

Численное моделирование динамики атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST*

Е. Н. ГОЛУБЕВА

*Институт вычислительной математики
и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия*
e-mail: elen@ommfao.ssc.ru

This paper describes an investigation aimed at modeling of a circulation of the Atlantic Water in the Arctic based on the improved parameterization of the temperature and salinity advectations in the numerical model.

The QUICKEST advection scheme reduces over- and undershooting as well as instabilities found within the original scheme used for the ocean modeling. The employed schemes allow considering smaller and more reasonable mixing coefficients and sharper gradients, which lead to an improved representation of the circulation. The numerical coupled ice-ocean model has been favorably verified against observations taken during 1948–2003.

Введение

Арктика стала объектом интенсивного научного исследования в последние десятилетия прошлого столетия. Климатические изменения, характеризующиеся устойчивым тепловым трендом водных масс Северного Ледовитого океана и сокращением протяженности ледового покрова, способствовали разработке многочисленных исследовательских проектов, направленных на всестороннее исследование процессов, происходящих в Арктике.

Одним из таких проектов является АОМIP (Arctic Ocean Intercomparison Project, http://fish.cims.nyu/project_aomip/overview.html). Цель проекта состоит в сравнении моделей взаимодействия океан—лед, выяснении причин качественных и количественных различий в результатах численных экспериментов с целью разработки моделей нового уровня, способных воспроизводить климатические изменения. Одна из задач АОМIP — моделирование траектории движения атлантических вод, являющихся основным источником тепла в Арктическом бассейне. Среди 15 моделей, участвующих в АОМIP, некоторые воспроизводили циклоническую циркуляцию атлантических вод, а другие — антициклоническую [1]. Поскольку эксперимент проводился в условиях одинакового начального распределения и вынуждающих сил, различия в циркуляции были

*Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ОМН РАН 1.3.9.

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2008.

обусловлены различием в параметризации физических процессов, в используемом сеточном разрешении и в пространственно-временной аппроксимации операторов модели, в частности, оператора переноса.

Проблема корректной аппроксимации оператора переноса в численных моделях — постоянный предмет обсуждения. Наиболее простыми в эксплуатации являются схемы центральных и направленных разностей. В первой из указанных схем вычислительная дисперсия приводит к значительной деформации решения, вторая содержит схемную вязкость, сглаживающую не только численные ошибки, но и физические фронты. К настоящему времени предложено множество альтернативных схем повышенного порядка точности. Для них выполняются законы сохранения, схемы обладают свойствами монотонности и консервативности, однако разработаны они для случая одномерного потока. Многомерные аналоги требуют больших вычислительных затрат и сложны в реализации. Поэтому, несмотря на интенсивное исследование, сложно выбрать численную схему, которая была бы совершенной для описания процесса переноса субстанции меняющимся по времени потоком в трехмерной области.

В настоящей работе описываются результаты использования схемы QUICKEST (Quadratic Upstream Interpolation for Convective Kinematics with Estimated Streaming Term) [2] для уравнения переноса в численной модели динамики океана применительно к задаче о распространении атлантических водных масс в Арктическом бассейне. Основной целью работы было воспроизведение траектории потока, согласующейся с данными наблюдений.

1. Численная модель динамики океана

Численные эксперименты проводились на основе совместной модели океан—лед. Для описания океанических процессов использовалась численная модель динамики океана [3], ведущая свою историю от крупномасштабной модели циркуляции Мирового океана, разработанной в ИВМиМГ СО РАН [4–7].

Используемая традиционно сферическая система координат для построения численных моделей океанических процессов оказывается неудобной при моделировании Северного Ледовитого океана из-за вырождения этой системы на полюсе. Решить эту проблему можно с помощью поворота сферической системы координат так, чтобы ее полюсы оказались на суше. Можно также использовать комбинированный подход, описанный в работе [8], когда координатные линии сферической системы на выбранном круге широты естественным образом переходят в другую ортогональную систему координат со смещенными полюсами. Используя этот подход, мы оставляем основную область моделирования в привычной для нас сферической системе координат и исключаем проблему полюса.

В системе криволинейных ортогональных координат x , y , z , где ось z направлена вертикально вниз, рассматриваются полные нелинейные уравнения гидротермодинамики океана с учетом приближения гидростатики и Буссинеска для переменных, обозначающих компоненты скорости течения — u , v , w , потенциальную температуру T и соленость S .

