

Р.А. Ибраев^{1,2}, В.В. Калмыков^{2,3}, К.В. Ушаков², Р.Н. Хабеев^{2,3}

¹ *Институт вычислительной математики, Российская академия наук, г. Москва*

² *Институт океанологии им. П.П. Ширинова, Российская академия наук, г. Москва*

³ *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва*

ВИХРЕРАЗРЕШАЮЩАЯ $1/10^0$ МОДЕЛЬ МИРОВОГО ОКЕАНА

В работе рассматриваются первые результаты по воспроизведению внутригодовой изменчивости циркуляции вод Мирового океана с применением вихреразрешающей модели. Для этого разработана модель Мирового океана с разрешением $1/10^0$ по горизонтали и 49 уровнями по вертикали. Модель основана на традиционной системе 3-мерных уравнений крупномасштабной динамики океана и граничных условий с явным учетом потоков воды на свободной поверхности океана. В работе рассматриваются постановка задачи и анализируются результаты моделирования внутригодовой изменчивости термогидродинамических процессов Мирового океана. В численном эксперименте эволюция во времени атмосферного воздействия определяется нормальным годовым циклом.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *Мировой океан, вихреразрешающая модель, циркуляция вод, уровень океана, течения, изменчивость океана, Гольфстрим, Куроиси.*

Введение. Численные модели, основанные на решении уравнений геофизической гидродинамики, начали применять для исследования изменчивости состояния вод Мирового океана в начале 1960-х годов [1, 2]. С тех пор был достигнут значительный прогресс во всех компонентах компьютерного моделирования, в частности, в математической постановке, разностных методах решения уравнений и параметризациях подсеточных процессов. Обзор современного состояния по данной проблеме приведен в работе [3].

По-прежнему остается нерешенным ряд фундаментальных задач, таких как воспроизведение циркуляции вод, тепла и соли, в частности, пространственно-временных параметров пограничных течений, воспроизведение взаимодействия атмосферы и океана, влияние морского льда, воспроизведение глубокой конвекции. Неисследованными являются вопросы, касающиеся роли приливов в энергетике Мирового океана и формировании турбулентности вод океана [4]. Большинство из указанных процессов с определенной точностью воспроизводится в современных моделях Мирового океана, но при этом значительную роль играют параметризации, которые неизбежно ограничивают достоверность воспроизводимых процессов. Необходимо прямое моделирование широкого спектра процессов, с тем чтобы свести к минимуму роль параметризаций в моделях. А для этого требуется улучшить пространственно-временное разрешение в моделях Мирового океана и снять традиционные приближения моделей крупномасштабных движений в океане: гидростатики, Буссинеска, «твердой крышки».

Недавно были опубликованы работы по исследованию глобального океана [5 – 7] и систем оперативной океанологии (см. обзор в [8]) с применением моделей с горизонтальными шагами $1/10^\circ$ и менее. В них показана возможность воспроизведения реалистично широкого спектра пространственно-временной изменчивости океана. Однако в настоящее время для исследований климата в основном используются модели Мирового океана с более грубым разрешением, равным $0,5 - 1^\circ$ [9 – 10].

Разработка и реализация глобальных моделей вихреразрешающего уровня указывает на уровень исследований в ряде областей, таких как гидродинамика океана, вычислительные методы, моделирование сложных систем, методы моделирования на многопроцессорных вычислительных системах. В данной работе представлены результаты воспроизведения термогидродинамических характеристик глобального океана с применением разработанной в Институте вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) и Институте океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН) модели циркуляции вод Мирового океана с разрешением $1/10^\circ$ по горизонтали и 49 уровнями по вертикали (модель Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$). Модель океана создавалась в ИВМ РАН с середины 80-х годов. С 2007 г. работы велись одновременно в ИВМ РАН и в ИО РАН. Следует отметить, что реализация модели Мирового океана высокого разрешения требует вычислительных ресурсов наиболее мощных из существующих суперкомпьютеров. Работы велись с использованием вычислительных ресурсов суперкомпьютера «Ломоносов» МГУ им. М.В. Ломоносова и суперкомпьютера МВС100к Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН.

Из-за разнообразия и сложности процессов в различных частях океана (тропики, полярные широты, взаимодействие атмосфера-океан, атмосфералед-океан, глубоководная циркуляция, динамика льда, турбулентные процессы и т.д.) достаточно сложным является создание модели, адекватно воспроизводящей широкий диапазон наблюдаемых явлений в Мировом океане. Необходимым условием того, чтобы модель могла прогнозировать состояния среды, является воспроизведение настоящего (*nowcasting*) и прошлых (*hindcasting*) состояний. Валидация модели Мирового океана требует анализа большого количества данных наблюдений. В представленной работе фактически начаты исследования по данному направлению, в частности, предпринята попытка анализа некоторых, далеко не полных, характеристик решения по модели. Нам представляется, что полученные нами первые результаты являются важным этапом в разработке современной модели Мирового океана высокого пространственного разрешения.

Данная работа содержит постановку задачи моделирования внутригодовой изменчивости термогидродинамических процессов Мирового океана, описание используемых параметризаций. Дается краткий анализ результатов.

