

УДК 551.583

ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ЦИРКУЛЯЦИИ МИРОВОГО ОКЕАНА И ЕЕ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ В 1948–2007 гг.

© 2014 г. А. В. Гусев, Н. А. Дианский

Институт вычислительной математики РАН

119333 Москва, ул. Губкина, 8

E-mail: anatoly.v.gusev@gmail.com

Поступила в редакцию 14.02.2013 г., после доработки 18.04.2013 г.

Представлены результаты воспроизведения глобальной циркуляции океана и ее межгодовой изменчивости за период 1948–2007 гг. с помощью сигма-модели общей циркуляции океана ИВМ РАН – INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). Одна из версий этой модели применяется также и для расчетов циркуляции Черного моря. Для задания реалистичного атмосферного воздействия использовались данные CORE. Показано существенное уменьшение к 2007 г. площади морского льда в Северном Ледовитом океане, согласующееся с данными наблюдений. Выявлена междекадная климатическая изменчивость с заметным падением с конца 1990-х гг. интенсивности Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ) и меридионального переноса тепла (МПТ) в Северной Атлантике (СА). МПТ показывает уменьшение поступления тепла из СА в атмосферу начиная с середины 1990-х гг. Таким образом, обнаружена отрицательная обратная связь в климатической системе Земли, направленная на уменьшение потепления климата, вызванного в последние десятилетия в основном антропогенным фактором. Выявлена также долгопериодная – около 60 лет – изменчивость АТХЦ, которая с задержкой около 10 лет влияет на термическое состояние поверхности СА. Обосновывается предположение, что этот механизм может делать вклад в формирование собственной долгопериодной изменчивости АТХЦ.

Ключевые слова: циркуляция океана, численное моделирование, морской лед, изменения климата.

DOI: 10.7868/S0002351513060072

ВВЕДЕНИЕ

В связи с происходящими современными климатическими изменениями весьма актуальной задачей является подробное причинно-следственное и количественное описание процессов, происходящих в океане – важнейшем звене климатической системы Земли [1]. Это невозможно сделать, опираясь только на диагностический анализ данных наблюдений, поскольку их недостаточно, особенно в глубоководных частях Мирового океана (МО). Поэтому важнейшим современным инструментарием решения таких задач является численное моделирование и вычислительный эксперимент. Они позволяют получать количественные оценки межгодовых изменений термохалинной циркуляции в МО в целом и в его отдельных акваториях.

Исследования изменчивости состояния вод МО с использованием численных моделей, основанных на решении трехмерных уравнений геофизической гидродинамики, начались с середины 1960-х годов (см. классические работы [2, 3]). С тех пор произошел значительный прогресс в развитии моделей общей циркуляции океана

(МОЦО). При этом заметные успехи достигнуты в математической постановке, численных методах решения уравнений и параметризациях подсеточных процессов. В наибольшей степени эти достижения определяются бурным развитием вычислительной техники, что позволило в МОЦО перейти от пространственных разрешений по горизонтали в 5° до порядка $1/10^\circ$ [4]. Однако на нынешнем этапе развития столь высокое пространственное разрешение не позволяет проводить практические расчеты на сотни лет. Поэтому для долгосрочных расчетов по воспроизведению и прогнозу климата океана в настоящее время применяются модели с относительно невысоким разрешением порядка $1/2^\circ$.

Наиболее близка тематике воспроизведения характеристик общей циркуляции океана международная программа Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (CORE) [5, 6]. Ее целью является исследование циркуляции МО и ее изменчивости на основе мультимодельного подхода, при котором все модели, участвующие в сравнении, должны использовать одинаковые сценарии экспериментов и одни и те же исходные данные для рас-

чета атмосферного воздействия. Первая серия расчетов CORE-I [5] посвящена воспроизведению среднеклиматического квазистационарного состояния океана и морского льда, а вторая — CORE-II [6] — их межгодовой изменчивости, при этом проводится сравнение результатов моделирования с комплексом разнородных данных наблюдений. В данной работе представлены результаты экспериментов с МОЦО INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model), проведенных в рамках CORE-II [6]. При этом в настоящей статье приводятся некоторые дополнительные характеристические оценки океанической циркуляции, важные с точки зрения авторов для анализа климатической изменчивости.

1. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНА INMOM И СЦЕНАРИЯ ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Разработанная в ИВМ РАН МОЦО INMOM относится к классу σ -моделей океана [7]. Современные МОЦО представляют собой сложные вычислительные комплексы, которые включают системы уравнений, описывающих крупномасштабную циркуляцию океана, методологию их численного решения, алгоритмы и программную реализацию, обработку результатов численных экспериментов [5–10]. Их создание, тестирование и оценка адекватности воспроизведения реальных процессов предполагает совместную информационную обработку результатов расчетов и данных наблюдений. Современные модели должны обеспечивать адекватное воспроизведение широкого спектра процессов, протекающих в океанах и морях.

Наиболее полно модель INMOM описана в [9]. В ее основе лежит система примитивных уравнений в приближениях гидростатики и Буссинеска, записанная в обобщенных ортогональных координатах по горизонтали и в σ -системе координат по вертикали. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура, соленость и отклонение уровня океана от невозмущенной поверхности [9, 11]. Для расчета плотности используется уравнение состояния, учитывающее сжимаемость морской воды и специально предназначенное для моделей циркуляции океана [12].

При численной реализации INMOM используется метод расщепления [13, 14] по физическим процессам и пространственным координатам, что является ее отличительной особенностью от других известных моделей [7]. Для этого уравнения динамики океана записываются в специальной симметризованной форме. Она позволяет представить оператор дифференциальной задачи

в виде суммы более простых операторов, каждый из которых является неотрицательным в норме, определяемой законом сохранения полной энергии. Это дает возможность расщепить оператор полной задачи на ряд более простых подзадач и построить их пространственные аппроксимации так, чтобы энергетическим законам сохранения, выполняющимся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли все расщепленные дискретные задачи. Разностные аппроксимации по пространственным координатам строятся на “С”-сетке [15, 16].

Метод расщепления позволяет эффективно реализовывать неявные и малодиссипативные полунеявные схемы интегрирования по времени, которые дают возможность использовать шаг по времени в несколько раз больший, чем в моделях океана, основанных на явных схемах, с аналогичными пространственным разрешением и коэффициентами вязкости и диффузии.

Для переноса импульса используется полунеявная схема Кранка–Николсон по времени и полудивергентная аппроксимация по пространству, гарантирующая неотрицательность оператора переноса и каждого из его компонентов при расщеплении по направлениям [13]. Оператор боковой вязкости представляет собой комбинацию операторов 2-го и 4-го порядков [9, 10]. Для вязкости 2-го порядка используется неявная схема по времени и трехточечная аппроксимация по выделенному направлению. Для вязкости 4-го порядка используется явная схема по времени с двукратным применением пятиточечного шаблона по горизонтальному подпространству.

