный характер с существенно отличающимися временными и пространственными масштабами. Математическое моделирование является мощным инструментом для исследования климатической системы и прогнозирования [2].

В настоящей работе реализовано объединение модели общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и модели термохалинной циркуляции океана. До этого последняя модель использовалась с достаточно сильно агрегированной энерго-влажно-балансовой моделью атмосферы для температуры и влажности приземного слоя [3]. Модель ОЦА существенно более сложная и позволяет более адекватно описывать процессы в атмосфере. Функционирование совместной климатической модели рассматривается в режиме

сезонного хода солнечной радиации. Проведены численные эксперименты по оценке устойчивости полученной климатической модели.

Реализована гидродинамическая трехмерная глобальная климатическая модель, включающая блоки атмосферы, термохалинной крупномасштабной циркуляции океана, морского льда. Рассматривается процедура организации совместных расчетов модели океана и модели общей циркуляции атмосферы. Для их совместной работы необходима синхронизация ряда параметров в обеих моделях. В связи с этим развита процедура двумерной интерполяции данных, определённых на сетке модели океана и данных модели атмосферы и обратно. Особенностью этой задачи является несовпадение конфигураций материков в моделях.

1. Модель термохалинной циркуляции океана

Основные уравнения крупномасштабных течений в океане обычно записываются в приближении Буссинеска (постоянства плотности в горизонтальных уравнениях импульса и неразрывности, наличия силы Кориолиса, вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости) [4]. По вертикали принимается уравнение гидростатики. Уравнения дополняются уравнениями переноса и турбулентной диффузии тепла и солей, а также уравнением состояния для плотности, зависящей от температуры и солёности. На поверхности океана предполагается воздействие ветра, обмен теплом и влагой.

Для стационарного случая при наличии придонного трения (фрикционного члена), пропорционального среднему по глубине потоку и стационарного воздействия ветра осредненные по глубине уравнения объясняют эффект западной интенсификации течений в океане, влияния переменной глубины океана и воздействия ветра [4]. Можно предположить, что некоторое их обобщение и использование далее в качестве горизонтальных уравнений импульса может быть пригодно для описания термохалинной циркуляции мирового океана [5, 6].

С учетом этих соображений система уравнений модели океана рассматривается в геострофическом приближении с фрикционным членом в уравнениях импульса по горизонтали [3, 7, 8]. Значения температуры T и солёности S удовлетворяют адвекционно-диффузионным уравнениям, что позволяет описать термохалинную циркуляцию океана. Приближенным образом учитываются также конвективные процессы [7].

Таким образом, система основных уравнений, 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

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

уравнение гидростатики

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

уравнение состояния морской воды

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

уравнение переноса и диффузии трассеров X (температуры и солености)

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

в которых u, v, w - компоненты вектора скорости, λ - переменный в пространстве фрикционный член, увеличивающийся к береговым границам 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, κ_v, k_h - коэффициенты турбулентной диффузии трассеров по вертикали и горизонтали соответственно, C - источники.

Условие отсутствия нормального потока требуется на всех границах. На границах материков также принимаются равными нулю нормальные составляющие потоков тепла и солей. Океан подвергается воздействию напряжения трения ветра на поверхности. Потоки T и S у дна полагаются равными нулю, а на поверхности определяются взаимодействием с атмосферой.

В термодинамической модели морского льда динамические уравнения решаются для сплоченности льда и для средней толщины льда. Рост и таяние льда в модели зависят только от разности между потоком тепла из атмосферы в морской лед и потока тепла из льда в океан. Для температуры поверхности льда решается диагностическое уравнение.

Все блоки модели связаны между собой обменом импульсом, теплом и влагой. Используются реальная конфигурация материков и распределение глубин мирового океана [3]. Уравнения в сферической системе координат решаются численным конечно-разностным методом. Глубина океана представляется в виде восьмиуровневой логарифмической шкалы до 5000 м. 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 [8].

2. Модель общей циркуляции атмосферы

Модель общей циркуляции атмосферы описывает тропосферу, расположенную ниже предполагаемого уровня изобарической тропопаузы [9,10]. Используется безразмерная вертикальная координата [11]:

$$\sigma = \frac{p - p_\tau}{p_s - p_T},$$

где p – давление, p_T – постоянное давление на уровне тропопаузы, p_s – переменное давление у поверхности Земли. По определению, на тропопаузе $\sigma = 0$ и у поверхности земли $\sigma = 1$.

Уравнения горизонтального движения (в σ -системе координат) могут быть записаны в векторной форме следующим образом:

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

где

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

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, α – 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:

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

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

Приведенные выше уравнения являются прогностическими (т.е. эволюционными). К ним добавляются уравнение состояния $\alpha = RT/p$, где R – газовая постоянная для влажного воздуха и диагностическое гидростатическое уравнение:

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

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

Для численного решения задачи атмосфера разбивается на слои в вертикальном направлении пропорционально массе (давлению) [12]. По определению, на уровнях 1, 2, 3, 4 соответственно $\sigma = 1/4, 1/2, 3/4, 1$; на тропопаузе $\sigma = 0$ и у поверхности земли $\sigma = 1$. В центре каждого из слоев расположены отсчетные уровни (номера 1 и 3), для которых и приведены значения основных переменных. На поверхности раздела между слоями (уровни 2 и 4), так же как и на тропопаузе и поверхности Земли, указаны дополнительные переменные и граничные условия.