1. Модель океана

Разрабатываемая в ИВМ РАН и ИО РАН модель Мирового океана предназначена для исследований термогидродинамических процессов океана в широком диапазоне пространственно-временной изменчивости. Циркуляция вод

океана в бассейне произвольной геометрии описывается 3-мерными уравнениями термогидродинамики. Поверхность раздела воздух-вода свободная, описывается нелинейным кинематическим условием с учетом потоков массы воды, при этом воспроизводятся пространственная изменчивость топографии поверхности океана и изменчивость среднего уровня океана. Взаимодействие атмосферы и моря описывается через потоки импульса, тепла и влаги. При возникновении условий, благоприятных для формирования льда, включается подмодель, описывающая термодинамические процессы (изменение температуры, замерзание, таяние) во льду. При этом к описанию потоков свойств через границу атмосфера-вода добавляются уравнения, описывающие потоки через границы атмосфера-лед и лед-вода. В модели океана явным образом описываются потоки воды и ее свойств (соленость, теплосодержание) через боковые границы (сток рек и обмен через проливы), поверхность раздела воздух-вода (испарение, осадки) и лед-вода (таяние и замерзание льда). В случае моделирования областей с открытыми границами на них ставятся условия излучения.

Постановка задачи (уравнения и краевые условия), а также конечно-разностная аппроксимация уравнений модели те же, что и в модели гидродинамики внутреннего моря [11, 12].

Существенным отличием в настоящей модели является алгоритм нахождения уровня океана. Известно, что система уравнений динамики океана содержит спектр движений с большим диапазоном характерных скоростей: скорости течений и бароклинных гравитационных волн составляют 1 – 3 м/с; скорости баротропных гравитационных волн составляют 30 – 200 м/с ($c = \sqrt{gH}$, $g = 10 \text{ м/с}^2$, $H \sim 100 - 5000 \text{ м} \Rightarrow c \sim 30 - 200 \text{ м/с}$). Выбор аппроксимации уравнений определяется двумя аргументами, а именно важностью описания эволюции тех или иных процессов и применимостью метода декомпозиции области. Применение явного по времени метода аппроксимации для уравнений переноса импульса и уравнения свободной поверхности приводит к необходимости использовать достаточно малые шаги по времени, чтобы удовлетворить условию Куранта для всего диапазона описываемых системой уравнений волн, включая баротропные гравитационные волны. Наиболее значимые процессы (на настоящем уровне наших знаний) для климатических явлений в океане определяются течениями и бароклинными волнами. Способом обойти жесткое ограничение на шаги по времени является разделение решения системы на бароклинные, сравнительно медленные движения, и баротропные, быстрые движения. При этом для бароклинных движений решаются трехмерные уравнения, для баротропных – двумерные уравнения мелкой воды. При неявной аппроксимации по времени система уравнений для баротропных движений сводится к эллиптическому уравнению для уровня океана [13]. В данной работе мы применяем явную аппроксимацию по времени для решения системы уравнений мелкой воды, рассмотренную в [14].

Как уже говорилось, важным требованием к алгоритму решения уравнений системы является применимость метода декомпозиции. Предполагаемые максимальные размеры расчетной сетки (близкой к сферической) в модели Мирового океана составляют $10^4 \times 10^4 \times 10^2$ точек. Одним из эффективных методов решения уравнений на многопроцессорных компьютерах с распределенной памятью является метод декомпозиции области. Для сеток таких размеров естественно применить метод декомпозиции по двум горизонтальным координатам. По вертикали разбиение 100 точек на подобласти нерационально. Наибольшая эффективность применения метода декомпозиции области достигается при явных методах аппроксимации уравнений. Следовательно, для применимости метода декомпозиции по двум горизонтальным координатам необходимо использовать явные методы аппроксимации по отношению к горизонтальным пространственным операторам задачи. Применение неявного метода аппроксимации вертикального оператора диффузии не ограничивает декомпозиции по двум горизонтальным координатам.

Методологической основой при построении аппроксимации дифференциальных уравнений модели является конечно-объемный метод (бокс-метод), впервые для моделей океана примененный в работе [2]. В горизонтальной плоскости уравнения решаются в произвольной ортогональной системе координат на сетке типа B . В нашей модели Мирового океана уравнения решаются в трехполярной системе координат. По вертикали применяются z -координаты.

По времени уравнения переноса импульса аппроксимируются по схеме «чехарда» по отношению к адвективным членам, градиенту давления и силе Кориолиса, схеме Эйлера (горизонтальная диффузия), схеме Кранка-Николсон (вертикальная диффузия).

Термогидродинамические процессы в океане в значительной степени определяются процессами на верхней границе океана: на границе раздела океан-атмосфера и океан-лед. В ряде случаев вместо задания потоков свойств на поверхности океан-атмосфера, вычисленных независимо, бывает необходимо рассчитывать потоки свойств интерактивно, с привлечением модели погранслоя атмосферы и заданием атмосферных характеристик в погранслое. В этом случае модель океана работает совместно с моделью приводного слоя атмосферы [15]. При возникновении условий, необходимых для формирования льда, потоки между океаном и атмосферой трансформируются в потоки между океаном и льдом. Процессы формирования льда описываются с применением модели термодинамики льда из работы [16].

В горизонтальной плоскости уравнения, написанные в декартовой системе координат, переформулируются для произвольной криволинейной ортогональной системы координат. Это позволяет в зависимости от размеров моделируемого бассейна решать уравнения в декартовой или сферической системе координат. Для Мирового океана уравнения решаются в трехполярной системе координат [17], тем самым мы исключаем из области определения задачи полюсные точки географической системы координат.

2. Постановка задачи

Целью численного эксперимента было воспроизведение внутригодовой изменчивости циркуляции вод Мирового океана под действием сезонного хода атмосферной циркуляции.