Компоненты горизонтального градиента давления рассчитываются с использованием уравнения гидростатики в специальной форме [10], которая позволяет уменьшить погрешности при разностных аппроксимациях в σ -системе координат, так как они равны нулю для линейного по глубине профиля плотности, дающего значительный вклад в полный вертикальный профиль, а также потому что в ней заранее вычитается та часть нелинейного по глубине профиля плотности, которая не дает вклада в горизонтальный градиент давления. В задаче геострофического приспособления компоненты ускорения Кориолиса аппроксимированы неявно.

Для переноса температуры и солености по времени используется явная схема Мацуно, а по пространству — разностная аппроксимация дивергентного типа, гарантирующая сохранение полного тепло- и солесодержания в случае отсутствия потоков на границах. Это важно для проведения климатических расчетов на длительные сроки. В качестве боковой диффузии для температуры и солености применяется изопикническая диффу-

зия с постоянным коэффициентом, реализованная полулагранжевым методом [1].

В качестве граничных условий на поверхности океана задаются потоки тепла, солёности и импульса. Для температуры и солёности на боковых границах и дне ставится условие отсутствия потоков. На границах для скорости ставится условие непротекания, дополненное условиями свободного скольжения на боковых границах и квадратичного трения на дне [9].

Используемая версия INMOM для МО построена в криволинейной ортогональной системе координат, полученной путем конформного преобразования географической системы. Один полюс располагается на п-ве Таймыр, а второй — в Антарктиде симметрично первому относительно экватора таким образом, чтобы последний в модельной системе координат совпадал с географическим. Окрестность экватора является волновым для экваториально захваченных волн Кельвина и Россби, где также формируется сложная структура приповерхностных и подповерхностных течений и противотечений, воспроизведение которой очень важно, в частности, для правильного описания явления Эль-Ниньо — Южное колебание. Поэтому сохранение положения экватора в расчетной системе координат позволяет лучше воспроизводить эти процессы.

Для адекватного воспроизведения характеристик океана в высоких широтах в INMOM включена модель морского льда. Она состоит из трех модулей. Модуль термодинамики [17] описывает замерзание льда, выпадение снега, а также их таяние за счет тепловых процессов. Модуль переноса льда служит для расчета эволюции ледяного и снежного покровов вследствие дрейфа, для чего используется монотонная схема переноса [18], обеспечивающая неотрицательность концентрации и массы снега и льда. И, наконец, модуль динамики льда рассчитывает эволюцию скорости его движения, которая изменяется за счет воздействия ветра, поверхностных течений океана, суточного вращения Земли, уровня поверхности океана и взаимодействия льдин друг с другом, которое описывается упруговязкопластичной реологией [19].

Для моделирования Мирового океана используется пространственное разрешение $1^\circ \times 0.5^\circ$ в горизонтальных координатах и 40 неравномерно распределенных σ -уровней по глубине. Основным шагом по времени при расчетах равен 1 часу, внутренний шаг для переноса температуры и солёности, выполненного по явной схеме, составляет 30 мин.

Топография дна, используемая в модели, была получена из данных ETOPO2 [20]. Эти данные были сглажены для устранения пространственной изменчивости, масштабы которой меньше

шага модельной сетки, и интерполированы с исходной географической системы на расчетную область.

Коэффициент изопикнической диффузии для температуры и солёности задавался равным $4 \times 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$. Величина коэффициента боковой вязкости 4-го порядка задавалась прямо пропорционально 4-й степени шага по пространству и обратно пропорционально шагу по времени. В частности, на экваторе коэффициент в зональном направлении был равен $1.7 \times 10^{21} \text{ см}^4/\text{с}$.

Для описания вертикального турбулентного перемешивания использовалась параметризация Пакановского и Филандера [21]. В зависимости от числа Ричардсона коэффициент вязкости изменялся от $1 \text{ см}^2/\text{с}$ до $75 \text{ см}^2/\text{с}$, а диффузии — с фонового значения $0.05 \text{ см}^2/\text{с}$ до $50 \text{ см}^2/\text{с}$. Чтобы избежать возможных ситуаций “выклинивания” вертикальных профилей температуры и солёности в приповерхностном слое океана, в верхнем 5-метровом слое коэффициенты диффузии и вязкости задавались равными $500 \text{ см}^2/\text{с}$. В случае неустойчивой стратификации коэффициент вертикальной диффузии увеличивался до значения $500 \text{ см}^2/\text{с}$, а коэффициент вязкости брался равным $75 \text{ см}^2/\text{с}$. Для операторов диффузии и вязкости по вертикали использовалась трехточечная аппроксимация по глубине и неявная схема по времени.

Описанная версия INMOM также служит океаническим компонентом в модели земной системы [1, 22], созданной в ИВМ РАН и участвующей в программе МГЭИК по прогнозированию изменений климата, а также в экспериментальной модели долгосрочного прогноза Гидрометцентра РФ [23]. Одна из версий этой модели применяется также и для расчетов циркуляции Черного моря [10].

Согласно сценарию CORE-II [6] интегрирование модели было проведено на пять последовательных 60-летних циклов, соответствующих периоду с 1948 по 2007 гг. Для проведения экспериментов при расчете атмосферного воздействия использовалась специальная база CORE [24] приповерхностных атмосферных характеристик, в основе которой лежат данные реанализа NCEP/NCAR.

В качестве начальных условий задавалось отсутствие снега и льда, состояние покоя МО и среднеянварские климатические температура и солёность, интерполированные на модельную область, из данных атласа Левитуса [25], имеющих пространственное разрешение $1/4^\circ$ на 33 стандартных океанографических горизонтах. Такой подход позволяет сократить время интегрирования модели для получения реалистичной циркуляции до 50–60 лет.