Уравнение горизонтального движения переписывается для уровней 1 и 3 (с соответствующими индексами) в следующей форме:

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial t}(\pi \bar{V}_1) + (\nabla \cdot \pi \bar{V}_1) \bar{V}_1 + \pi \dot{\sigma}_2 (\bar{V}_1 + \bar{V}_3) + \pi \bar{k} \times \bar{V}_1 + \pi \nabla \Phi_1 + \sigma_1 \pi \alpha_1 \nabla \pi &= \pi \bar{F}_1 \\ \frac{\partial}{\partial t}(\pi \bar{V}_3) + (\nabla \cdot \pi \bar{V}_3) \bar{V}_3 - \pi \dot{\sigma}_2 (\bar{V}_1 + \bar{V}_3) + \pi \bar{k} \times \bar{V}_3 + \pi \nabla \Phi_3 + \sigma_3 \pi \alpha_3 \nabla \pi &= \pi \bar{F}_3,\end{aligned}$$

где взяты конечные разности по вертикали между $\sigma = 0$ и $\sigma = 1/2$, между $\sigma = 1/2$ и $\sigma = 1$. Обозначения совпадают с соответствующими переменными в континуальных уравнениях.

Термодинамическое уравнение энергии может быть переписано аналогично:

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial t}(\pi T_1) + \nabla \cdot (\pi T_1 \bar{V}_1) + \left(\frac{p_1}{p_0}\right)^\chi \pi \dot{\sigma}_2 (\Theta_1 + \Theta_3) - \frac{\pi \alpha_1 \sigma_1}{c_p} \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \bar{V}_1 \cdot \nabla \pi\right) &= \frac{\pi \dot{H}_1}{c_p} \\ \frac{\partial}{\partial t}(\pi T_3) + \nabla \cdot (\pi T_3 \bar{V}_3) - \left(\frac{p_3}{p_0}\right)^\chi \pi \dot{\sigma}_2 (\Theta_1 + \Theta_3) - \frac{\pi \alpha_3 \sigma_3}{c_p} \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \bar{V}_3 \cdot \nabla \pi\right) &= \frac{\pi \dot{H}_3}{c_p} \\ \Theta &= T \left(\frac{p_0}{p}\right)^\chi \\ \chi &= R/c_p,\end{aligned}$$

где введена потенциальная температура Θ , $p_0 = 1000$ мбар, $\chi = 0,286$.

Комбинируя уравнение неразрывности массы, примененное к уровням 1, 3 вместе с условиями $\dot{\sigma} = 0$ при $\sigma = 0$ или 1, получаем прогностическое уравнение для давления у поверхности:

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -\frac{1}{2} \nabla \cdot [\pi (\bar{V}_1 + \bar{V}_3)]$$

и уравнение для вертикальной скорости:

$$\dot{\sigma}_2 = \frac{1}{4\pi} \nabla \cdot [\pi (\bar{V}_3 - \bar{V}_1)]$$

Уравнение для переноса влаги, проинтегрированное по соответствующим слоям, приводит к следующим соотношениям:

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial t}(\pi q_1) + \nabla \cdot [\pi q_1 \bar{V}_1] + 2\pi q_2 \dot{\sigma}_2 &= \pi \dot{Q}_1 \\ \frac{\partial}{\partial t}(\pi q_3) + \nabla \cdot [\pi q_3 \bar{V}_3] - 2\pi q_2 \dot{\sigma}_2 &= \pi \dot{Q}_1\end{aligned}$$

Из гидростатического уравнения геопотенциал на уровнях 1 и 3 может быть записан в виде:

$$\Phi_1 = \Phi_s + c_p \left(\frac{\Theta_1 + \Theta_3}{2} \right) \left[\left(\frac{p_3}{p_0} \right)^\chi - \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^\chi \right] + \frac{\pi}{2} (\sigma_3 \alpha_3 + \sigma_1 \alpha_1)$$

$$\Phi_3 = \Phi_s - c_p \left(\frac{\Theta_1 + \Theta_3}{2} \right) \left[\left(\frac{p_3}{p_0} \right)^{-\chi} - \left(\frac{p_1}{p_0} \right)^{-\chi} \right] + \frac{\pi}{2} (\sigma_3 \alpha_3 + \sigma_1 \alpha_1),$$

где Φ_s – фиксированный геопотенциал у земной поверхности, Θ предполагается линейной функцией в p^χ -пространстве от $\sigma=1/4$ до подстилающей поверхности $\sigma=1$.

Для определения источников водяного пара и тепла применяются модели, описывающие гидрологический цикл и процессы распространения теплового и солнечного излучения [13]. Явная численная схема, используемая в модели, накладывает ограничение сверху на шаг интегрирования по времени, который даже при данном пространственном разрешении модели не превышает 1 ч [14].

Источником влаги в атмосфере является испарение с поверхности, а стоком влаги – осадки. Вся влага, сконденсированная в модельной атмосфере, выпадает (по предположению) на поверхность в виде осадков. Таким образом, сток влаги в атмосфере определяется крупномасштабной конвективной и поверхностной конденсацией.

Испарение, конденсация и конвективные процессы зависят от термического состояния атмосферы, которое в свою очередь является функцией обмена теплом, имеющим место в этих процессах. Вместо получения одновременного решения для влаги и термического состояния, в модели рассчитываются испарение и компоненты конденсации последовательно. На каждом шаге модифицируется термическое состояние атмосферы, новые значения температуры используются на следующем шаге. При этом применяется так называемая процедура конвективного приспособления [10]. Она состоит в следующем. Во-первых, температурный градиент между слоями приводится к сухоадиабатическому градиенту, если обнаруживается сухоадиабатическая неустойчивость. Во-вторых, если воздух в верхних слоях перенасыщен, здесь происходят крупномасштабная конденсация и приведение температуры и отношения смеси к устойчивому состоянию. В-третьих, градиенты температуры между уровнями и влажность проверяются на существование влажноконвективной неустойчивости. Если обнаруживается неустойчивость, происходит конденсация, а температуры и отношения смеси адаптируются в результате конвективных процессов. После конвективного приспособления в модели предусматривается переход к расчету влаги в слоях и конденсации.

Система обработки результатов позволяет получить основные характеристики атмосферы. Как указывалось выше, все параметры относятся к узлам используемой равномерной пространственной сетки.

