

УДК 551.5:517

В. П. Пархоменко

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ НА ГЛОБАЛЬНОЙ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПО ОЦЕНКЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ И УСТОЙЧИВОСТИ КЛИМАТА

Реализована гидродинамическая трехмерная глобальная климатическая модель, включающая блоки атмосферы, термохалинной крупномасштабной циркуляции океана, морского льда. Рассмотрена процедура организации совместных расчетов модели океана и модели общей циркуляции атмосферы. Проведены исследование гистерезиса Атлантической термохалинной циркуляции и моделирование перехода к режиму оледенения при уменьшении солнечной постоянной.

E-mail: parhom@ccas.ru

Ключевые слова: глобальная климатическая модель, термохалинная циркуляция, прогноз.

При анализе долгосрочных изменений климата необходимо рассматривать атмосферу, океан (с морским льдом) и деятельный слой суши (почва и растительность) как взаимодействующие части единой системы, называемой климатической. Она характеризуется сложными взаимодействиями и обратными связями ее элементов. Климатическая система обладает значительной временной и пространственной изменчивостью. Под климатом понимают статистический ансамбль состояний, проходимых системой за периоды времени в несколько десятилетий. Характеристики климатической системы имеют глобальный характер с существенно различающимися временными и пространственными масштабами. Математическое моделирование является мощным инструментом для исследования климатической системы и прогнозирования.

Рассматриваемая модель включает блоки атмосферы, океана, морского льда. Она описывает трехмерную термохалинную циркуляцию Мирового океана и основные характеристики остальных элементов климатической системы. В настоящей работе рассматривается функционирование модели в режиме сезонного хода солнечной радиации.

Основные уравнения крупномасштабных течений в океане (иногда называемые примитивными) обычно [1] записываются в приближении

Буссинеска (постоянства плотности в горизонтальных уравнениях импульса и неразрывности, наличия силы Кориолиса, вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости). По вертикали принимается уравнение гидростатики. Уравнения дополняются уравнениями переноса и турбулентной диффузии теплоты и солей, а также уравнением состояния для плотности, зависящей от температуры и солёности. На поверхности океана предполагается воздействие ветра, обмен теплотой и влагой. На твердых границах принимаются условия отсутствия потоков. Для моделей на основе этих уравнений с высоким или умеренным пространственным разрешением [2, 3] вычислительные затраты даже одного такого расчета могут быть чрезвычайно большими, а расчеты на тысячи лет — практически уникальными. Численные эксперименты на такие длительные периоды бывают необходимы вследствие медленных процессов в глубоких слоях океана.

Так называемые модели промежуточной сложности, или эффективные модели, имеют потенциал для выполнения большого количества численных экспериментов на длительные периоды и, в частности, для исследования широких диапазонов изменения их параметров. Если параметры имеют ясную физическую интерпретацию или близкие аналоги в модели с более высоким разрешением, результаты могут иметь и более общее значение. Эффективные модели также играют существенную роль для понимания долгосрочной естественной изменчивости климата; в этом случае оптимальный межкомпонентный баланс степени сложности модели может зависеть от временных масштабов, интересующих исследователя. Эффективные модели могут быть двумерными или трехмерными. Результаты моделей промежуточной сложности с полностью трехмерным представлением Мирового океана обеспечивают более легкое сравнение с результатами расчетов по моделям с высоким пространственным разрешением и с данными наблюдений.

Преимуществом трехмерных моделей промежуточной сложности является также возможность непосредственно воспроизводить фундаментальный геострофический баланс импульса, более адекватно представлять горизонтальную циркуляцию, влияние на нее топографических и геометрических факторов, а также глубинной циркуляции и образования морского льда. В двумерных моделях все эти важные эффекты должны быть параметризованы. Ряд эффективных моделей с трехмерным блоком океана [4—6] используют примитивные уравнения с низким пространственным разрешением. Эти модели значительно менее эффективны, чем модели других типов, и пока не позволяют выполнять ансамбли расчетов на сотни тысяч лет общего времени интегрирования. Существуют совместные модели с использованием квазигеострофического приближения динамики океана [7], но они до сих пор были направлены на расчеты с высоким разрешением.