Атмосферные характеристики CORE включают в себя температуру воздуха, влажность и скорость ветра на высоте 10 м и атмосферного давле-

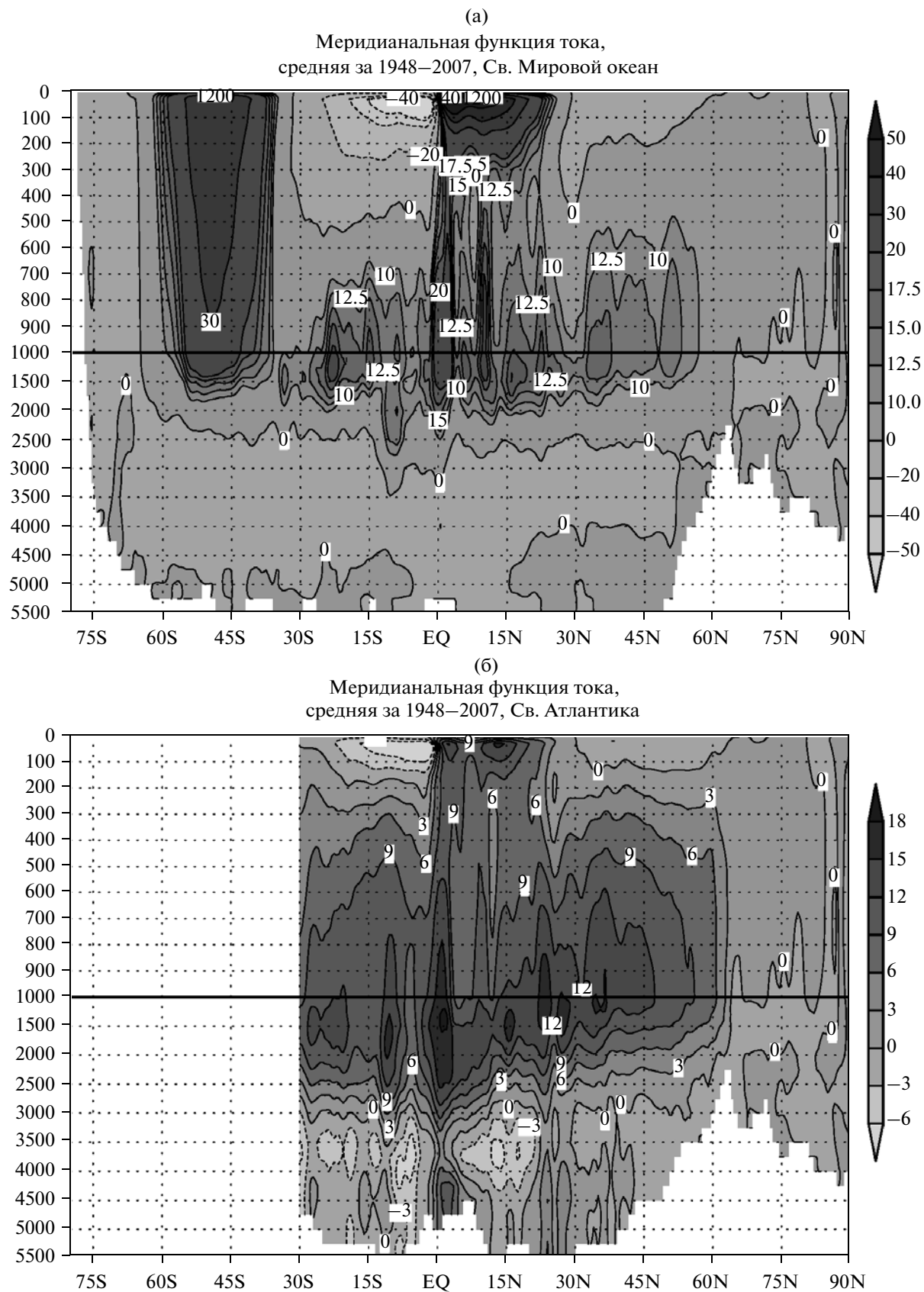


Рис. 1. Среднегодовая функция тока зонально-интегральной циркуляции, Св. а — для глобального океана, б — для Атлантического. Положительные значения соответствуют круговороту по часовой стрелке, отрицательные — против часовой стрелки.

ния на уровне моря (временной интервал 6 ч); длинноволновую и коротковолновую радиации (временной интервал 24 ч); среднемесячные атмосферные осадки и сток рек. Пространственное разрешение по долготе составляет 1.8750° . По широте же разрешение неравномерное. У экватора оно составляет 1.9048° и нарастает к полюсам до 1.8888° . Поскольку данные CORE были заданы в обычной географической системе координат на сетке, они переводились на модельную область внутри расчетного блока модели путем пространственной интерполяции, основанной на решении уравнения Лапласа на сфере и позволяющей избежать ложных экстремумов [26].

Расчет потоков тепла, солёности и импульса на поверхности океана осуществлялся согласно балк-формулам (см., например, [9]). Сток рек рассчитывался в виде псевдоосадков, сосредоточенных в акваториях, примыкающих к устьям рек.

Поскольку для температуры на поверхности океана существует естественная отрицательная обратная связь с предписанной температурой воздуха через поток явного тепла, коррекция потока тепла на поверхности океана не проводилась. Для солёности же такой обратной связи не существует. Поэтому осуществлялась привязка поверхностной солёности к климатическим данным [25] путем введения в поток солёности на поверхности моря релаксационной добавки, представляющей собой разность модельной и климатической приповерхностной солёности, умноженной на коэффициент равный 1.5×10^{-4} см/с, что можно трактовать как релаксацию модельной солёности, осредненной по 10-метровому верхнему слою, к климатическим значениям с временным масштабом около 80 суток. Необходимость коррекции потока солёности на поверхности моря объясняется также тем, что точность задания осадков и стока рек недостаточно высока.

Согласно сценарию CORE-II, являющемуся обязательным требованием для всех моделей — участниц этого проекта [6], результаты последнего 5-го 60-летнего цикла рассматриваются как основные данные, характеризующие изменчивость циркуляции МО за период с 1948 по 2007 гг. Ниже приводится анализ воспроизведенных климатических характеристик океана и их межгодовой изменчивости за этот период времени.

2. ВОСПРОИЗВЕДЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕРМОХАЛИННОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ МИРОВОГО ОКЕАНА И ИХ ЭВОЛЮЦИИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА

2.1. Меридиональная циркуляция

На рис. 1 приведена рассчитанная средняя за последний цикл 1948–2007 гг. функция тока зо-

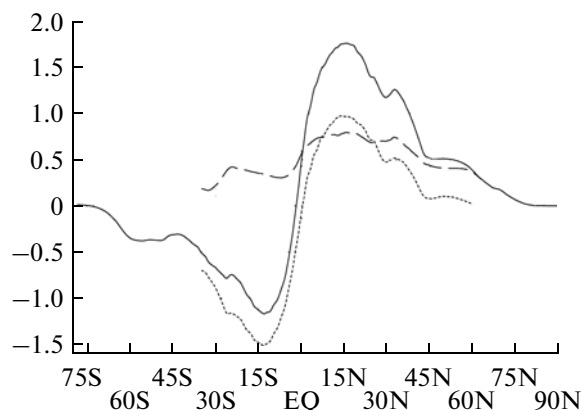


Рис. 2. Среднегодовой меридиональный перенос тепла по результатам расчетов, ПВт: Мировой океан (сплошная линия), Атлантический океан (штриховая линия), суммарный перенос в Тихом и Индийском океане (пунктир).