2.1. Сетка, топография дна

Горизонтальное разрешение сетки в сферической части трехполюрной системы координат составляет $0,1^\circ$. Сферическая система координат покрывает область с южной границы (берега Антарктиды) до 61° с.ш. Полюса биполярной системы координат располагаются на меридианах 100° з.д. и 80° в.д. На границе сферической и биполярной систем координат вдоль меридианов 10° з.д. и 170° в.д. шаги сеток вдоль меридиана равны. Средний шаг сетки по направлению запад-восток равен 8 км, юг-север – 10 км. По вертикали количество горизонтов равняется 49, в верхних 100 метрах шаг составляет 10 м, в глубокой части шаг сетки увеличивается до 250 м. Минимальная глубина в модельной области составляет 30 м, максимальная глубина составляет 6125 м. Распределение вертикальных уровней взято так, чтобы воспроизвести процессы в верхнем деятельном слое океана, и в то же время разрешить топографию дна и склона шельфа. Модельная топография интерполировалась с данных *ETOPO5*¹ [18]. На рис. 1 представлены область решения и топография дна в модели Мирового океана.

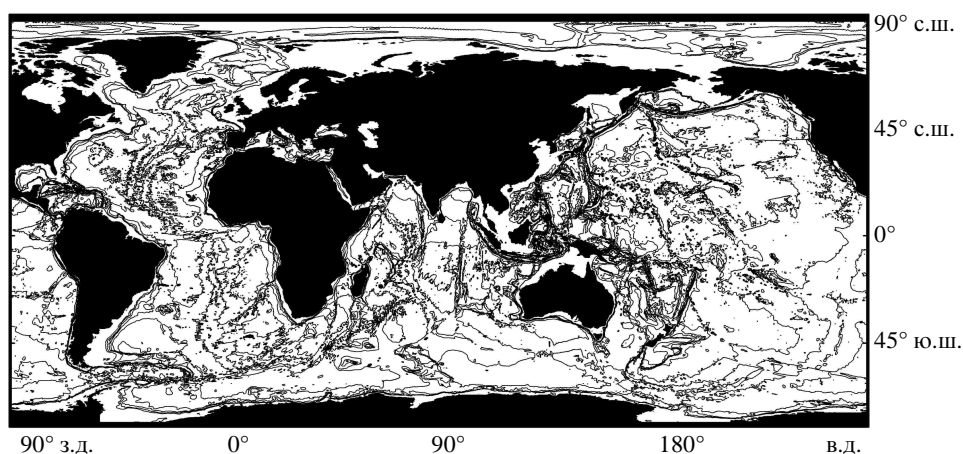


Рис. 1. Область решения и топография дна в модели Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$.

2.2. Атмосферное воздействие, начальные условия

В рассматриваемом эксперименте эволюция во времени атмосферного воздействия определялась нормальным годовым циклом [19], установленным условиями международного эксперимента *CORE-I* (*Coordinated Oceanic Reference Experiment* [20]). Эти данные представляют собой комбинацию данных реанализа и наблюдений и предназначены для широкого круга оке-

¹ *ETOPO5* – *Earth topography five minute grid* – топография Земли на 5-минутной сетке.

анских моделей. Они сконструированы так, чтобы при использовании модели пограничного слоя атмосферы *CCSM*² [20, 21] обеспечивать близкие к нулю суммарные поверхностные потоки тепла и влаги при наблюдаемых температурах океана. Циклическое повторение «нормального года» позволяет обнаружить долгопериодические сигналы, тренды, внутреннюю изменчивость модельного океана, проводить эксперименты на установление (временные промежутки порядка сотен и тысяч лет).

Важной характеристикой атмосферных условий *CORE-I* является то, что в них сохранена синоптическая изменчивость (в т.ч. шторма). Отметим, что переход от 31 декабря к 1 января непрерывен. Данные определены с пространственным разрешением около $1,875^\circ$ (размер массива 192×94) и представляют собой 6-часовые поля температуры, влажности, плотности воздуха и скорости ветра на высоте 10 м и давления на уровне моря, среднесуточные потоки солнечной и длинноволновой радиации с учетом облаков и среднемесячные значения осадков.

Сток рек задан полем среднегодовых значений, распределенным по поверхности океана во избежание переопреснения воды вблизи устьев.

Начальные условия для функций скоростей и уровня океана равнялись нулю. Функции температуры и солёности задавались равными январским климатическим значениям *WOA2001*³ [22].

2.3. Параметризации, уравнение состояния

В представляемой версии модели в уравнениях переноса импульса горизонтальное перемешивание параметризовалось суммой операторов Лапласа и бигармонического с коэффициентами $500 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$ и $0,35 \times 10^9 \text{ м}^4\text{с}^{-1}$. В уравнениях переноса тепла и соли коэффициент горизонтального перемешивания в операторе Лапласа равнялся $100 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$. По вертикали используется параметризация Манка-Андерсона [23] с максимальными и минимальными значениями соответственно вязкости и диффузии, равными ($10^2 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$, $10^4 \text{ м}^2\text{с}^{-1}$) и ($5 \times 10^{-3} \text{ м}^2\text{с}^{-1}$, $10^{-6} \text{ м}^2\text{с}^{-1}$). При возникновении неустойчивой стратификации происходит гидростатическое перемешивание с сохранением тепла и соли.

В модели использовалась 25-членная рациональная аппроксимация [24] уравнения состояния морской воды $\rho = \rho(S, \theta, p)$ из работы [25]. Уравнение аппроксимирует данные измерений и основано на вычислении термодинамического потенциала Гиббса, дающего возможность получить полностью согласованный набор производных величин, таких как внутренняя энергия, энтальпия, теплоемкость, удельный объем, потенциальная температура, скорость звука и другие. При этом ошибка рациональной аппроксимации приблизительно равна неопределенности данных измерений и составляет порядка $3 \times 10^{-3} \text{ кг/м}^3$, что меньше, чем ошибка долгое время общепринятого международного уравнения состояния [26]. Отметим, что оригинальное уравнение [25] вычислительно затратно и поэтому применяется редко.

² *CCSM* – *Community Climate System Model*.

³ *WOA* – *World Ocean Atlas*.