Более общими, чем квазигеострофические модели, и применимыми в глобальной постановке для произвольного рельефа дна, но значительно более простыми, чем модели с примитивными уравнениями динамики, являются фрикционные геострофические модели океана [8]. В этой работе рассматривается модель такого типа с добавлением энерго- и влагодансовой модели атмосферы и динамической и термодинамической модели морского льда [9, 10]. При низком разрешении — 36×36 (72×72) ячеек по горизонтали, а также при крайне простом представлении атмосферы результирующая совместная модель имеет высокую эффективность.

Поясним построение фрикционной геострофической модели океана. Как известно [1], для стационарного случая при наличии придонного трения (фрикционного члена), пропорционального среднему по глубине потоку, и стационарного воздействия ветра усредненные по глубине уравнения в горизонтальных локальных декартовых координатах (x, y) записываются следующим образом:

$$-lv + \frac{R}{H}u = g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau_{xz}}{\rho_0 H};$$

$$lu + \frac{R}{H}v = g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau_{yz}}{\rho_0 H};$$

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

где l — параметр Кориолиса; v, u — горизонтальные компоненты средней по глубине скорости течений; R — коэффициент придонного трения; H — глубина океана; g — ускорение силы тяжести; ξ — превышение уровня поверхности над невозмущенным; τ_{xz}, τ_{yz} — компоненты напряжения трения ветра; ρ_0 — средняя плотность воды.

Эти уравнения объясняют, в частности, эффект западной интенсификации течений в океане [1], и можно предположить, что некоторое их обобщение и использование первых двух в качестве горизонтальных уравнений импульса может быть пригодно далее для описания термохалинной циркуляции Мирового океана.

С учетом этих соображений система уравнений модели океана рассматривается в геострофическом приближении с фрикционным членом в уравнениях импульса по горизонтали. Значения температуры T и солёности S удовлетворяют адвекционно-диффузионным уравнениям, что позволяет описать термохалинную циркуляцию океана. Приближенно учитываются также конвективные процессы [9, 10].

Таким образом, система основных уравнений, записанных для наглядности в локальных декартовых координатах (x, y, z) , где x, y — горизонтальные координаты, а 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

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

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

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

Здесь u, v, w — горизонтальные и вертикальная компоненты вектора скорости; λ — переменный в пространстве фрикционный коэффициент, увеличивающийся к береговым границам и экватору и определяющий влияние фрикционного члена; ρ, T, S, p — плотность, температура, соленость и давление морской воды; τ_x, τ_y — компоненты напряжения трения ветра; k_h, k_v — коэффициенты турбулентной диффузии трассеров по горизонтали и вертикали; C — источники трассеров.

Указанная система уравнений решается в сферической системе координат для всего Мирового океана с реальной аппроксимированной глубиной. На границах материков также принимаются равными нулю нормальные составляющие потоков теплоты и солей. Океан подвергается воздействию напряжения трения ветра на поверхности. Потоки T и S вблизи 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 теплоты из атмосферы в морской лед и потоком теплоты из льда в океан. Для температуры поверхности льда решается диагностическое уравнение.

Для описания процессов, протекающих в атмосфере, используется энерго- и влагобалансовая модель. В модели решается вертикально проинтегрированное уравнение для температуры, определяющее баланс приходящего и уходящего радиационных потоков, явных (турбулентных) обменов потоками теплоты с подстилающей поверхностью, высвобождения скрытой теплоты в результате конденсации и простой однослойной параметризации горизонтальных процессов переноса. Источники в уравнении переноса для удельной влажности определяются осадками, испарением и сублимацией с подстилающей поверхности.

Все блоки модели связаны между собой обменом импульсом, теплотой и влагой. Используются реальная конфигурация материков и распределение глубин Мирового океана [10]. Уравнения в сферической системе координат решаются численным конечно-разностным методом. По горизонтали применяется равномерная по долготе и синусу широты расчетная сетка размерностью 36×36 или 72×72 . Глубина океана представляется в виде восьмиуровневой логарифмической шкалы до максимального значения 5 000 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 2 000 лет.