нально-интегральной циркуляции для всего Мирового океана (а) и для Атлантики (б). Характерной особенностью вертикальных круговоротов является вызываемая пассатами приповерхностная дипольная структура у экватора с интенсивным экваториальным апвеллингом (рис. 1а). Величины расходов в этих ячейках по модулю превышают 40 Св. Центры этих круговоротов расположены на глубине 50 м на расстоянии около 5° по широте к северу и югу от экватора. В Южном океане хорошо выделяется Диконова ячейка [27] с интенсивностью до 35 Св, расположенная между $60^\circ S$ и $37^\circ S$ и проникающая от поверхности до глубин в 2 км. Она генерируется интенсивным экмановским дрейфом, вызванным сильными западными ветрами в зоне т.н. “ревущих сороковых” в области Антарктического циркумполярного течения (АЦТ). В работе [28] исследуются некоторые аспекты формирования Диконовой ячейки и делается вывод, что эта ячейка пропадает, если ее рассматривать в изопикнических координатах. К такому ошибочному, на наш взгляд, положению авторы работы [28] пришли на основе результатов моделирования по упрощенной модели, в которой занижена интенсивность конвекции на северной периферии этой ячейки. Однако в пространственной картине распределения термохалопикнических полей из наблюдений [25] и расчетов по МОЦО (см. например, в [9] рис. 2.8) здесь присутствует конвекция, особенно сильно проявляющаяся в распределении солёности, когда более пресные приповерхностные воды АЦТ поступают в глубинные слои за счет опускания вод в северной периферии, якобы пропадающей в изопикнических координатах Диконовой ячейки.

В Северном полушарии основной крупномасштабный круговорот меридиональной функции тока имеет максимум порядка 17 Св на глубине

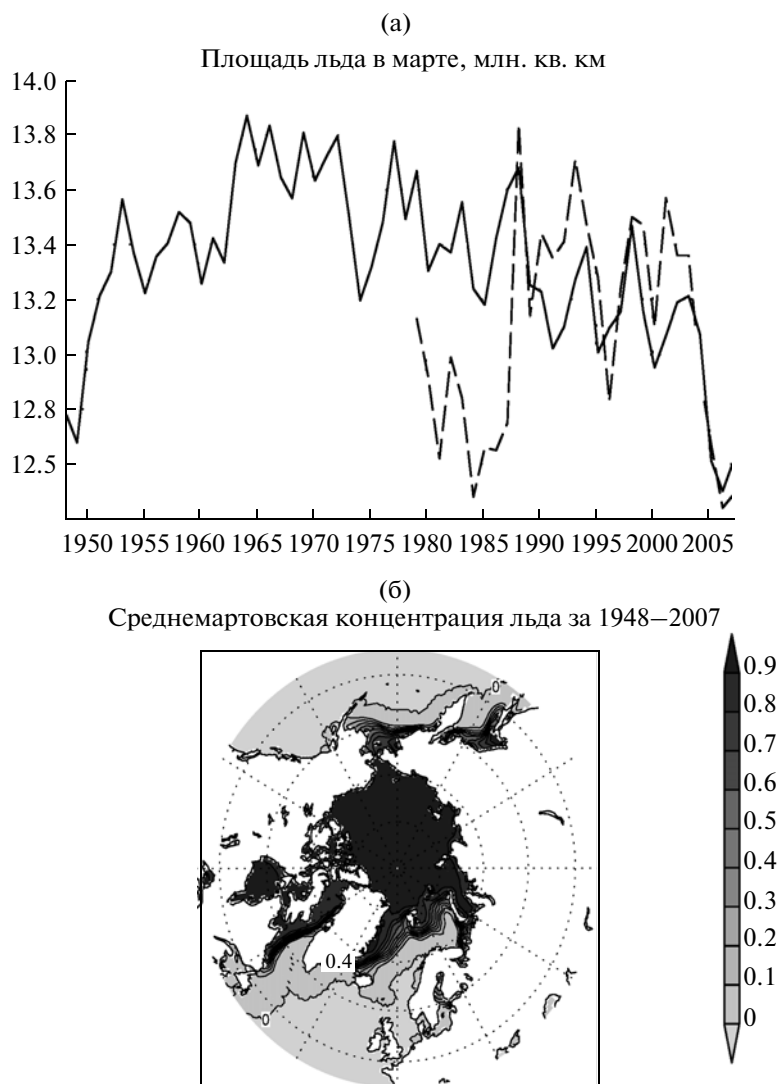


Рис. 3. а – Временной ход площади льда в СЛО за последний цикл 1948–2007 гг. по результатам расчетов (сплошная линия) и по данным NSIDC (штриховая линия), 10^6 км². б – Среднемесячная сплоченность льда в марте, средняя за последний цикл 1948–2007 гг.

около 1 км и широте 35° N. Этот круговорот обусловлен меридиональной циркуляцией в Атлантическом океане, где она имеет классический вид монополярной ячейки (рис. 16). Рассчитанная меридиональная циркуляция хорошо согласуется, например, с результатами [29].

На рис. 2 показаны среднегодовой меридиональный перенос тепла (МПТ), рассчитанный в модели как средний за последний цикл 1948–2007 гг. МПТ является одной из важнейших характеристик циркуляции Мирового океана, оказывающих большое влияние на состояние общей климатической системы Земли. Результаты расчетов хорошо согласуются с данными из [30], где величины МПТ получены с помощью косвенных оценок данных наблюдений.

Рассчитанный по INMOM глобальный среднегодовой МПТ (рис. 2, сплошная линия) имеет максимум около 1.8 ПВт на 15° N и минимум –1.2 ПВт на 14° S. В Северном полушарии, выше 40-й параллели, перенос тепла к полюсу осуществляется в основном за счет переноса тепла в Атлантическом океане, который связан с западным пограничным течением вдоль всего Американского континента.