2.4. Проведение численного эксперимента

Ранее были созданы алгоритмы решения системы трехмерных уравнений термогидродинамических процессов в многосвязной области на сферической поверхности Земли. Разработана технология решения системы уравнений модели на сетках больших размеров с применением метода двумерной декомпозиции области. Результаты показывают хорошую масштабируемость параллельной версии модели Мирового океана на многопроцессорном компьютере с распределенной памятью, что подтверждается данными, приведенными на рис. 2.



Рис. 2. Ускорение в модели Мирового океана в зависимости от числа используемых вычислительных ядер. Показаны графики для модели с разрешением $0,25^\circ$ ($14,5 \times 10^6$ точек) и $0,125^\circ$ ($58,1 \times 10^6$ точек).

Проведенные ранее численные эксперименты с моделью Мирового океана показывают способность модели воспроизводить термогидродинамические процессы, достижимые только при высоком пространственном разрешении. Например, был проведен модельный эксперимент по оценке реакции океана на термодинамически неустойчивое начальное состояние: температура на поверхности была задана равной 40°C , на дне 14°C , течения нулевые. На рис. 3 показана температура поверхности океана в данном эксперименте через год модельного времени. Первичным фактором, нарушающим равновесное состояние океана, является вертикальная диффузия тепла. На шельфе, вследствие меньшего столба воды относительно глубоководных районов, перемешивание приводит к формированию относительно более теплых вод и повышению уровня океана. Это, в свою очередь, приводит к возникновению градиентов плотности и уровня между шельфом и глубоководными районами, и, как следствие, к генерации течений. Эти расчеты проводились на вычислительной системе МВС-100К Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН [27].

В основном численном эксперименте, целью которого было воспроизведение внутригодовой изменчивости циркуляции вод Мирового океана, размеры массивов трехмерных функций составляют $3602 \times 1730 \times 49$. Расчет проводился на многопроцессорном компьютере с распределенной памятью «Ломоносов», установленном в МГУ им. М.В. Ломоносова. Шаг интегрирования по времени в модели равняется 7,5 минутам. Длительность расчета на 1 год составляет 20 часов при использовании 1601 вычислительного ядра.

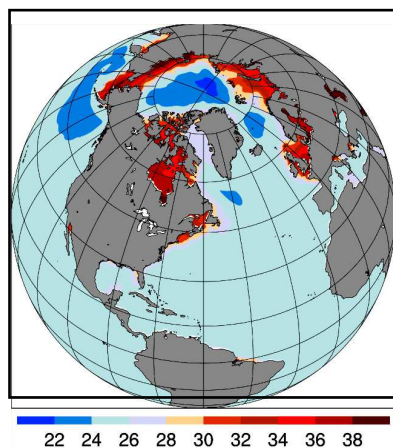


Рис. 3. Модель Мирового океана с разрешением $0,25^\circ$. Температура поверхности океана $[\text{}^\circ\text{C}]$ через 1 год модельного времени.

Следует отметить, что в первые сутки интегрирования скорости течений в модельном решении могут быть достаточно большими, поэтому для начального «разгона» уравнения модели в течение 3-х суток интегрировались с шагом 1 минута. Далее интегрирование ведется с шагом 7,5 минут.

3. Общие характеристики решения

Основная цель данной статьи – дать обзор основных характеристик решения.

3.1. Квазипериодическое решение

Временная зависимость средней кинетической энергии, показанная на рис. 4, демонстрирует выход модельного решения на квазипериодический режим в верхнем слое океана через 2 – 3 года.

Средняя по объему кинетическая энергия на поверхности (горизонт 5 м) колеблется в диапазоне от 100 до 160 cm^2s^{-2} с отчетливо выраженной сезонной изменчивостью. Наряду с этим, наблюдается медленный рост средней по объему энергии, который определяется состоянием глубокого океана. Очевидно, что после 7 лет интегрирования циркуляция вод в глубоком океане остается далекой от установления.

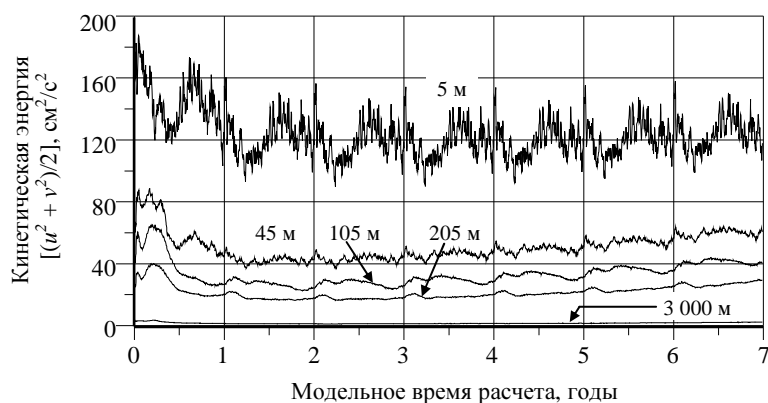


Рис. 4. Зависимость от времени средней кинетической энергии осредненной по горизонтам и по области в модели Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$.

3.2. Общая циркуляция

Для оценки воспроизведения основных черт крупномасштабной циркуляции с применением вихреразрешающей модели рассмотрим осредненную за год топографию уровня океана, показанную на рис. 5, меридиональную

циркуляцию в Атлантическом океане, показанную на рис. 6, и меридиональный перенос тепла, представленный на рис. 7.