3. Интерполяция функций на расчетных сетках и схема взаимодействия моделей.

В модели океана используется по горизонтали расчетная сетка 72x72 ячеек, неравномерная по широте, в то время как модель ОЦА рассчитывается на сетке 72x46 ячеек, равномерной по широте (46 ячеек) и долготе (72 ячейки).

Соответствующие расчетные сетки показаны на карте мира на рис. 1. По вертикали отложена широта в градусах, а по горизонтали для наглядности – номера узлов равномерной по долготе сетки. Номер 1 соответствует 180° западной долготы. На этом рис. пересечения горизонтальных и вертикальных линий координатной сетки определяют положение расчетных точек для модели ОЦА. Они расположены равномерно с шагом 5° по долготе и 4° по широте. Красные прямоугольники на рис. определяют положение точек суши в модели атмосферы, синие – точки, соответствующие континентальному льду. Расчетная сетка модели океана - равномерная по долготе с тем же шагом 5°, что и для модели атмосферы. Сетка модели океана имеет переменный шаг по широте (сгущается от полюсов к экватору). Точки сетки модели океана в области материков отмечены черными прямоугольниками. Естественно, что они лежат на вертикальных линиях координатной сетки, указанных выше. Очевидно, что существует множество точек расчетных сеток для атмосферы и океана, тип и положение которых не совпадают (рис. 1). Для определения значений климатических характеристик в этих точках развита и применяется процедура кусочно-линейной интерполяции функции двух переменных [15].

В случае интерполяции массива 72x72 из модели океана на сетку 72x46 атмосферы необходима дополнительная корректировка массива 72x46, связанная с тем, что в модели атмосферы используется более точная карта суши, определяющая тип поверхности в данной точке (океан, суша, лед и т.п.).

В точках суши на сетке 72x72 хранятся нули, в остальных – температура воды или льда. Соответственно после интерполяции 72x72 на 72x46, могут появиться узлы, в которых согласно подробной карте суши материк, и значение массива должно быть равным нулю в этом узле. Тогда, если в такой точке интерполяция дала ненулевое значение, то в процедуре корректировки необходимо его обнулить.

Также могут быть узлы, в которых по карте должен быть океан, но интерполяция дала этой точке ноль. В процедуре корректировки необходимо присвоить такой точке значение температуры, интерполированной по ближайшим к ней точкам океана.

Эту процедуру проводим следующим образом: если в одной из соседних ячеек нашлась хотя бы одна точка океана, тогда берем среднее арифметическое от температур в найденных точках для приближения. Если такая точка не найдена среди ближайших соседей, тогда ищем в области двух ближайших ячеек. При вычислениях не было необходимости искать точки для интерполяции еще дальше – максимального радиуса в 2 ячейки для поиска оказалось достаточно.