Уравнения движения:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + L(u) - (f - K)v = -\frac{1}{\rho_0 h_x} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \kappa_v \frac{\partial u}{\partial z} + F(u, \mu_v),$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + L(v) + (f - K)u = -\frac{1}{\rho_0 h_y} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \kappa_v \frac{\partial v}{\partial z} + F(v, \mu_v),$$

где

$$\begin{aligned} L(\xi) &= \frac{1}{h_x h_y} \left[\frac{\partial}{\partial x} (h_y u \xi) + \frac{\partial}{\partial y} (h_x v \xi) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w \xi), \\ F(\xi, \mu) &= \frac{1}{h_x h_y} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{h_y}{h_x} \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{h_x}{h_y} \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \right], \\ K &= \frac{u}{h_x h_y} \frac{\partial h_x}{\partial y} - \frac{v}{h_x h_y} \frac{\partial h_y}{\partial x}. \end{aligned}$$

Уравнение неразрывности:

$$\frac{1}{h_x h_y} \left[\frac{\partial}{\partial x} (h_y u) + \frac{\partial}{\partial y} (h_x v) \right] + \frac{\partial w}{\partial z} = 0.$$

Уравнение гидростатики:

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

Уравнение состояния:

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

Уравнения переноса тепла и соли:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + L(T) &= \frac{\partial}{\partial z} \kappa_T \frac{\partial T}{\partial z} + F(T, \mu_T), \\ \frac{\partial S}{\partial t} + L(S) &= \frac{\partial}{\partial z} \kappa_S \frac{\partial S}{\partial z} + F(S, \mu_S). \end{aligned}$$

В системе используются следующие обозначения: p — давление, ρ — плотность воды, ρ_0 — средняя плотность, $f = 2\Omega \sin \varphi$ — параметр Кориолиса, μ_v, k_v и $\mu_{T,S}, k_{T,S}$ — коэффициенты горизонтальной и вертикальной вязкости и диффузии, h_x, h_y — метрические коэффициенты. Процессы, происходящие в верхнем перемешанном слое, параметризуются на основе рассмотрения критерия Ричардсона с последующим установлением однородного по вертикали распределения температуры, солености и компонент скорости течения.

В начальный момент времени значения u^0, v^0, T^0, S^0 заданы.

Граничные условия для исходной системы принимаются следующими:

— на поверхности океана

$$z = 0 : w = 0, \quad k_v \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\tau_x}{\rho_0}, \quad k_v \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{\tau_y}{\rho_0}, \quad k_{T,S} \frac{\partial(T, S)}{\partial z} = (Q_T, Q_S);$$

— на дне

$$z = H : w = \frac{1}{h_x h_y} \left[u \frac{\partial h_y}{\partial x} + v \frac{\partial h_x}{\partial y} \right], \quad k_v \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial z} = -R \sqrt{u^2 + v^2} \mathbf{U}, \quad (\mathbf{U} = (u, v)), \quad \frac{\partial(T, S)}{\partial z} = 0.$$

Здесь τ_x, τ_y — компоненты вектора касательного напряжения трения ветра, R — коэффициент трения о дно, Q_T, Q_S — потоки тепла и соли на поверхности.

На “твердых” боковых границах задавались условия прилипания для скорости и условия отсутствия потоков тепла и соли:

$$\Gamma_0 : u = 0, \quad v = 0, \quad \frac{\partial(T, S)}{\partial n} = 0.$$

“Жидкая” граница включала:

а) Берингов пролив с заданным расходом баротропного течения и значениями температуры и солености;

б) области притока рек, где также задавался расход, нулевая соленость и температура, равная температуре прилегающей океанической области;

в) южную границу на 20° ю.ш., где задавался сброс массы, поступившей в бассейн через Берингов пролив и из рек. Условия на этой границе допускают свободную адвекцию за пределы моделируемой области в том случае, если скорость направлена из области. Если же скорость на границе направлена в область, то использовались данные климатического распределения.

Уравнения динамики решаются методом выделения баротропной и бароклинной мод, при этом баротропная часть представляется в виде решения уравнения относительно функции тока. При решении задачи по времени используется комбинация явного и полунеявного подходов с использованием метода расщепления по физическим процессам и геометрическим направлениям.

В прежних версиях модели адвективная часть пространственного оператора аппроксимировалась на основе применения численной схемы первого порядка по пространству с дозированной схемной вязкостью [7]. Главной идеей этой схемы было выделение оператора схемной диффузии и учета его с весом, меняющимся в пределах от нуля до единицы.