Исследование гистерезиса Атлантической термохалинной циркуляции. Резкое потепление климата может вызвать быстрое таяние и разрушение ледяных континентальных щитов Гренландии, что приведет к значительным поверхностным выбросам пресной воды в соответствующей области Северной Атлантики. Достаточно вероятно, что Северо-Атлантическая термохалинная циркуляция и региональный европейский климат чувствительны к этим эффектам.

В связи с этим был проведен соответствующий численный эксперимент. Предполагается, что в течение 25 лет в области $50...70^\circ$ с. ш. в Атлантике происходят выбросы 1 Св пресной воды ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ — единица измерения расхода воды в океанологии). Расчет начинается с установившихся условий на период 200 лет. Более легкая пресная вода препятствует возникновению конвекции и существенно ослабляет меридиональную термохалинную циркуляцию.

Из расчетов следует, что максимум меридионального потока в Северной Атлантике (светлые области на рис. 1 и 2) уменьшается с

28 до 15 Св примерно через 25 лет. На рисунках представлены изолинии меридиональной функции тока в вертикальном сечении Атлантического океана от Южного полюса (ЮП) до Северного полюса (СП). По осям отложены номера ячеек расчетной сетки; Э — экватор. Эффект ослабления потока сохраняется вплоть до 200 лет несмотря на прекращение выбросов пресной воды. Блокирование термохалинной циркуляции ведет к понижению температуры воздуха на 1,4 °С в соответствующей области, а также влияет на глобальный климат.

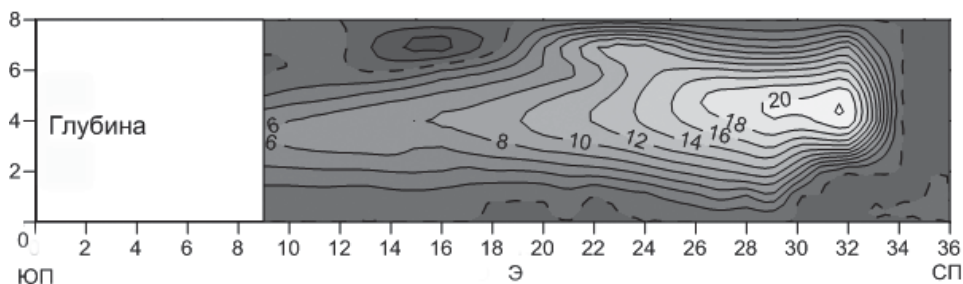


Рис. 1. Меридиональная функция тока, Св, для современных условий. Атлантический океан, июль

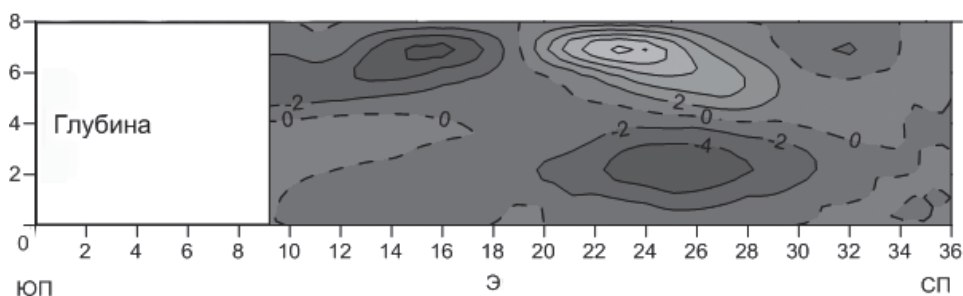


Рис. 2. Меридиональная функция тока, Св, при дополнительных выбросах пресной воды. Атлантический океан, июль

Далее представлены некоторые результаты численных экспериментов по определению возможного гистерезиса блокирования Атлантической термохалинной циркуляции, при котором поток пресной воды в Атлантику в регионе 50...70° с. ш. постепенно увеличивается, а затем медленно снижается с одинаковой (по сравнению с предыдущим случаем) скоростью 0,05 Св за 1 000 лет. Поток пресной воды из Атлантики в Тихий океан установлен (по умолчанию) на уровне 75 % его значения. Это соответствует бистабильному режиму циркуляции, но вблизи состояния моностабильного режима развитой термохалинной циркуляции.

На рис. 3 две верхние кривые отражают гистерезис максимума среднего меридионального потока в Атлантическом океане (характеристика термохалинной циркуляции).