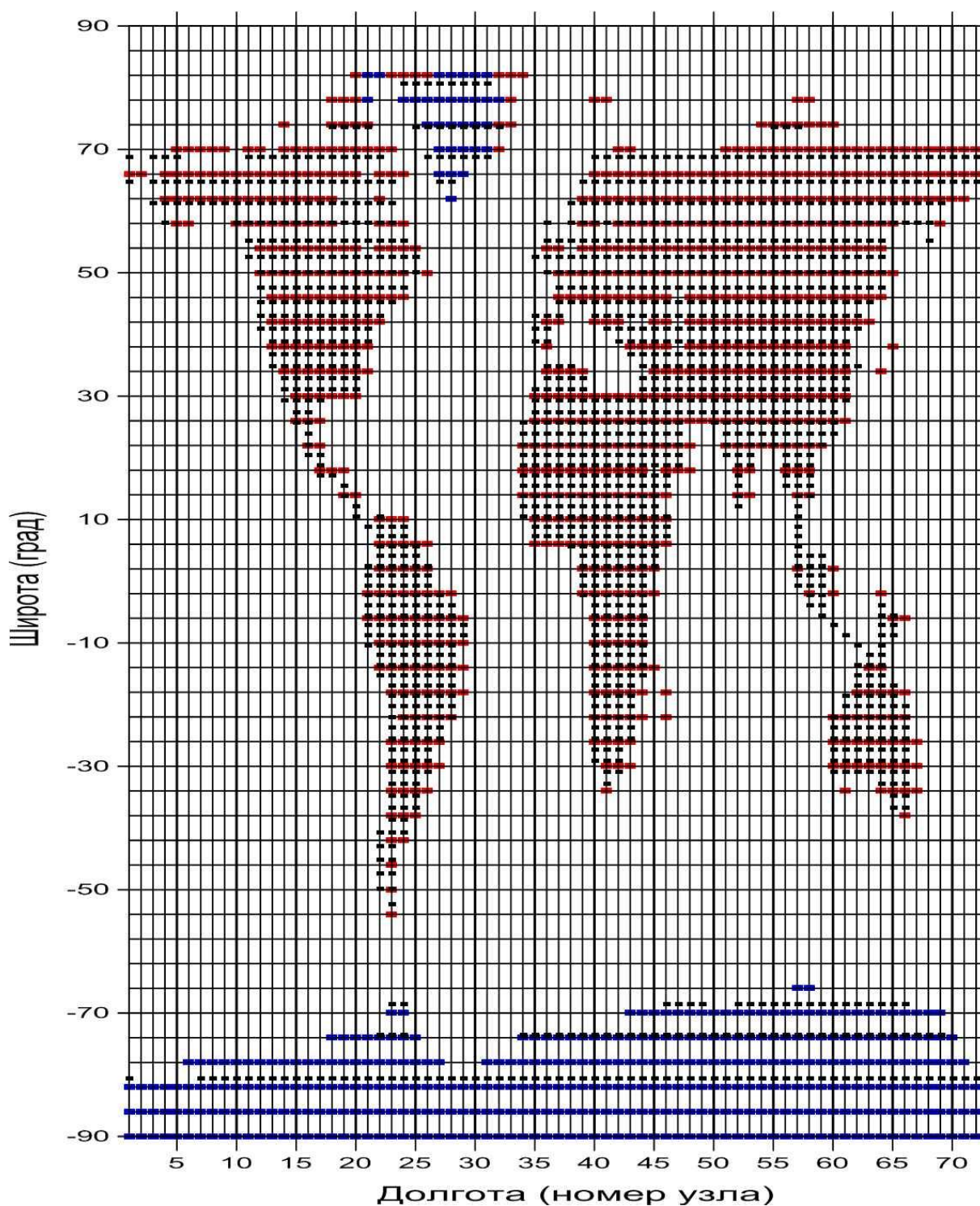


Рис. 1. Конфигурации океан-суша двух моделей

Для совместных расчетов необходимо организовать порядок выполнения основных блоков программ и обеспечить обмен параметрами между моделями (рис. 2).

На начальном этапе проводится синхронизация начальных данных модели океана и модели атмосферы по времени до совпадения дня года. На следующем этапе в модели атмосферы организуется цикл по времени общей протяженностью в одни сутки. После завершения этого этапа осуществляется осреднение за сутки и передача вычисленных параметров в модель океана. Далее, в модели океана совершается шаг по времени (одни

сутки) и передаются вычисленные параметры в модель атмосферы для возобновления счета в цикле.

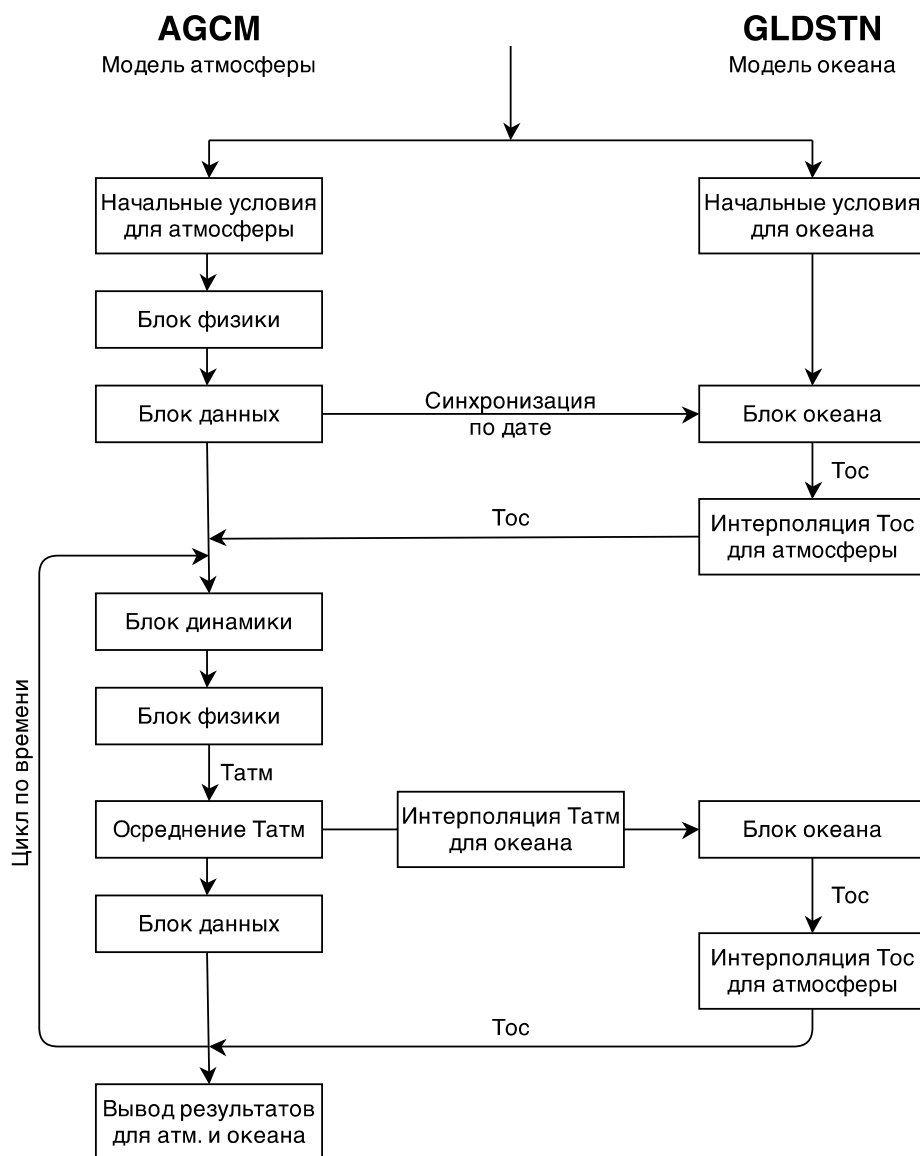


Рис. 2. Блок-схема взаимодействия моделей

4. Результаты численных экспериментов при совместных расчетах по моделям

Некоторые результаты совместных расчетов по модели общей циркуляции атмосферы и модели термохалинной циркуляции океана показаны на рис. 3 - 8. На рис. 3 приведен график средней глобальной температуры атмосферы в зависимости от времени в установившемся режиме. Кривая черного цвета показывает среднесуточные значения температуры и ее сезонные колебания. Кривая красного цвета – скользящее среднее с периодом осреднения 1 год. Эта кривая демонстрирует наличие межгодовой изменчивости температуры атмосферы в установившемся состоянии климатической системы.