В настоящей версии численной модели адвективно-диффузионное уравнение переноса тепла соли расщепляется на два уравнения. Первое из них представляет процесс переноса, второе — процесс диффузии. Для диффузионного уравнения используется неявная численная схема по времени в комбинации с методом расщепления на одномерные сеточные уравнения. Уравнение, описывающее перенос течениями, аппроксимируется на основе применения схемы QUICKEST, разработанной Б.П. Леонардом [2]. Для одномерного уравнения переноса

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(uT) = 0$$

численная схема представляется в виде

$$T_j^{n+1} = T_j^n - (c_r T_r - c_l T_l),$$

где нижний индекс определяет положение в пространстве, а верхний — по времени. Изменение величины T_j по времени определяется потоком через левую $c_l T_l$ и правую $c_r T_r$ ячейки сетки.

Поскольку $(c_l T_l)_j = (c_r T_r)_{j-1}$, выпишем выражения для величин, необходимых при определении потока слева $c_l T_l$: $c_l = \frac{u_{j-1/2} \Delta t}{\Delta x_{j-1}}$ — число Куранта, $\Delta x_{j-1} = x_j - x_{j-1}$,

$$T_l = \frac{T_j^n + T_{j-1}^n}{2} - c_l \frac{T_j^n - T_{j-1}^n}{2} - \frac{1}{6}(1 - c_l^2) \text{curv}_l \Delta x_{j-1}^2,$$

где в зависимости от направления потока определяется

$$\text{curv}_l = \begin{cases} \frac{2}{\Delta x_{j-1} + \Delta x_{j-2}} \left(\frac{T_j^n - T_{j-1}^n}{\Delta x_{j-1}} - \frac{T_{j-1}^n - T_{j-2}^n}{\Delta x_{j-2}} \right), & c_l > 0, \\ \frac{2}{\Delta x_j + \Delta x_{j-1}} \left(\frac{T_{j+1}^n - T_j^n}{\Delta x_j} - \frac{T_j^n - T_{j-1}^n}{\Delta x_{j-1}} \right), & c_l < 0. \end{cases}$$

Потоки по остальным направлениям определяются аналогично. Схема QUICKEST является численной схемой третьего порядка точности [2], не будучи монотонной. Однако численное решение, полученное для одномерного уравнения переноса, свидетельствует о явном преимуществе схемы QUICKEST перед ранее используемой (рис. 1, а). Представление численного решения в виде $T_j^n = \text{Re} [\exp ikj\Delta x]$, $|T^{n+1}| = |\lambda| |T^n|$, где i — мнимая единица, k — волновое число, позволяет построить зависимость $|\lambda|^2$ от $k\Delta x$ при различных значениях числа Куранта c . Из рис. 1, б следует, что QUICKEST устойчива при числах Куранта $c \leq 1$. Она эффективно подавляет короткие волны и оставляет множитель перехода близким к единице для длинных волн.