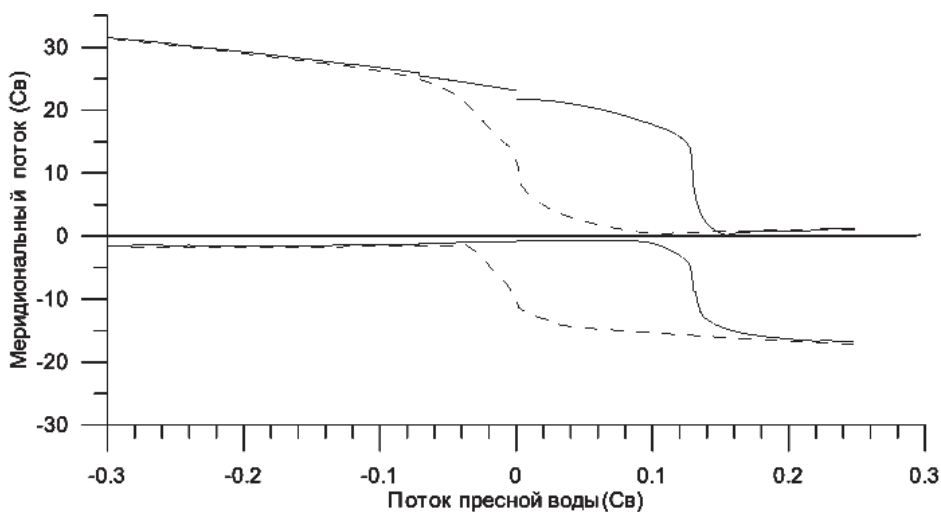


Рис. 3. Зависимость максимума и минимума среднего меридионального потока в Атлантическом океане от потока пресной воды на поверхности

Две нижние кривые показывают то же для минимума потока. Сплошные ветви соответствуют увеличению потока пресной воды (ось абсцисс), штриховые — его уменьшению. Результаты моделирования свидетельствуют о наличии гистерезиса этой циркуляции, подтверждая также существование точки бифуркации. Полный коллапс термохалинной циркуляции наступает, когда поток пресной воды достигает примерно 0,12 Св, и далее коллапс сохраняется. При обратном уменьшении потока термохалинная циркуляция не включается, пока он не достигнет значения примерно 0,02 Св. Общее время счета в двух направлениях составляет около 24 тыс. лет. Таким образом, в диапазоне двух пороговых значений потока пресной воды наблюдается возможность существования двух различных состояний климатической системы — с развитой термохалинной циркуляцией и подавленной, что влияет и на температурный режим атмосферы. После установления наличия бистабильности термохалинной циркуляции и соответствующих порогов для рассматриваемой модели возникает вопрос: может ли (и в какой момент в будущем) антропогенное воздействие привести к пересечению порога блокирования термохалинной циркуляции? Отчеты Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [11], которые определяют вероятность блокирования термохалинной циркуляции в этом веке как маловероятную (вероятность менее 10 %), основаны, по крайней мере частично, на расчетах по полным моделям общей циркуляции атмосферы и океана. При этом обычно не учитывается потенциально опасный источник пресной воды от таяния ледникового покрова Гренландии. Хотя ни один из расчетов по полным моделям общей циркуляции атмосферы и океана не показывает коллапс термохалин-

ной циркуляции [11] в этом веке, расчеты по более полной модели климатической системы Земли дают такой результат.

Чувствительность климата к изменениям солнечной постоянной. Классические расчеты на простых зональных энергобалансовых моделях [12] показывают важную роль при уменьшении потока солнечной радиации положительной обратной связи температура — альbedo поверхности при переходе к режимам обледенения, наблюдавшимся в истории Земли. В численном эксперименте по оценке влияния изменения потока солнечной радиации (солнечной постоянной) на глобальный климат предполагается, что солнечная постоянная постепенно дискретно уменьшается по сравнению с современным значением и в каждом случае определяется установившийся климатический режим. Расчеты проведены для трех последовательно уменьшающихся значений солнечной постоянной: $0,950S_0$, $0,947S_0$ и $0,946S_0$, где S_0 — современное значение солнечной постоянной. Кроме того, предполагается, что концентрация углекислого газа в атмосфере в 2 раза меньше, чем в настоящее время (это уменьшает парниковый эффект). На рис. 4 результаты, соответствующие этим значениям, обозначены цифрами 1, 2 и 3.