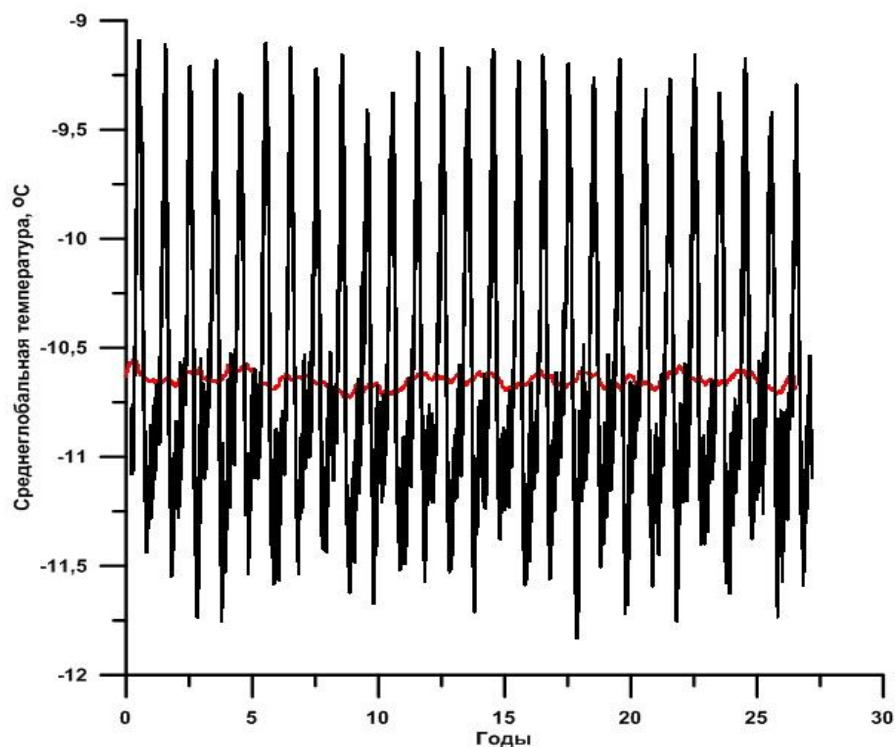


Рис. 3. Среднеглобальная температура атмосферы. Совместные расчеты по модели общей циркуляции атмосферы и модели термохалинной циркуляции океана

На рис. 4 представлено распределение разности температур поверхности океана из данных наблюдений и из модели термохалинной циркуляции океана для января месяца. Заметные отклонения температуры наблюдаются в области вблизи Антарктиды. По-видимому, это связано с неточностями при расчете распределения морского льда в модели.

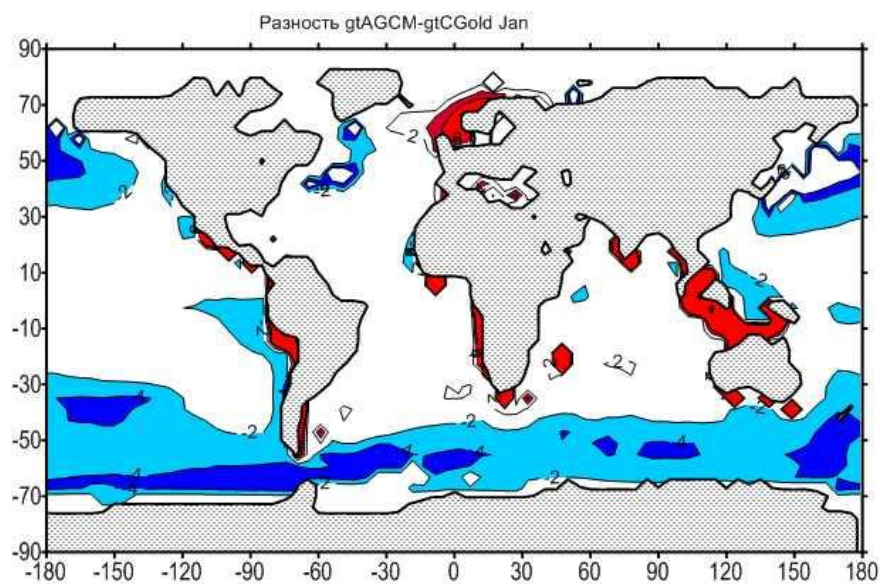


Рис. 4. Разность температур поверхности океана из модели общей циркуляции атмосферы и модели термохалинной циркуляции океана

На рис. 5 представлено географическое распределение температуры поверхности океана для января месяца из модели термохалинной циркуляции океана при совместном расчете с моделью ОЦА. Наблюдается в целом зонально однородная структура изолиний с заметными отклонениями от зональности вблизи материков, что согласуется с данными наблюдений.