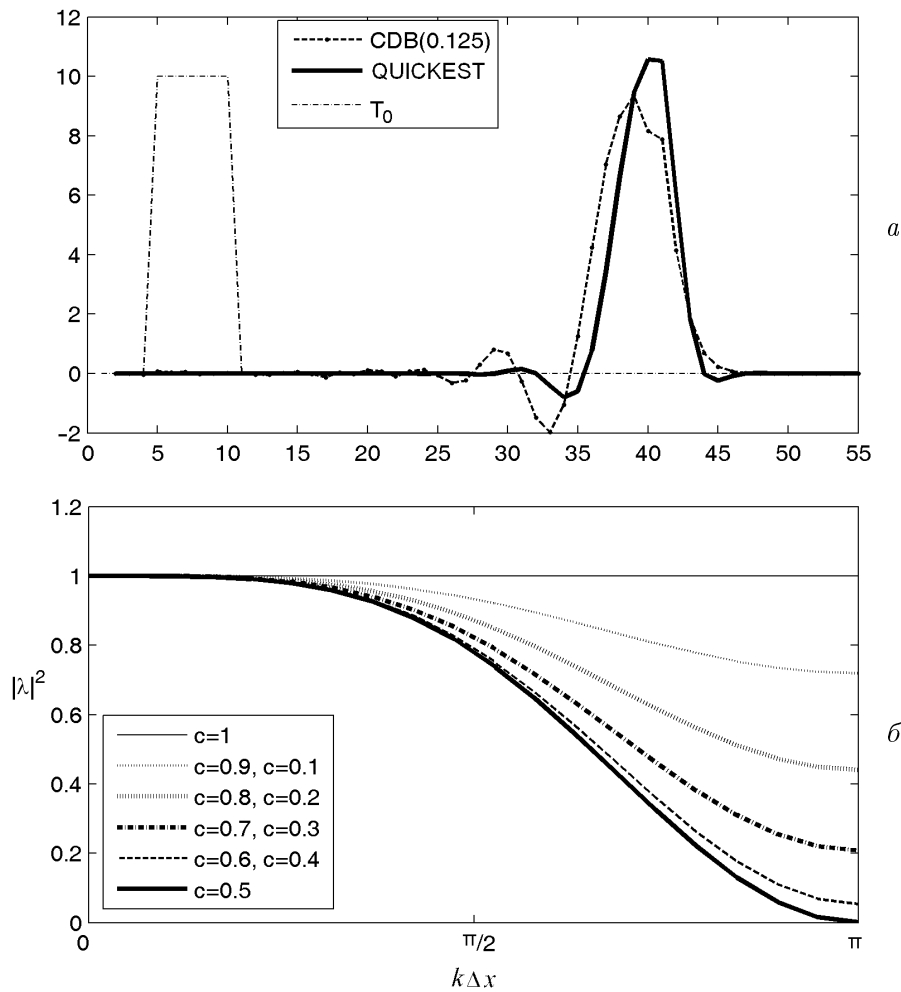


Рис. 1. Одномерное уравнение переноса: а — численное решение переноса начального сигнала T_0 с помощью схемы с дозированной схемной вязкостью (весовой коэффициент равен 0.125) и схемы QUICKEST; б — зависимость $|\lambda|^2$ от $k\Delta x$ при различных значениях числа Куранта c

Известно, что использование таких одномерных аналогов для трехмерного оператора вносит погрешность в численное решение, определяемую отсутствием в численной схеме операторов, корректно аппроксимирующих диагональное направление потока. Решение этой проблемы заключается в выписывании полного трехмерного численного аналога дифференциального оператора или в применении метода расщепления. В модели реализована возможность использования метода расщепления. Однако дальнейшие результаты получены с использованием нерасщепленного оператора. Использование метода расщепления в его простой реализации дает хорошие результаты для тестовых расчетов вращения цилиндра, но при решении полной задачи с меняющимся полем скорости погрешности расщепления уравнения неразрывности оказываются значительными, приводящими к нарушению устойчивости задачи при малых коэффициентах диффузии. В дальнейшем этот вопрос будет исследован и схема будет усовершенствована.

2. Область моделирования и численная сетка

Для моделирования процессов взаимодействия Арктического бассейна и Северной Атлантики рассматриваются область Северного Ледовитого океана и северная часть Атлантического океана, начиная с 20° ю.ш. Разрешение сетки для Северной Атлантики выбрано равным 1° . На круге 65° с.ш. сетка сферической системы координат, принятая для Атлантики, естественным образом сопрягается с другой ортогональной сеткой с более подробным разрешением. Процесс построения второй сетки заключается в следующем: на малой полусфере диаметра, равного диаметру круга 65° , строится одноградусная сферическая сетка координатных линий с полюсами, расположенными на суше; построенная сетка проектируется на полярную область, ограниченную кругом 65° с.ш. [8]. При этом все координатные линии второй сетки ортогональны и на широте 65° переходят в соответствующие координатные линии сферической системы. Максимальное разрешение при этом достигается в приполярном районе и составляет 35 км. В среднем, узлы численной сетки в области Северного Ледовитого океана находятся на расстоянии около 50 км. Вертикальное разбиение составляют 33 горизонтальных уровня со сгущением у поверхности, где разрешение равно 10 м. В область моделирования включены наиболее значимые проливы внутри Канадского архипелага. Минимальная глубина шельфовой зоны задана равной 50 м.

3. Постановка численных экспериментов

При проведении численных экспериментов использовались климатические данные РНС [9], представляющие ежемесячное трехмерное распределение температуры и солености в слое до 1 км глубины, а также сезонные (зима и лето) и среднегодовые данные для всего диапазона глубин. Зимнее распределение было использовано в качестве начального состояния.

Численный эксперимент по расчету квазистационарного состояния океана проводился без учета ледового покрова при фиксированном сезонном ходе вынуждающих сил на поверхности океана на период 30 лет модельного времени. Отсутствие в модели льда компенсировалось условием привязки (restoring) расчетной температуры и солености на поверхности океана к значениям климатического распределения [9]. В качестве напряжения трения ветра использовался массив данных [10].