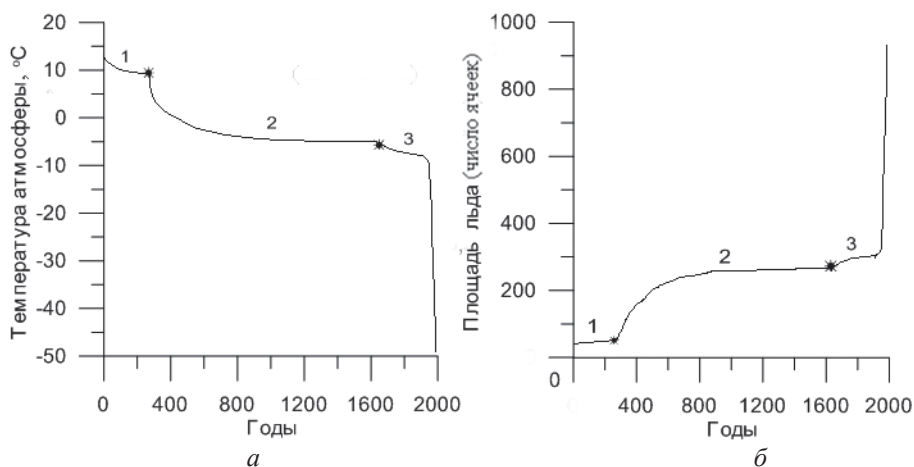


Рис. 4. Изменение во времени среднеглобальной температуры атмосферы (*а*) и площади океана, покрытой льдом (*б*), для трех этапов расчетов

Так, среднеглобальная температура атмосферы для этапов 1 и 2 понижается до 8 и -6°C в конце каждого этапа соответственно (рис. 4, *а*). Для этапа 3 при понижении температуры до -10°C происходит резкое падение температуры за время менее чем 50 лет до значения приблизительно -50°C . Это обусловлено (или сопровождается) полным оледенением поверхности Мирового океана.

На рис. 4, *б* в условных единицах (число расчетных ячеек) в зависимости от времени показано изменение площади океана, покрытой

льдом, для трех этапов расчета. Наблюдаются постепенное увеличение площади морского льда и катастрофический рост площади в конце этапа 3, когда Мировой океан полностью покрыт льдом. Эти результаты, естественно, объясняются наличием положительной обратной связи понижение температуры — оледенение.

На рис. 5, *а* дано распределение температуры атмосферы в конце этапа 2 для января. Максимальная температура составляет 12 °С, минимальная достигает -58 °С. Распределение морского льда и его толщина для этого случая приведены на рис. 5, *б*. Отметим распространение морского льда вплоть до широты 40° в северном и южном полушариях.