Величина теплопереноса в Атлантике (рис. 2, штриховая линия) возрастает с 0.3 до 0.8 ПВт на 19° N и далее убывает вместе с поворотом на восток и уменьшением интенсивности Гольфстрима и Северо-Атлантического течения. Особенностью рассчитанного МПТ в Атлантике является его относительное постоянство порядка 0.35 ПВт в тропиках Южного полушария и дальнейший за-

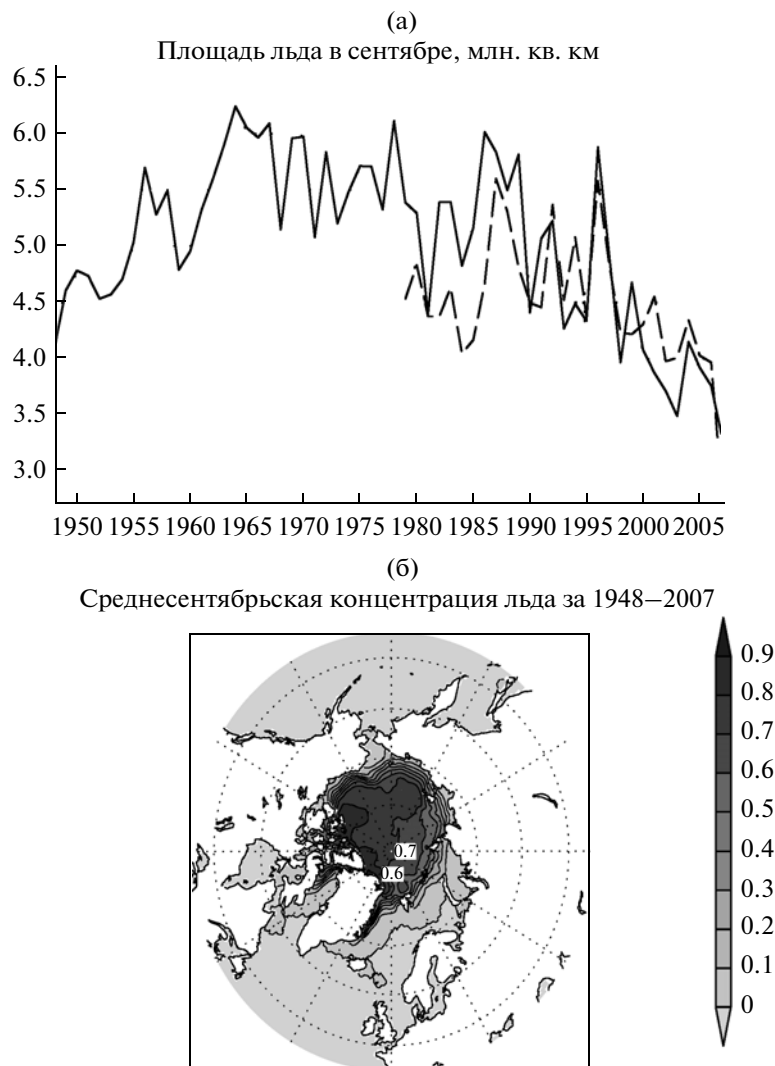


Рис. 4. То же, что на рис. 3, но для сентября.

метный рост на 0.3 ПВт в районе экватора. Перенос тепла на север в области южнее экватора до 35°S вызван тем, что в Атлантике южная приэкваториальная ячейка, отвечающая за перенос тепла в Южном направлении, несколько подавлена. Она имеет максимальный расход всего 5 Св (северная — более 10 Св), что может быть вызвано направленным на север экмановским переносом в Южной Атлантике. К тому же на глубине около 1 км располагается вытянутая вдоль всей Атлантики ячейка циркуляции с направлением по часовой стрелке и величиной расхода, достигающей 15 Св, которая также ответственна за перенос тепла на север.

В Южном полушарии перенос тепла определяется, главным образом, процессами в Тихом и Индийском океанах. Совместный перенос тепла в этих океанах на юг (рис. 2, пунктир) достигает максимума 1.5 ПВт на 15°S .

2.2. Морской лед в Северном Ледовитом океане

На рис. 3–6 показаны карты сплоченности морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО) и его толщины в марте и сентябре, средние за 1948–2007 гг., а также временные эволюции площади морского льда и его объема за этот период. Результаты хорошо согласуются с данными наблюдений из National Snow and Ice Data Center (NSIDC), доступными по веб-адресу <ftp://sidads.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>. Следует отметить, что нельзя предсказать поведение интегральных характеристик морского льда для летнего периода, основываясь на их значениях для зимнего периода. Для этого достаточно сравнить площадь морского льда для 2006 и 2007 гг. на рис. 3 и 4.

На рис. 7 приведены пространственные распределения сплоченности и толщины морского льда по результатам расчетов для сентября 2007 г., когда, согласно данным наблюдений, количество

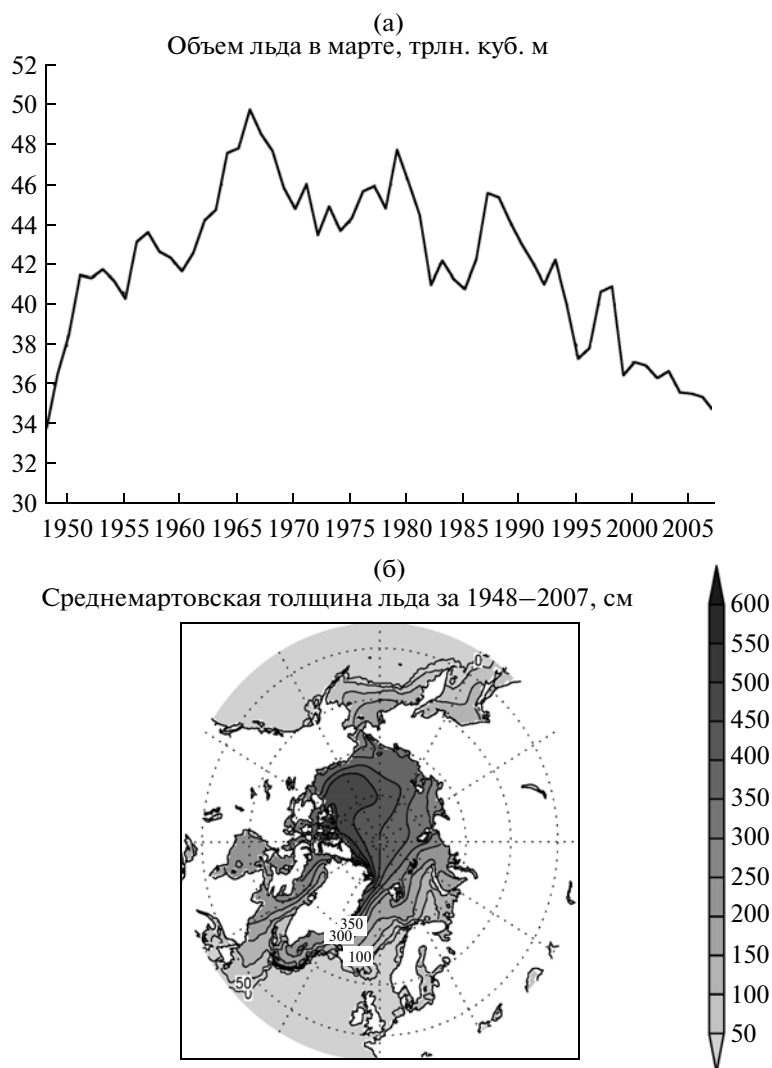


Рис. 5. а – Временной ход объема льда в СЛО за последний цикл 1948–2007 гг., 10^{12} м³. б – Среднемесячная толщина льда в марте в см, средняя за последний цикл 1948–2007 гг.