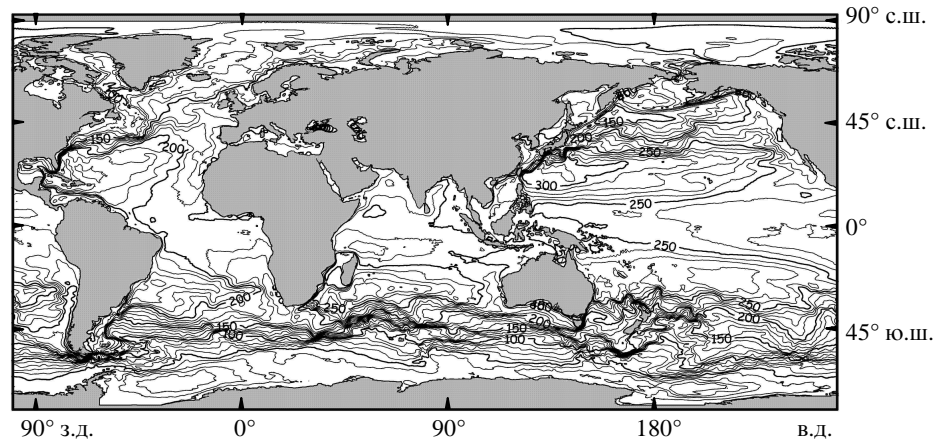


Рис. 5. Топография поверхности океана через 7,5 лет интегрирования модели Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$.

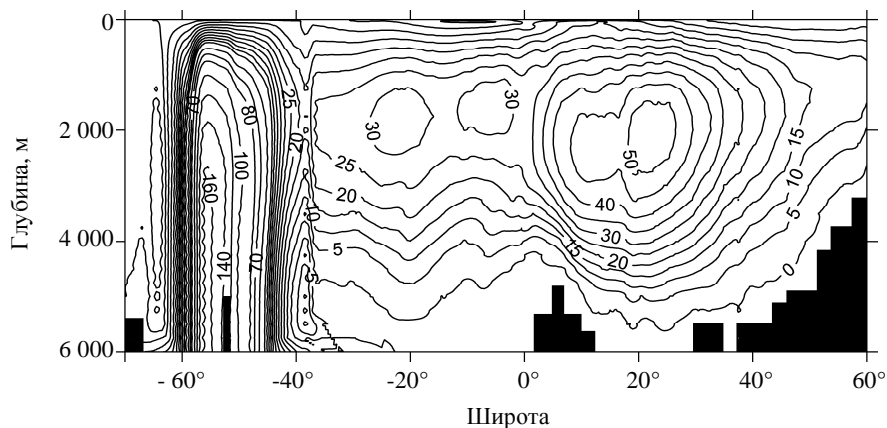


Рис. 6. Меридиональная циркуляция в Атлантическом океане (Св). Модель Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$.

Высокий уровень океана в субтропических круговоротах, а также низкий уровень океана в полярных областях определяются характеристиками водных масс, которые являются следствием начальных климатических распределений температуры и солёности. Эти крупномасштабные характеристики дополняются фронтальными структурами вдоль известных пограничных течений, таких как течения Гольфстрим, Кюросио, Агульясское, Восточно-Австралийское и др., а также Антарктическим циркумполярным течением, которые хорошо воспроизводятся в модели. Западные пограничные течения характеризуются волнообразной пространственной структурой. Анализ изменения во времени показывает существенно нестационарный характер этих течений. Зоны пограничных течений отмечаются и на карте аномалии топографии уровня океана (относительно среднегодового значения) как зоны интен-

сивной генерации вихрей. Распределение модельной аномалии уровня океана качественно подтверждается данными спутниковых измерений [28].

Структура среднегодовой меридиональной циркуляции в Атлантическом океане (см. рис. 6) согласуется с результатами, полученными по другим глобальным моделям [5, 7] и моделям Атлантического океана [29]. Модель «схватывает» в основном ветровой перенос воды с юга на север в верхнем слое океана, опускание вод в северной Атлантике. Достаточно слабо, однако, виден отрицательный круговорот в глубинной части глубоководной Антарктической водной массы. Величина меридионального переноса достигает максимума в 50 Св на параллели 20° с.ш. и глубине 2 000 м. Ниже уровня 4 000 – 5 000 м прослеживается заток глубинных Антарктических водных масс. Антарктическое циркумполярное течение прослеживается в виде мощной с расходом до 160 Св меридиональной ячейки.

Результаты расчета меридионального переноса тепла течениями океана, осредненного за 6-й год интегрирования, показаны на рис. 7.

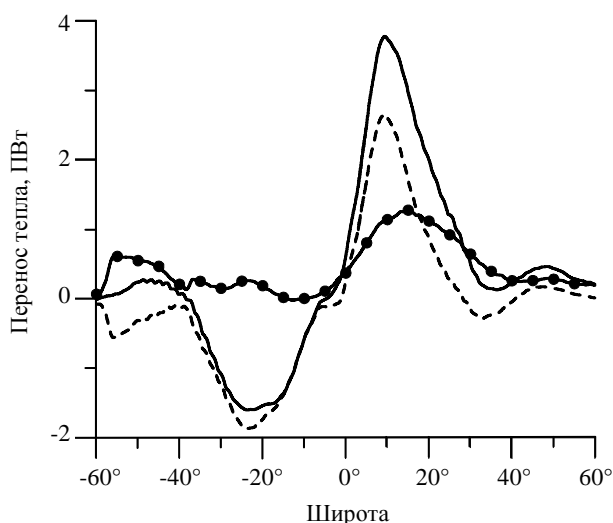


Рис. 7. Меридиональный перенос тепла в Мировом (сплошная линия), Атлантическом (линия с точками) и Индо-Тихоокеанском (прерывистая линия) бассейнах. Модель Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$.