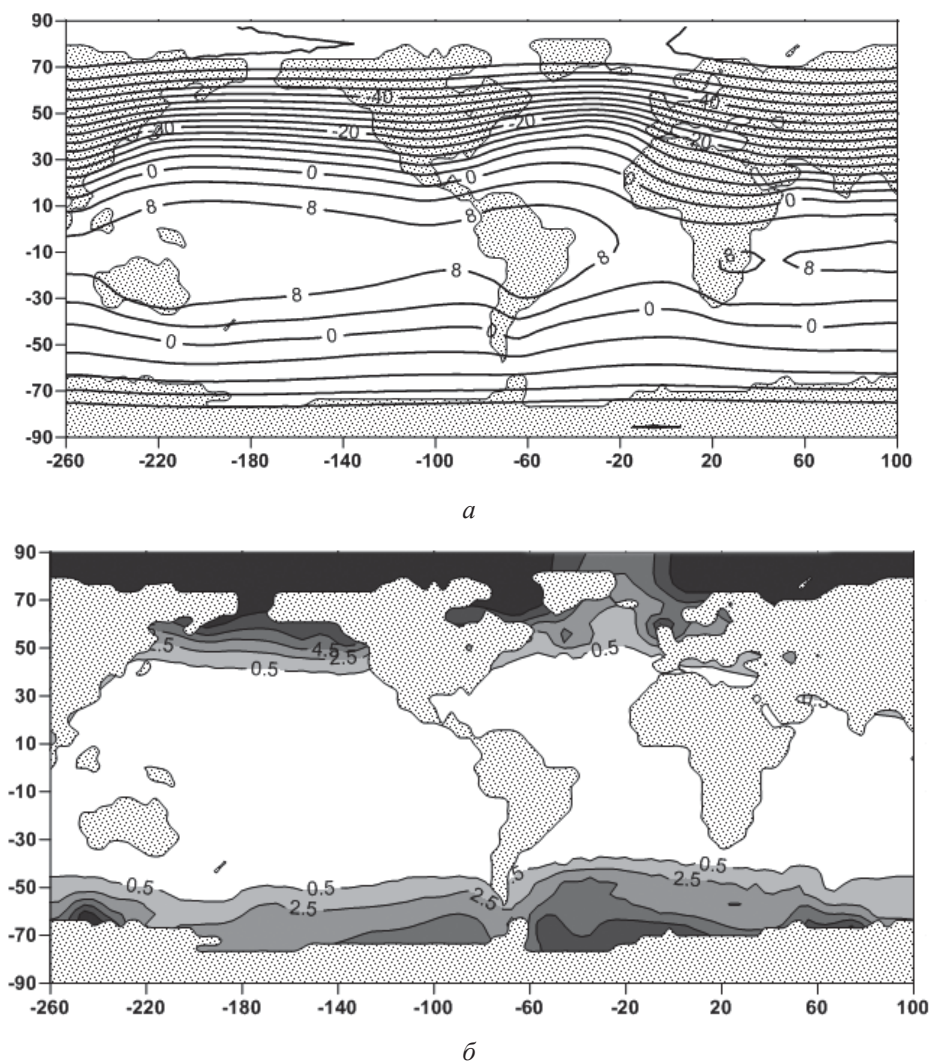


Рис. 5. Распределение температуры атмосферы (*а*) и площади морского льда (*б*) в конце этапа 2 для января

На рис. 6, *a* показано распределение температуры атмосферы в конце этапа 3 для января. Максимальная температура составляет -30°C , минимальная достигает -85°C . Распределение морского льда и его толщина для этого случая приведены на рис. 6, *б*. Видно, что морской лед полностью покрывает Мировой океан.