льда в СЛО было минимальным за период расчета. В целом, можно отметить, что в модели влияние циркуляции на формирование ледового покрова в Арктическом бассейне существенно. Максимум ледового покрова смещается к Америке. Сравнивая карты распределений на рис. 7 с данными наблюдений NSIDC (<ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/NOAA/G02135/>), можно сделать вывод о том, что пространственное распределение морского льда воспроизводится хорошо.

2.3. Термохалинная циркуляция Атлантики и ее климатическая изменчивость

Одной из важнейших характеристик, описывающих климатические изменения в Атлантическом океане, служит Атлантическая мультideкадная осцилляция (АМО). Индекс АМО рассчитывается по аномалиям температуры поверхности

океана (ТПО) от среднеклиматического годового хода, которые осредняются в регионе (70° W– 7° W, 0° – 60° N). Он характеризует тепловое состояние поверхности Северной Атлантики (СА). Временной ход индекса АМО отражает квазипериодические изменения ТПО в СА с характерными временными масштабами от 10 до 100 лет, которые, в свою очередь, описывают естественную изменчивость в совместной системе океан–атмосфера.

На рис. 8 приведены графики эволюции индекса АМО. Штриховая линия демонстрирует АМО по данным CORE, сплошная – результаты расчеты по INMOM. Видно, что модель хорошо воспроизводит временной ход индекса АМО, что объясняется хорошим воспроизведением ТПО, обусловленным реалистичным заданием атмосферного воздействия. Воспроизведенные основные минимумы и максимумы, соответствующие похолоданию и

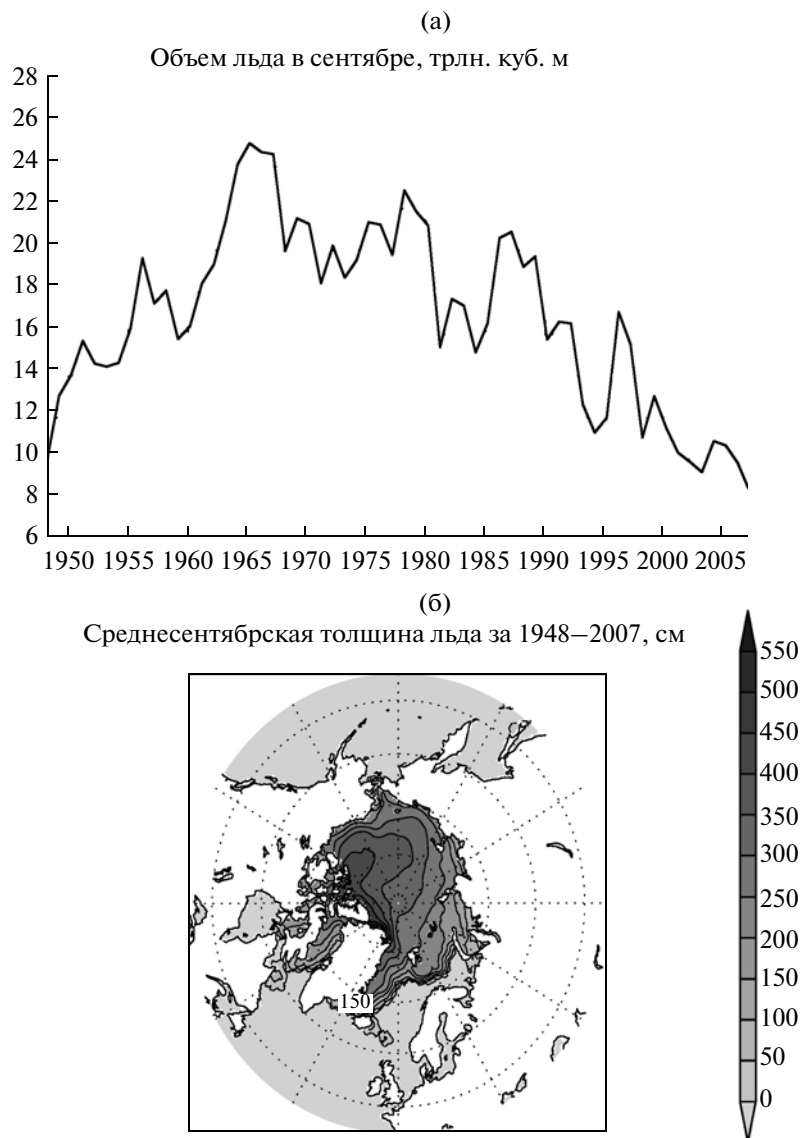


Рис. 6. То же, что на рис. 5, но для сентября.

потеплению климата, хорошо согласуются с данными наблюдений [24].

Результаты проведенного эксперимента по воспроизведению циркуляции МО позволяют изучить его влияние на формирование климатической изменчивости с 1948 по 2007 гг. Прежде всего такое влияние должно осуществляться через изменчивость Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ). АТХЦ представляет собой крупномасштабный меридиональный круговорот воды в Атлантике, является частью глобального конвейера [31] и формирует меридиональный перенос тепла (МПТ) (рис. 2) в высокие широты Северного полушария.

На рис. 9 показан временной ход индекса АТХЦ, а также среднего МПТ и среднего потока

тепла из океана в атмосферу в атлантическом секторе от 30° N до 60° N. Здесь в качестве индекса АТХЦ выбиралась величина максимума функции тока зонально интегрированной по акватории Северной Атлантики меридиональной циркуляции (в координатах широта–глубина). Таким образом, индекс АТХЦ характеризует ее интенсивность. Следует отметить, что величина индекса АТХЦ колеблется от 17 до 23.5 Св, составляя в среднем 20.5 Св, что хорошо согласуется с оценками по данным наблюдений и зарубежными модельными расчетами [1]. Характеристики из рис. 9 показывают уменьшение интенсивности АТХЦ с конца 1990-х гг., которое приводит к уменьшению теплоотдачи СА в средних широтах.