В Атлантическом океане хорошо видна известная антисимметрия потока тепла относительно экватора, при которой наблюдается трансэкваториальный перенос в северном направлении. Перенос на север максимален на 20° с.ш. и равняется около 1,0 ПВт (10^{15} Вт). Положительный перенос тепла наблюдается до 60° с.ш. В Индо-Тихоокеанском бассейне поток тепла симметричен относительно экватора, экстремумы, равные 2,5 ПВт и -2,0 ПВт, наблюдаются на широтах 12° с.ш. и 25° ю.ш. соответственно. Для Мирового океана график меридионального переноса тепла качественно совпадает с Индо-Тихоокеанским. На данном этапе очевидно, что модель не достигла термодинамического равновесного режима, поэтому характеристика переноса тепла должна восприниматься с некоторой осторожностью. И тем не

менее, сравнение с модельными данными из работы [5], оценками, приведенными в работе [30], показывает удовлетворительное воспроизведение меридионального переноса тепла в нашей модели.

3.3. Основные течения Мирового океана

Одной из целей разработки модели океана высокого разрешения является более точное воспроизведение пространственно-временных характеристик узких пограничных течений Мирового океана. Результаты таких расчетов для течений Гольфстрим и Куроисио, выполненных в рамках нашей модели, показаны на рис. 8.

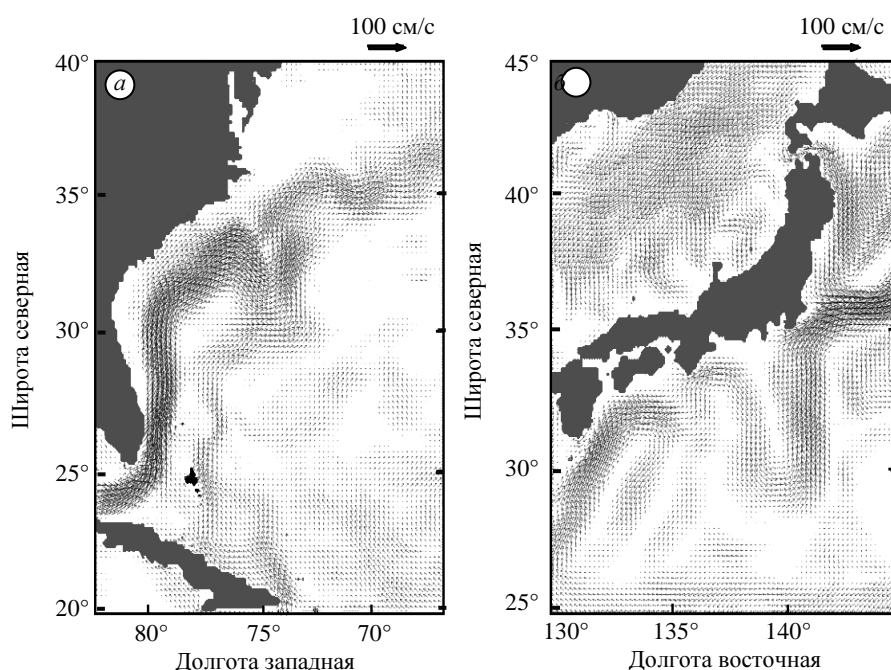


Рис. 8. Течения Гольфстрим (а) и Куроисио (б) на горизонте 105 м. Модель Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$.

Как было показано в работе [29] для Атлантического океана, разрешение $1/10^\circ$ является необходимым условием для правильного воспроизведения района отрыва течения Гольфстрим от склона шельфа. Как показывают результаты работы [5], реалистичное воспроизведение отрыва Гольфстрима от шельфа не происходит автоматически. В нашей модели динамика Гольфстрима воспроизводится достаточно реалистично (см. рис. 8, а). В [29] указывается, что разрешение $1/10^\circ$ является необходимым, но не достаточным условием. Большое значение в воспроизведении характеристик Гольфстрима по-прежнему играет параметризация процессов перемешивания.

По данным наблюдений известно, что Куроисио отделяется от шельфа около 37° с.ш. В модели течение отделяется от шельфа в среднем на 1° севернее (см. рис. 8, б). Модельное решение демонстрирует значительную изменчивость течения с формированием мощных антициклонических меандров вдоль Японских островов. Полученное нами решение достаточно хо-

рошо совпадает с модельными результатами работы [7] и данными спутниковой альтиметрии [31].

3.4. Оценка переноса примеси источника АЭС Фукусима

Результаты воспроизведения течений Мирового океана могут быть использованы для решения широкого круга задач. В частности, они использовались для оценки распространения примеси от источника АЭС Фукусима. Расчет по модели динамики Мирового океана совместно с уравнением переноса примеси был проведен на 30 суток, начиная с 1 апреля. Источник примеси был задан в прибрежной ячейке, мощность его составляла 10^6 условных единиц на один куб. метр в секунду. Следует отметить, что на широте станции Фукусима происходит отрыв течения Куроисио от острова, что обеспечивает в среднем перенос примеси в открытый океан. Концентрация примеси на горизонте 75 м показана рис. 9. Характерная пятнистая структура примеси объясняется 3-мерной волнообразной структурой течения, которая приводит к вертикальным знакопеременным потокам.