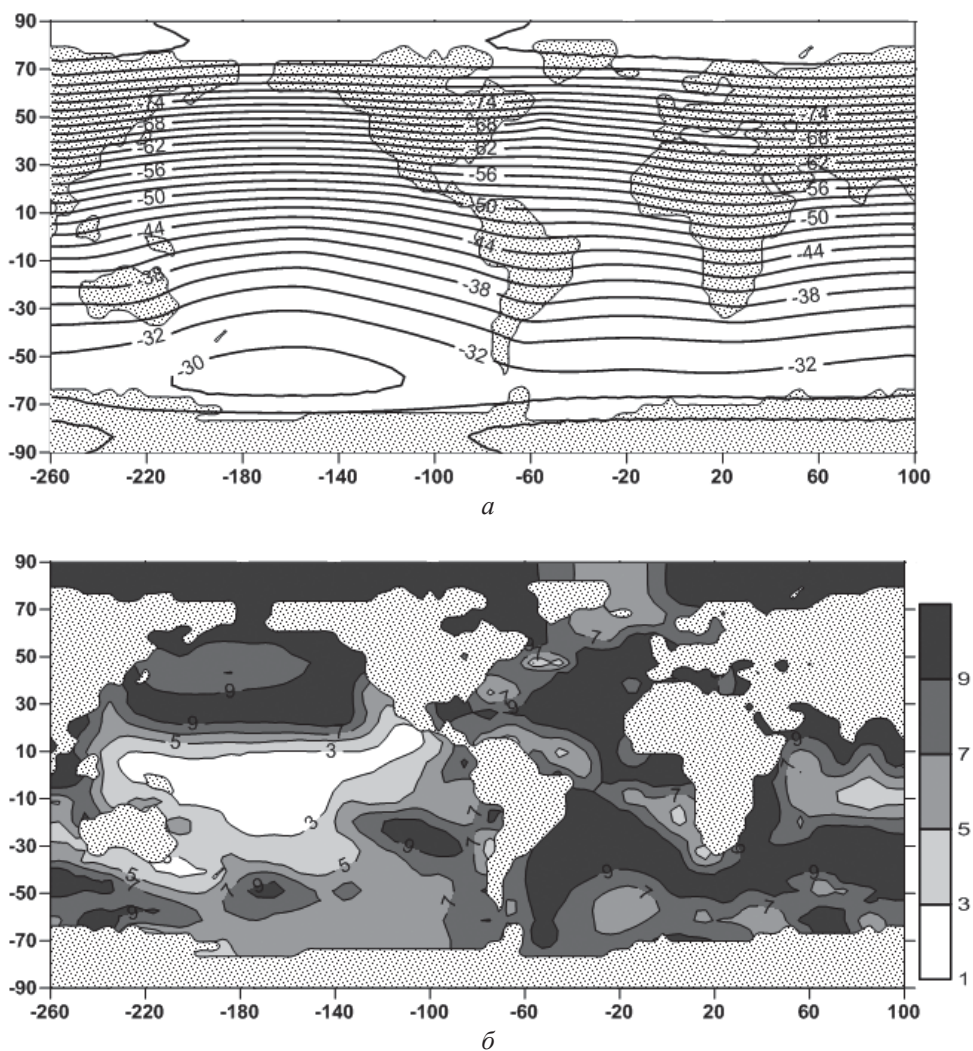


Рис. 6. Распределение температуры атмосферы (*a*) и площади морского льда (*б*) в конце этапа 3 для января

Такие сильные изменения температуры и площади ледового покрова приводят к существенным изменениям горизонтальной циркуляции (рис. 7, *a*) и вертикальной термохалинной циркуляции (на рис. 7, *б* — для вертикального сечения Атлантического океана; усреднение по долготе, по осям — номера ячеек расчетной сетки). На рис. 7, *a* области положительной и отрицательной циркуляции разде-

лены штриховой нулевой изолинией. Из рис. 7, б видно, что вертикальная термохалинная циркуляция имеет ослабленные горизонтальные скорости в северном направлении — в верхних слоях океана и увеличенные в направлении экватора — в глубоких слоях (в отличие от современной ситуации, см. рис. 1). Кроме того, совершенно отсутствует отрицательная циркуляция (против хода часовой стрелки).