Интенсивность АТХЦ характеризуется значительными долгопериодными колебаниями, со-

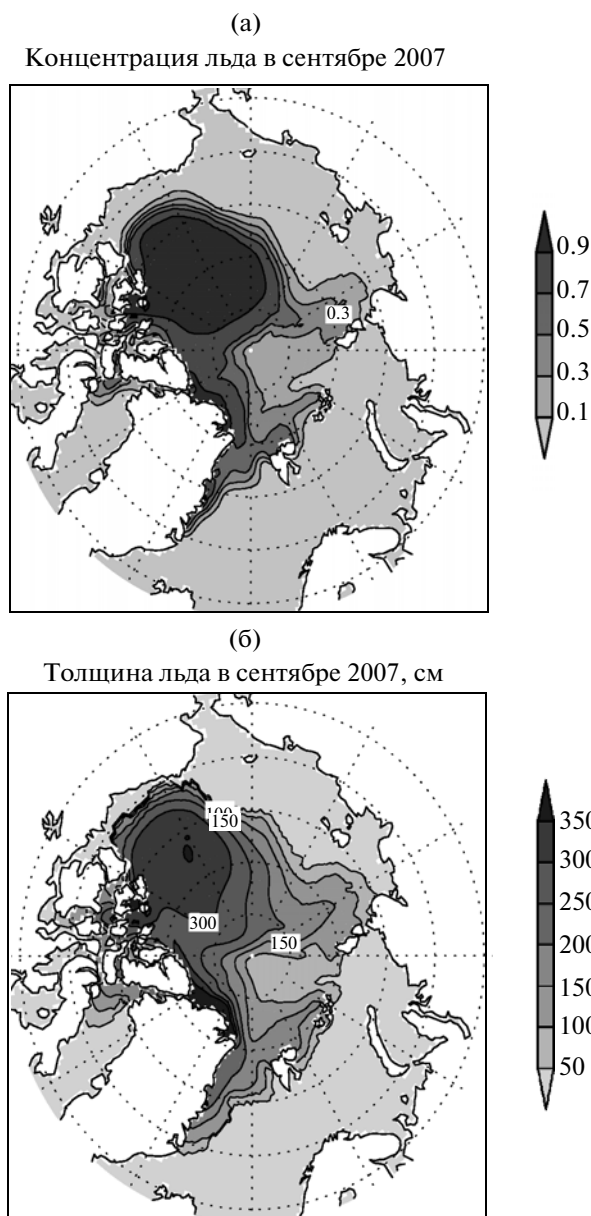


Рис. 7. Среднемесячные характеристики льда в СЛО в сентябре 2007 г. последнего цикла расчетов. а — Сплошность, б — толщина в см.

провождаемыми аномалиями ТПО в СА [32]. В характеристиках, показанных на рис. 9, просматривается приблизительно 60-летнее колебание, которое на более длинных рядах данных в среднеглобальной приповерхностной температуре заметен более отчетливо [33].

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные расчеты циркуляции Мирового океана позволили оценить изменения ее основных характеристик, произошедшие за период с 1948 по 2007 гг. Модель показывает существенное



Рис. 8. Индекс Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО), °С, по данным наблюдений (штриховая линия) и по результатам расчетов (сплошная линия).

уменьшение площади морского льда в СЛО к 2007 г., что соответствует данным наблюдений. По результатам расчетов выявлено заметное падение с конца 1990-х гг. интенсивности АТХЦ, которое проявляется также и для эволюции МПТ в СА. Такое падение этих величин согласуется с ростом ТПО в эти годы, проявляющимся в росте индекса АМО. Такой ход индексов АТХЦ и АМО объясняется тем, что при росте приповерхностной температуры и осадков в субарктических широтах следует ожидать уменьшения солёности и плотности приповерхностного слоя СЛО и арктических морей. Этому же способствуют таяние морских льдов и увеличение речного стока в арктический бассейн [34, 35]. В результате должна увеличиться устойчивость верхнего слоя океана, приводящая к ослаблению высокоширотных конвективных процессов и интенсивности меридионального круговорота в Атлантике (с соответствующим изменением положения и ослаблением Гольфстрима и Северо-Атлантического течения как составляющих АТХЦ), что и проявляется в наших расчетах. Это, в свою очередь, может существенно сказаться на региональных особенностях климата высоких и средних широт Северного полушария, в частности в Европе [36].

Однако, кроме фактора внешнего антропогенного воздействия, описанного выше, можно предложить и объяснение воздействия собственной динамики океана на его термохалинное состояние. Так, наблюдаемые минимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1960-м гг., могли спровоцировать минимум в индексе АМО, но с приблизительно 10-летним сдвигом во времени, так что соответствующий минимум индексе АМО приходится на 1970-е гг. Аналогично максимумы в индексах АТХЦ и МПТ, приуроченные к 1990-м гг., могли спровоцировать максимум в индексе АМО,



Рис. 9. Временная эволюция среднегодового максимума меридиональной функции тока в Атлантике, Св (а), меридионального переноса тепла в Атлантике, усредненного в интервале 30°–60° N, ПВт (б) и полного потока тепла из океана в атмосферу в Атлантике, усредненного в интервале 30°–60° N, Вт/м² (в).

приуроченный к 2000-м гг. Такое время запаздывания определяется большой термической инерцией МО. Этот механизм может отвечать собственной долгопериодной изменчивости АТХЦ с периодами около 60 лет.

Выявленное падение индекса АТХЦ с конца 1990-х гг. привело к соответственному уменьшению МПТ в средних широтах и, следовательно, уменьшению поступления тепла из СА в атмосферу начиная с середины 1990-х гг. (рис. 9). Это, в свою очередь, может определять океанический компенсационный механизм наблюдаемого потепления, вызванного в последние десятилетия в основном антропогенным воздействием [36]. Таким образом, обнаруживается отрицательная обратная

связь в климатической системе Земли, направленная на уменьшение внешнего воздействия. Это может привести в ближайшие годы к уменьшению скорости потепления климата Земли. Главным компонентом этого механизма служит термохалинная циркуляция МО. Так, в работе [34] показаны связи долгопериодной изменчивости АТХЦ и климатических режимов в Евразии и Арктике.

То, в какой мере предложенные механизмы в те или иные времена оказывают большее влияние на климатические изменения, должно быть предметом дальнейших углубленных исследований, в том числе и с применением совместной модели атмосферы и океана, разработанной в ИВМ РАН, в которой океаническим блоком служит модель океана, используемая в настоящих исследованиях. Предложенные механизмы изменчивости АТХЦ и АМО могут приводить к формированию собственных колебаний термохалинной циркуляции МО, которые, в свою очередь, могут формировать собственные колебания климата. Последние служат предметом интенсивных исследований, ведущихся в мировой науке в последнее время.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (соглашение № 8328) и РФФИ (проект № 12-05-00810-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 4. С. 1–17.
2. Саркисян А.С. Основы теории и расчет океанических течений. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 179 с.
3. Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean // J. Computational Physics. 1969. V. 4. P. 347–376.
4. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая 1/10° модель Мирового океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 1. С. 45–55.
5. Griffies S.M., Biastoch A., Boning C. et al. Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs) // Ocean Modelling. 2009. V. 26. P. 1–46.
6. Danabasoglu G., Yeager S.G., Bailey D. et al. North Atlantic Simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Pt I. Mean States // Ocean Modelling. 2014 (in print).
7. Griffies S.M. Some ocean model fundamentals. In: Ocean Weather Forecasting: an integrated view of Oceanography. Eds: Chassignet E.P., Verron J. Berlin: Springer, 2005. P. 19–74.
8. Marchuk G.I., Schroeter J., Zalesny V.B. Numerical study of the global ocean equilibrium circulation // Russ. J. Num. Anal. Math. Modelling. 2003. V. 18. № 4. P. 307–335.