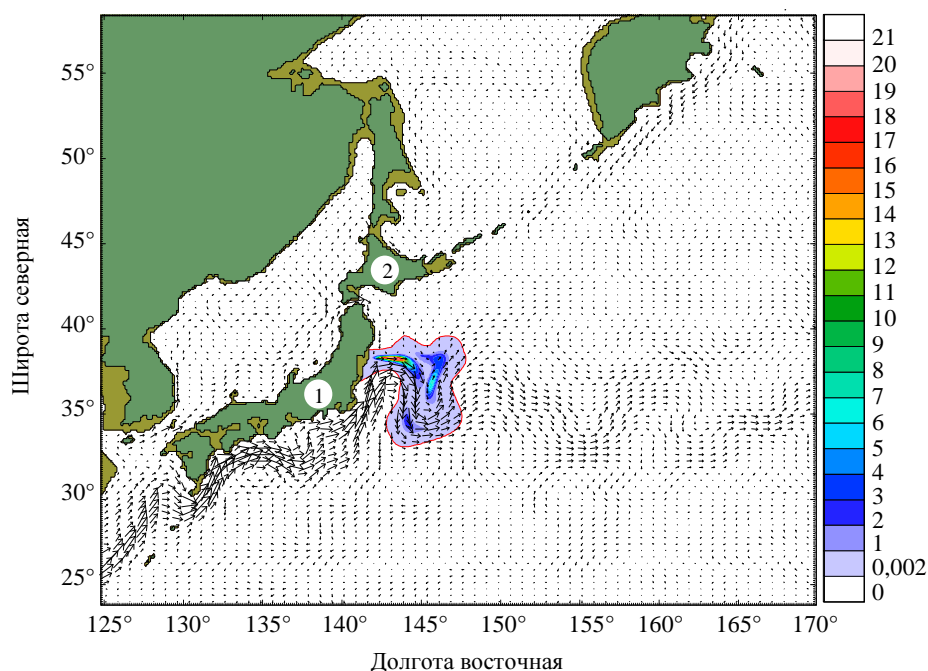


Рис. 9. Перенос пассивной примеси от АЭС Фукусима (условные единицы в м^3). Состояние через 30 суток после начала поступления примеси, горизонт 75 м. Модель Мирового океана $1/10 \times 1/10 \times 49$. 1 – о. Хонсю; 2 – о. Хоккайдо.

4. Обсуждение результатов

В работе приведен обзор результатов расчетов характеристик Мирового океана в рамках модели $1/10 \times 1/10 \times 49$ с разрешением $1/10^\circ$ по горизонтали и 49 уровнями по вертикали. В целом, модельные результаты вполне удовлетворительны по сравнению с результатами, полученными по другим вихререзающим моделям глобального океана. Несмотря на некоторые

недостатки, проведенный эксперимент является существенным первым шагом в создании вихреразрешающей модели Мирового океана. Представленный в настоящей работе анализ результатов носит в большей степени описательный характер.

В то же время, анализ результатов показывает, что модель требует доработки. В частности, необходимо применить более совершенные параметризации горизонтального и вертикального турбулентного перемешивания. Необходимо обратить внимание на процессы и параметры модели, определяющие глобальные энергетический и тепловой балансы. Как показывают опыты с вихреразрешающими моделями, выход кинетической энергии решения на квазиравновесный режим происходит за 2 – 3 года, потенциальная энергия и соленость стабилизируются через 7 – 9 лет [5]. В нашей модели в течение 7-летнего периода наблюдается повышение кинетической энергии, что указывает на несбалансированность решения.

Предварительные результаты показывают, что модель глобального океана высокого разрешения может быть мощным инструментом как для исследований крупномасштабной циркуляции, так и для оценки региональных процессов.

Благодарности

Авторы выражают благодарность академику Артему Саркисовичу Саркисяну за постоянное внимание, обсуждение целей, методов и результатов работ.

Исследования выполнялись при поддержке грантов РФФИ 10-05-00782а, 09-05-12054-офи_м и проекта Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 21 «Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Саркисян А.С.* О динамике возникновения ветровых течений в бароклинном океане // *Океанология*. – 1962. – том 2, № 3. – С. 393-409.
2. *Bryan K.* A numerical method for the study of the circulation of the World ocean // *J. Comp. Physics*. – 1969. – vol. 4, № 3. – P. 347-376.
3. *Sarkisyan A.S., Sündermann J.E.* Modelling Ocean Climate Variability. – Berlin: Springer. – 2009. – 374 p.
4. *Sarkisyan A.S., Ibrayev R.A., Iakovlev N.G.* High resolution and four-dimensional analysis as a prospect for ocean modeling // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. – 2010. – vol. 25, № 5. – P. 477-496.
5. *Maltrud M.E., McClean J.L.* An eddy resolving global $1/10^\circ$ ocean simulation // *Ocean Modelling*. – 2005. – vol. 8. – P. 31-54.
6. *Malone R.C., Smith R.D., Maltrud M.E. and Hecht M.W.* Eddy-Resolving Ocean Modeling // *Los Alamos Science*. – 2003. – № 28. – P. 223-231.
7. *Masumoto Y., Sasaki H., Kagimoto T., Komori N., Ishida A., Sasai Y., Miyama T., Motoi T., Mitsudera H., Takahashi K., Sakuma H. and Yamagata T.* A Fifty-Year Eddy-Resolving Simulation of the World Ocean – Preliminary Outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator) // *Journal of Earth Simulator* – 2004. – vol. 1. – P. 35-56.
8. *Dombrowsky E., Laurent B., Brassington G.B., Chassignet E.P., Fraser D., Hurlburt H.E., Masafumi K., Tong L., Martin M.J., Shan M., Marina T.* GODAE Systems in Operation // *Oceanography*. – 2009. – vol. 22, № 3. – P. 81-95.