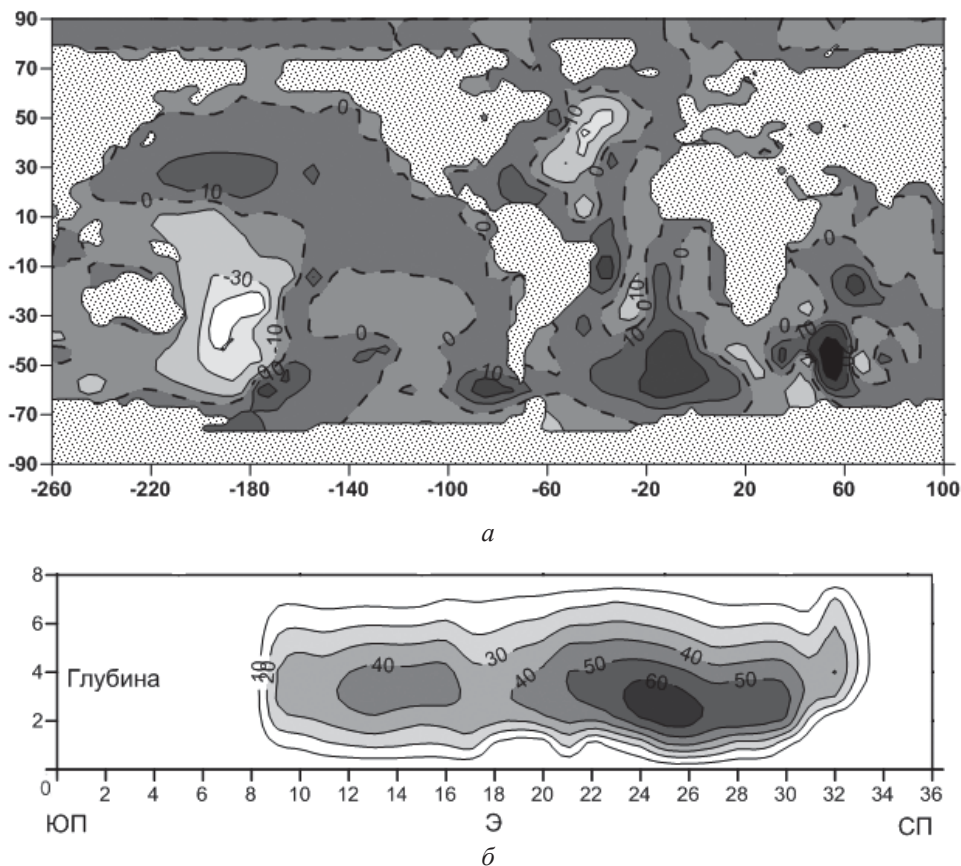


Рис. 7. Горизонтальная циркуляция (а) и вертикальная термохалинная циркуляция (б) в Атлантике в конце этапа 3

Выводы. Описана гидродинамическая трехмерная глобальная климатическая модель, включающая блоки атмосферы, термохалинной крупномасштабной циркуляции океана и морского льда. В диапазоне двух пороговых значений потока пресной воды в Северной Атлантике моделируется существование двух различных состояний климатической системы – с развитой и подавленной термохалинной циркуляцией, что влияет и на температурный режим атмосферы. На основе численных экспериментов установлена возможность перехода к режиму оледенения при уменьшении солнечной постоянной и меньшей концентрации углекислого газа в атмосфере.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 14 и проектов РФФИ 11-01-93003, 11-01-00575 и 11-07-00161.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кочергин В. П. Теория и методы расчета океанических течений. – М.: Наука, 1978. – 128 с.
2. Gordon C., Cooper C., Senior C. A., et al. The simulation of SST, sea-ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley Centre coupled model without flux adjustments // *Clim. Dyn.* – 2000. – N 16. – P. 147–168.
3. Boville B. A., Gent P. R. The NCAR climate system model, version one // *J. Clim.* – 1998. – N 11. – P. 1115–1130.
4. Sinha B., Smith R. S. Development of a fast Coupled General Circulation Model (FORTE) for climate studies, implemented using the OASIS coupler // *Southampton Oceanography Centre Internal Document.* – 2002. – N 81 – 67 p.
5. Goosse H., Selten F. M., Haarsma R. J., Opsteegh J. D. Decadal variability in high northern latitudes as simulated by an intermediate-complexity climate model // *Annals of Glaciology.* – 2001. – N 33. – P. 525–532.
6. Weaver A. J., Eby M., Wiebe E. C., et al. The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates // *Atmos-Ocean.* – 2001. – N 39. – P. 361–428.
7. Hogg A. McC., Dewar W. K., Killworth P. D., Blundell J. R. A quasi-geostrophic coupled model: Q-GCM // *Monthly Weather Review.* – 2003. – N 131. – P. 2261–2278.
8. Edwards N. R., Shepherd J. G. Bifurcations of the thermohaline circulation in a simplified three-dimensional model of the world ocean and the effects of inter-basin connectivity // *Clim. Dyn.* – 2002. – N 19. – P. 31–42.
9. Marsh R., Edwards N. R., Shepherd J. G. Development of a fast climate model (C-GOLDSTEIN) for Earth System Science // *SOC.* – 2002. – N 83. – 54 p.
10. Пархоменко В. П. Модель климата с учетом глубинной циркуляции Мирового океана // *Вестн. МГТУ им. Н.Э. Баумана. Сер. Естеств. науки. Спец. вып. Мат. моделирование.* – 2011. – С. 186–200.
11. *Climate Change 2007 – The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of IPCC.* – 2007. – 989 p.
12. Пархоменко В. П. Проблемы изменения и моделирования климата: Сб. тр. II Всерос. науч. конф. «Математическое моделирование развивающейся экономики» (ЭКОМОД-2007), Киров, 9–15 июля 2007 г. – Киров: Изд-во Вятск. гос. ун-та, 2007. – С. 174–185.

Статья поступила в редакцию 03.07.2012.