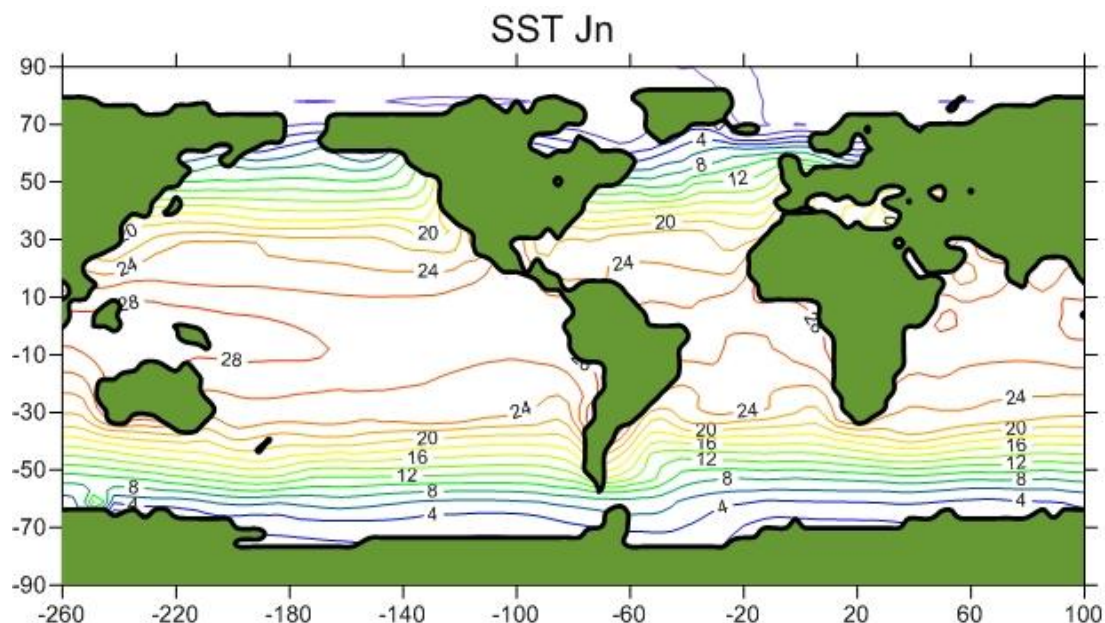


Рис. 5. Температура поверхности океана (январь) из модели термохалинной циркуляции океана при совместном расчете с моделью ОЦА

Поле температур атмосферы вблизи подстилающей поверхности для января из модели ОЦА при совместном расчете с моделью термохалинной циркуляции океана обладает сильной изменчивостью над материками, что видно из рис. 6.

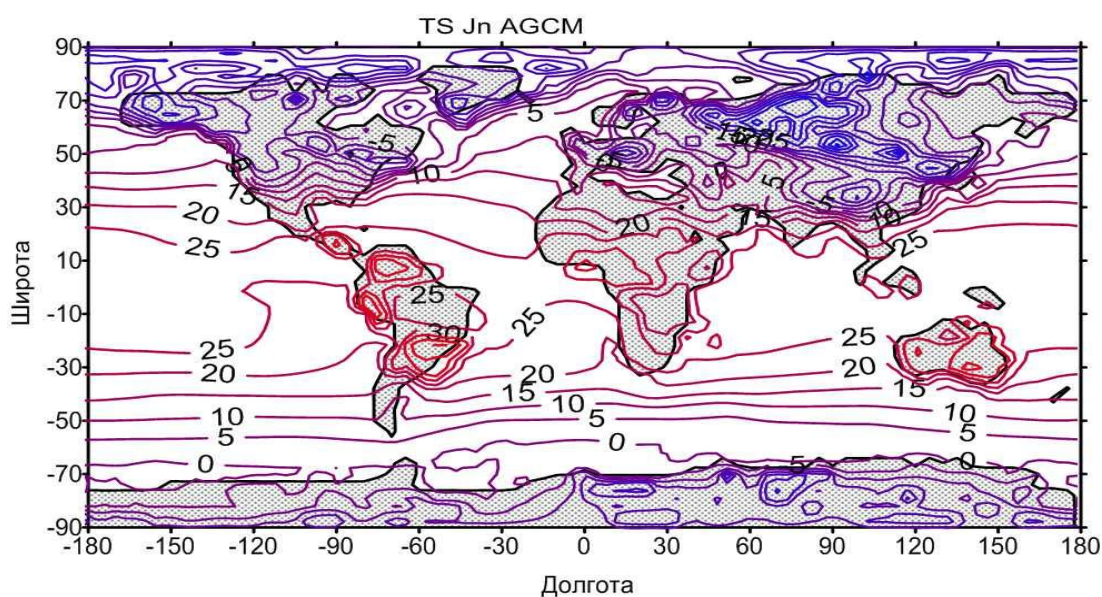


Рис. 6. Температура атмосферы вблизи подстилающей поверхности (январь) из модели ОЦА при совместном расчете с моделью термохалинной циркуляции океана

На рис. 7 и 8 представлены распределение температур океана и меридиональной функции тока, соответственно, в вертикальном сечении до 5000 м в среднем для Атлантического океана. По глубине использована логарифмическая расчетная шкала, сгущающаяся к поверхности. По горизонтали указаны номера узлов равномерной расчетной сетки от южного полюса до северного. Распределение температуры демонстрирует большие вертикальные градиенты в термоклизе вблизи поверхности океана в слое толщиной около 1000 м и более однородное поле в глубоких слоях. На рис. 8 изолинии определяют направление и величину меридионального потока в Свдрупах ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$). В верхних слоях океана он направлен от экватора к северному полюсу, где холодные тяжелые массы воды опускаются вниз и более медленно смещаются в обратном направлении, постепенно замещая верхние слои в экваториальной области.