9. *Залесный В.Б.* Численное моделирование термохалинной циркуляции Мирового океана // *Метеорология и гидрология*. – 1998, № 2. – С. 54-64.
10. *Володин Е.М., Дианский Н. А.* Моделирование изменений климата в XX–XXII столетиях с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана // *Изв. РАН, серия: Физика атмосферы и океана*. – 2006. – том 42, № 3. – С. 291-306.
11. *Ibrayev R.A.* Model of enclosed and semi-enclosed sea hydrodynamics // *Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. – 2001. – vol. 16, № 4. – P. 291-304.
12. *Ибраев Р.А.* Математическое моделирование термогидродинамических процессов в Каспийском море. – М.: ГЕОС, 2008. – 130 с.
13. *Demin Y.L. and Ibraev R.A.* A numerical method of calculation of currents and sea surface topography in multiply connected domains of the oceans // *Sov. J. Numer. Anal. Math. Modelling*. – 1989. – vol. 4, № 3. – P. 211-225.
14. *Killworth P.D., Stainforth D., Webb D.J. and Paterson S.* The development of a free surface Bryan-Cox-Semtner model // *J. Phys. Oceanogr.* – 1991. – vol. 21, issue 9 (September). – P. 1333-1348.
15. *Launiainen J., Vihma T.* Derivation of turbulent surface fluxes – an iterative flux-profile method allowing arbitrary observing heights // *Environmental Software*. – 1990. – vol. 5, № 3. – P. 113-124.
16. *Schrum C., Backhaus J.* Sensitivity of atmosphere-ocean heat exchange and heat content in North Sea and Baltic Sea // *Tellus – Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 1999. – vol. 51A, Issue 4. – P. 526-549.
17. *Murray R.J.* Explicit Generation of Orthogonal Grids for Ocean Models // *J. Comp. Physics*. – 1996. – vol. 126, issue 2. – P. 251-273.
18. *ETOPO5*, Data Announcement 88-MGG-02, Digital relief of the Surface of the Earth. NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, 1988.
19. *Large W.G., Yeager S.G.* The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set // *Climate Dynamics*. – 2009. – vol. 33, № 2-3. – P. 341-364.
20. *Griffies S.M., Biastoch A., Böning C., Bryan F., Danabasoglu G., Chassignet E.P., England M.H., Gerdes R., Haak H., Hallberg R.W., Hazeleger W., Jungclaus J., Large W.G., Madec G., Pirani A., Samuels B.L., Scheinert M., Gupta A.S., Severijns C.A., Simmons H.L., Treguier A.-M., Winton M., Yeager S., Yin J.* Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs) // *Ocean Modelling*. – 2009. – vol. 26, № 1-2. – P. 1-46.
21. *Large W.G., Yeager S.G.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: the datasets and flux climatologies. NCAR Technical Note: NCAR/TN-460+STR, CGD Division of the National Centre for Atmospheric Research. – Boulder, Colorado. – 2004. – 105 p.
22. *WOA2001*, World Ocean Atlas 2001. Сайт «NOAA. National Oceanographic Data Center». [Электронный ресурс]. http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html (Последнее обращение 15.10.2011).
23. *Munk W.H., Anderson E.R.* Notes on the theory of the thermocline // *J. Mar. Res.* – 1948. – vol. 7, № 3. – P. 276-295.
24. *McDougall T.J., Jackett D.R., Wright D.G., Feistel R.* Accurate and computationally efficient algorithms for potential temperature and density of seawater // *J. Atmos. Oceanic Technol.* – 2003. – vol. 20. – P. 730-741.
25. *Feistel R., Hagen E.* On the GIBBS thermodynamic potential of seawater // *Progress in Oceanography*. – 1995. – vol. 36. – P. 249-327.

26. *Fofonoff N. P., Millard R.C.* Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO Technical Papers in Marine Science. – UNESCO, 1983. – vol. 44. – 53 p.
27. *Суперкомпьютер МВС-100К.* Сайт «Межведомственного Суперкомпьютерного Центра Российской академии наук». [Электронный ресурс]. <http://www.jssc.ru/hard/mvs100k.shtml> (Последнее обращение 10_10_2011).
28. *Fu L.-L., Smith R.D.* Global Ocean Circulation from Satellite Altimetry and High-Resolution Computer Simulations // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1996. – vol. 77, – P. 2625-2636.
29. *Smith R.D., Maltrud M.E., Bryan F.O., Hecht M.W.* Numerical Simulation of the North Atlantic Ocean at $1/10^\circ$ // J. Phys. Oceanogr. – 2000. – vol. 30. – P. 1532-1561.
30. *Trenberth K.E., Caron J.M.* Estimates of Meridional Atmosphere and Ocean Heat Transports // J. of Climate. – 2001. – vol. 14. – P. 3433-3443.
31. *Mitchell J.L., Teague W.J., Jacobs G.A. and Hurlburt H. E.* Kuroshio Extension dynamics from satellite altimetry and a model simulation // J. Geophys. Res. – 1996. – vol. 101, № C1. – P. 1045-1058.

Матеріал поступив в редакцію 18.12.2011 г.

АНОТАЦІЯ В роботі розглядаються перші результати по відтворенню внутрігодової мінливості циркуляції вод Світового океану з застосуванням віхрерозрешаючої моделі. Для цього розроблена модель Світового океану з роздільною здатністю $1/10^\circ$ по горизонталі і з 49 рівнями по вертикалі. Модель заснована на традиційній системі тривимірних рівнянь великомасштабної динаміки океану і граничні умов з явним урахуванням потоків води на вільній поверхні океану. В роботі розглядаються постановка завдання й аналізуються результати моделювання внутрішньорічної мінливості термогідродинамічних процесів Світового океану. У чисельному експерименті еволюція в часі атмосферного впливу визначається нормальним річним циклом.

ABSTRACT The first results on simulating the intra-annual variability of the circulation of World Ocean waters by means of an eddy-resolving model are considered. For this purpose, a model of the World Ocean with $1/10^\circ$ horizontal resolution and 49 vertical levels was developed. This model is based on the traditional system of three-dimensional equations of the large-scale ocean dynamics and boundary conditions with explicit allowance for water fluxes on the free surface of the ocean. The formulation of the problem of simulating the intra-annual variability of thermohydrodynamic processes of the World Ocean and the parameterizations that were used are considered. In the numerical experiment, the temporal evolution of the atmospheric forcing is defined by the normal annual cycle.