9. Дианский Н.А. Моделирование циркуляции океана и исследование его реакции на короткопериодные и долгопериодные атмосферные воздействия. М.: Физматлит, 2013. 272 с.
10. Zalesny V.B., Diansky N.A., Fomin V.V. et al. Numerical model of the circulation of the Black Sea and the Sea of Azov // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2012. V. 27. № 1. P. 95–111.
11. Zalesny V.B., Marchuk G.I., Agoshkov V.I. et al. Numerical simulation of large-scale ocean circulation based on the multicomponent splitting method // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. 2010. V. 25. № 6. P. 581–609.
12. Brydon D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. № C1. P. 1537–1540.
13. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. СПб: Лань, 2009. 608 с.
14. Marchuk G.I., Rusakov A.S., Zalesny V.B. et al. Splitting Numerical Technique with Application to the High Resolution Simulation of the Indian Ocean Circulation // Pure appl. geophys. 2005. V. 162. P. 1407–1429.
15. Лебедев В.И. Разностные аналоги ортогональных разложений, основных дифференциальных операторов и некоторых краевых задач математической физики // Журн. вычисл. математики и мат. физики. 1964. Т. 4. № 3. С. 449–465.
16. Mesinger F., Arakawa A. Numerical methods used in atmospheric models. WMO/ISCV Joing Organising Committee, GARP Publication Series. V. 1. № 17. 64 p.
17. Яковлев Н.Г. Восстановление крупномасштабного состояния вод и морского льда Северного Ледовитого океана в 1948–2002 гг. Часть 1: Численная модель и среднее состояние // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 1–16.
18. Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C. et al. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three. Technical Note NCAR/TN–463+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2004.
19. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. P. 1849–1867.
20. “2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2),” U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center, 2006.
21. Pacanovsky R.C., Philander G. Parametrization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. P. 1442–1451.
22. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение и прогноз климатических изменений в 19–21 веках с помощью модели земной системы ИВМ РАН: // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 4. С. 379–400.
23. Толстых М.А., Дианский Н.А., Гусев А.В., Киктев Д.Б. Воспроизведение атмосферной циркуляции на сезонных масштабах с помощью совместной модели атмосферы и океана // Сб. трудов Международной научной конференции “Параллельные вычислительные технологии”. Челябинск: Издательский центр ЮУрГУ, 2011. 730 с.
24. Large W., Yeager S. The global climatology of an inter-annually varying air–sea flux data set // Clim Dyn. 2009. V. 33. P. 341–364.
25. Levitus S., Boyer T., Conckright M. et al. World Ocean Database 1998. 1998. Atlas NESDIS 18, NOAA.
26. Гусев А.В. Численная модель гидродинамики океана в криволинейных координатах для воспроизведения циркуляции мирового океана и его отдельных акваторий. Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИВМ РАН, 2009. 144 с.
27. Bryan K. Ocean circulation models/ Strategies for Future Climate Research / Ed. Latif M. Gamburg: Max-Planck Institute für Meteorologie, 1991. P. 265–286.
28. Döös K., Webb D.J. The Deacon Cell and the Other Meridional Cells of the Southern Ocean // J. Phys. Oceanogr. 1994. V. 24. P. 429–442.
29. Masumoto Y., Sasaki H., Kagimoto T. et al. A Fifty-Year Eddy-Resolving Simulation of the World Ocean. Preliminary Outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator) // J. Earth Simul. 2004. V. 1. P. 35–56.
30. Trenberth K.E., Carron J.M. Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports // J. Climate. 2001. V. 14. P. 3433–3444.
31. Ланно С.С. К вопросу о причинах адвекции тепла на север в Атлантическом океане // Исследование процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеиздат, 1984. С. 125–129.
32. Latif M., Roeckner E., Botzet M. Reconstructing, monitoring, and predicting decadal-scale changes in the North Atlantic thermohaline circulation with sea surface temperature // J. Climate. 2004. V. 17. P. 1605–1614.
33. Панин Г.Н. Об изменениях климата в полярных зонах Земли в XX и XXI столетиях // ДАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 397–402.
34. Mokhov I.I. Model estimates of possible climate changes in the 21st century in comparison to climate changes in the past and present, in: Possibilities of Preventing Climate Change and its Negative Consequences: The Problem of Kyoto Protocol, Material of Council-Seminar with President of RAS. M.: Nauka, 2006. 75 p.
35. Володин Е.М., Дианский Н.А. Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 3. С. 291–306.
36. IPCC, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds: Solomon S., Qin D., Manning M. et al. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 996 p.

Reproducing the World Ocean Circulation and Its Climatic Variability for 1948–2007

A. V. Gusev and N. A. Dianskii

*Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 119333 Russia
e-mail: anatoly.v.gusev@gmail.com*

Received February 14, 2013; in final form, April 18, 2013

Abstract—The results of reproducing global ocean circulation and its interannual variability over the period of 1948–2007 on the basis of a sigma model of oceanic general circulation (INMOM) developed at the Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, are given. One of the versions of this model is also used in calculating the Black Sea circulation. The CORE data were used to specify realistic atmospheric forcing. It is shown that the sea-ice area of the Arctic Ocean significantly decreased by 2007, which is in agreement with observational data. Decade-to-decade climatic variations with a noticeable decrease in the intensities of the Atlantic thermohaline circulation (ATHC) and meridional heat transport (MHT) in the North Atlantic (NA) since the late 1990s have been revealed. MHT data imply a decrease in heat transported from the NA into the atmosphere since the mid-1990s. Thus, a negative feedback has been found in the earth's climate system which tends to decrease climate warming caused mainly by anthropogenic factors in recent decades. Long-term (about 60 years) ATHC variations, which with a delay of about 10 years affect the thermal state of the NA surface, have also been revealed. The assumption that this mechanism may contribute to the formation of natural long-term ATHC variations is justified.

Keywords: ocean circulation, numerical simulation, sea ice, climate change.