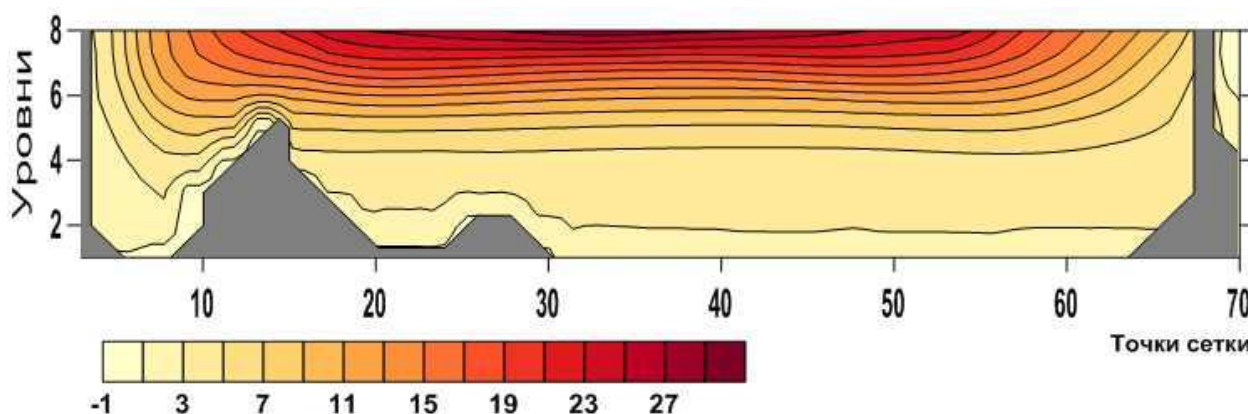


Рис. 7. Распределение температуры по глубине в Атлантическом океане

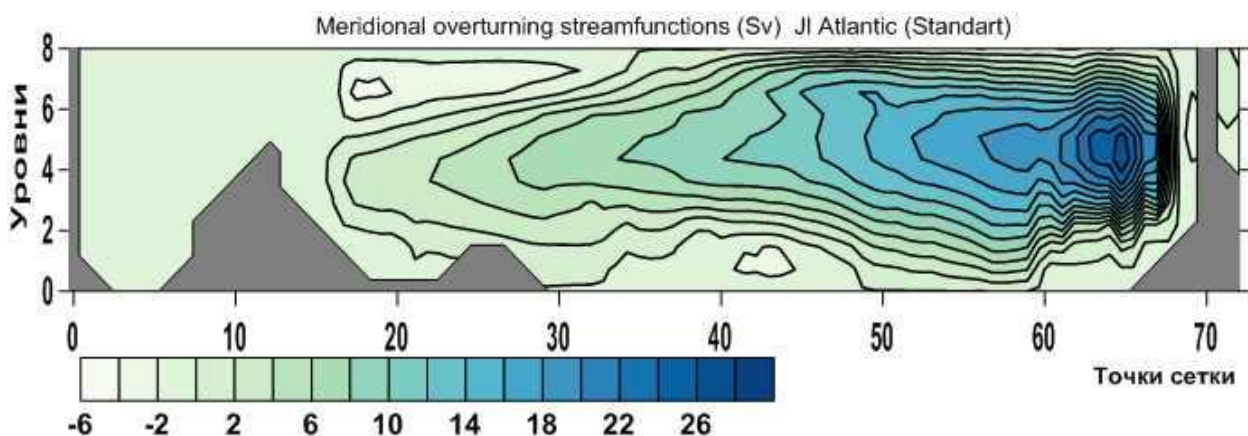


Рис. 8. Меридиональная функция тока (Св). Атлантический океан, июль

Заключение

В настоящей работе описана организация взаимодействия модели ОЦА и модели термохалинной циркуляции океана и рассматривается функционирование полученной глобальной климатической модели в режиме сезонного хода солнечной радиации.

В работе были получены следующие результаты:

- реализованы версии модели ОЦА и модели термохалинной циркуляции океана;
- предложена схема их взаимодействия через граничные условия на поверхности океана;
- реализована процедура интерполяции данных на расчетных сетках моделей с учетом конфигурации материков и океанов;
- проведены долговременные расчеты на период более 400 лет по совместной модели, которые показали ее устойчивую работу.
- приведены результаты расчетов и сравнение с данными наблюдений.

Далее предполагается проведение численных экспериментов моделью для оценки ее адекватности, чувствительности к изменениям параметров и прогнозных расчетов.

Работа выполнена при поддержке Проектов РФФИ № 14-01-00308, №14-07-00037.

Список литературы

1. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC WG I Fifth Assessment Report / ed. by T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013. Режим доступа: http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf (дата обращения 01.03.2015).
2. Пархоменко В.П. Моделирование и прогнозирование глобальных климатических и биосферных процессов // IV Всероссийская научная конференция "Математическое моделирование развивающейся экономики и экологии" (ЭКОМОД-2009): сб. тр. (г. Киров, 6-12 июля 2009 г.). Киров: ГОУ ВПО ВятГУ, 2010. С. 277-295.
3. Пархоменко В.П. Модель климата с учетом глубинной циркуляции Мирового океана // Вестник МГТУ им. Н.Э.Баумана. Сер. Естественные науки. 2011. Спец. вып. Математическое моделирование. С. 186-200.
4. Кочергин В.П. Теория и методы расчета океанических течений. М.: Наука, 1978. 128 с.
5. Samelson R.M., Vallis G.K. A simple friction and diffusion scheme for planetary geostrophic basin models // Journal of Physical Oceanography. 1997. Vol. 27, no. 1. P. 186-194. DOI: [10.1175/1520-0485\(1997\)027<0186:ASFADS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0186:ASFADS>2.0.CO;2)
6. Hogg A.Mc C., Dewar W.K., Killworth P.D., Blundell J.R. A quasi-geostrophic coupled model: Q-GCM // Monthly Weather Review. 2003. Vol. 131, no. 10. P. 2261-2278. DOI: [10.1175/1520-0493\(2003\)131<2261:AQCMQ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2261:AQCMQ>2.0.CO;2)
7. Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. Internal Document No. 83. Southampton Oceanography Centre (SOC), 2002. 50 p. Available at: http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/LSM/CGOLD/c-goldstein_report.pdf , accessed 01.03.2015.

8. Пархоменко В.П. Численные эксперименты на глобальной гидродинамической модели по оценке чувствительности и устойчивости климата // Инженерный журнал: наука и инновации. 2012. № 2. Режим доступа: <http://engjournal.ru/catalog/mathmodel/climate/45.html> (дата обращения 01.03.2015).
9. 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. P. 138-148.
10. Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model // In: Methods in Computational Physics. Vol. 17 / ed. by J. Chang. Academic Press, 1977. P. 174-207.
11. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 375 с.
12. Гейтс В.Л., Баттен Е.С., Кейл А.Б., Нельсон А.Б. Двухуровневая модель общей циркуляции атмосферы Минца-Аракавы: пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 239 с.
13. Thompson S.L., Warren S.G. Parametrization of outgoing infrared radiation derived from detailed radiative calculations // Journal of the Atmospheric Sciences. 1982. Vol. 39. P. 2667-2680.
14. 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. P. 17-28.
15. Рябенский В.С. Введение в вычислительную математику. М.: Физматлит, 2000. 296 с.

Implementing Numerical Experiments Based on the Coupled Model of Atmospheric General Circulation and Thermohaline Ocean One

V.P. Parhomenko^{1,*}

^{*}vparhom@yandex.ru

¹Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia

Keywords: thermohaline circulation, atmospheric general circulation model, numerical experiments

The paper presents a realized hydrodynamic three-dimensional global climatic model, which comprises the model blocks of atmospheric general circulation, thermohaline large-scale circulation of the ocean, and sea ice evolution. Before rather strongly aggregated heat-moisture-balance model of the atmosphere for temperature and humidity of a surface layer was used as a model of the atmosphere. The atmospheric general circulation model is significantly more complicated and allows us to describe processes in the atmosphere more adequately. Functioning of a coupled climatic model is considered in conditions of the seasonal cycle of solar radiation.

The paper considers a procedure for coupled calculation of the ocean model and atmospheric general circulation model. Synchronization of a number of parameters in both models is necessary for their joint action. In this regard a procedure of two-dimensional interpolation of data defined on the grids of the ocean model and atmosphere model and back is developed. A feature of this task is discrepancy of grid nodes and continental configurations in models. Coupled model-based long-term calculations for more than 400 years have shown its stable work. Calculation results and comparison with observation data are under discussion.

The paper shows distribution of mean global atmosphere temperature versus time in stable conditions to demonstrate that there is inter-annual variability of atmosphere temperature at the steady state of a climate system. It presents distribution of temperature difference of the ocean surface from the observations and from the model of the ocean thermohaline circulation for January. Noticeable deviations of temperature are observed near Antarctica. Apparently, it is because of inaccurate calculation of the sea ice distribution in model. The geographical distribution of the ocean surface temperature for January with coupled calculation shows, in general, a zonal uniform structure of isolines with noticeable deviations from zonality near continents that will be in compliance with observation data. The calculated field of January surface atmosphere temperatures close to the underlying surface possesses strong variability over continents.

References

1. Stocker T.F., Qin D., Plattner G.-K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M., eds. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. IPCC WG I Fifth Assessment Report*. IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2013. Available at: http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf , accessed 01.03.2015.
2. Parkhomenko V.P. Modeling and prediction of global climatic and biospheric processes. 4 *Vserossiiskaya nauchnaya konferentsiya "Matematicheskoe modelirovanie razvivayushcheysya ekonomiki i ekologii" (EKOMOD-2009): sb. tr.* [Proc. of the 4 All-Russian scientific conference "Mathematical modeling of a developing economy and ecology" (ECOMOD-2009)]. Kirov, July 6-12, 2009. Kirov, VyatkaSU, 2010, pp. 277-295. (in Russian).
3. Parkhomenko V.P. Model of climate with a view of the deep circulation of the World ocean. *Vestnik MGTU im. N.E. Baumana. Ser. Estestvennye nauki = Herald of the Bauman Moscow State Technical University. Ser. Natural science*, 2011, spes. iss. *Matematicheskoe modelirovanie* [Mathematical modeling], pp. 186-200. (in Russian).
4. Kochergin V.P. *Teoriia i metody rascheta okeanicheskikh techenii* [Theory and methods of calculation of oceanic currents]. Moscow, Nauka Publ., 1978. 128 p. (in Russian).
5. Samelson R.M., Vallis G.K. A simple friction and diffusion scheme for planetary geostrophic basin models. *Journal of Physical Oceanography*, 1997, vol. 27, no. 1, pp. 186-194. DOI: [10.1175/1520-0485\(1997\)027<0186:ASFADS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<0186:ASFADS>2.0.CO;2)
6. Hogg A.Mc C., Dewar W.K., Killworth P.D., Blundell J.R. A quasi-geostrophic coupled model: Q-GCM. *Monthly Weather Review*, 2003, vol. 131, no. 10, pp. 2261-2278. DOI: [10.1175/1520-0493\(2003\)131<2261:AQCMQ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2003)131<2261:AQCMQ>2.0.CO;2)
7. Marsh R., Edwards N.R., Shepherd J.G. *Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science. Internal Document no. 83*. Southampton Oceanography Centre (SOC), 2002. 50 p. Available at: http://www.noc.soton.ac.uk/JRD/LSM/CGOLD/c-goldstein_report.pdf , accessed 01.03.2015.
8. Parhomenko V.P. Numerical Experiments Using the Global Hydrodynamic Model to Estimate the Climate Sensitivity and Stability. *Inzhenernyy zhurnal: nauka i innovatsii = Engineering Journal: Science and Innovation*, 2012, no. 2. Available at: <http://engjournal.ru/catalog/mathmodel/climate/45.html> , accessed 01.03.2015. (in Russian).
9. Parkhomenko V, pp., 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.
10. Arakawa A., Lamb V. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. In: Chang J., ed. *Methods in Computational Physics. Vol. 17*. Academic Press, 1977, pp. 174-207.

11. Belov P.N., Borisenkov E.P., Panin B.D. *Chislennyye metody prognoza pogody* [Numerical methods of weather forecast]. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1989. 375 p. (in Russian).
12. Gates W.L., Batten E.S., Kahle A.B., Nelson A.B. *A documentation of the Mintz-Arakawa two-level atmospheric general circulation model*. Santa Monica, Calif., Rand, 1971. (Russ. ed.: Gates W.L., Batten E.S., Kahle A.B., Nelson A.B. *Dvukhurovennaya model' obshchei tsirkulyatsii atmosfery Mintsy-Arakavy*. Leningrad, Gidrometeoizdat Publ., 1978. 239 p.).
13. Thompson S.L., Warren S.G. Parametrization of outgoing infrared radiation derived from detailed radiative calculations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1982, vol. 39, pp. 2667-2680.
14. 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.
15. Ryaben'kii V.S. *Vvedenie v vychislitel'nyuyu matematiku* [Introduction to computational mathematics]. Moscow, Fizmatlit Publ., 2000. 296 p. (in Russian).