Численный эксперимент по модели взаимодействия океан—лед проводился на период с 1948 по 2003 год с учетом необходимых атмосферных данных реанализа NCEP/NCAR. К модели океана подключалась численная модель морского льда, известная под названием “эластическая—вязкопластическая модель”, являющаяся модификацией стандартной вязкопластической модели динамики льда, разработанной В.Д. Хиблером [11]. Данная модель подробно документирована в работе [12].

4. Динамика атлантических вод

Теплые промежуточные воды атлантического происхождения — одна из главных особенностей климата Северного Ледовитого океана. Атлантические воды всегда привлекали внимание исследователей. В 1902 году Ф. Нансен выдвинул основную гипотезу о переносе атлантических вод в Северном Ледовитом океане. В прошлом столетии этот вопрос неоднократно обсуждался и уточнялся. Первая попытка дать схему циркуляции атлантических вод в Арктическом бассейне была сделана известным исследователем Арктики, океанографом, профессором А.Д. Добровольским, построившим карты распределения атлантических вод на глубинах 300 и 400 м. Дальнейшие исследования позволили уточнить и дополнить полученную картину. Среди этих работ можно отметить монографии В.Т. Тимофеева [13], А.Ф. Трешникова и Г.И. Баранова [14], Е.Г. Никифорова и А.О. Шпайхера [15], а также работы Л.К. Коучмена [16], Е.Л. Льюиса [17], К. Аагарда [18].

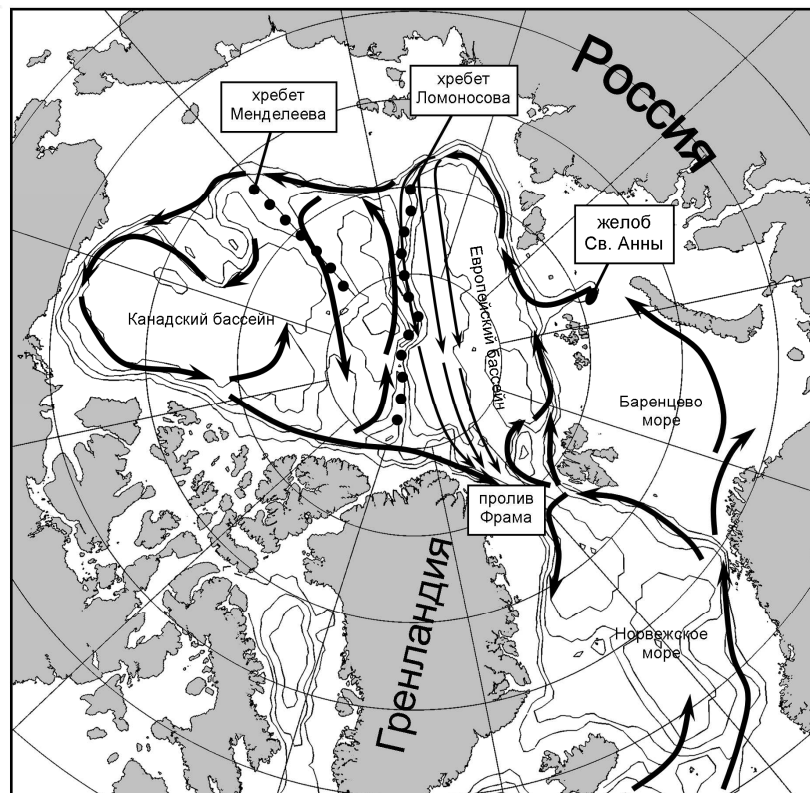


Рис. 2. Схема движения атлантических вод (по работам [1, 19])

Две ветви атлантической воды поступают в Арктический бассейн через Норвежское море. Восточная ветвь проходит через Баренцево море, где атлантическая вода теряет большую часть своего тепла благодаря интенсивному обмену через поверхность моря.

Вторая ветвь атлантических вод — Западно-Шпицбергенское течение — проникает в Арктический бассейн через пролив Фрама. Перемешиваясь с холодной арктической водой, это течение опускается на уровень промежуточных вод и следует дальше вдоль материкового склона. Эта ветвь атлантических вод служит источником тепла в Арктическом бассейне. Две ветви сливаются в районе желоба Св. Анны и следуют дальше на восток. Обработка данных наблюдений, полученных в ходе полярных экспедиций, представленная в работах В. Руделса с соавторами [19], позволила сделать вывод о том, что атлантическая вода распространяется вдоль материкового склона в виде пограничного течения. По ходу движения она образует циклонические циркуляции в каждом из трех топографических бассейнов Северного Ледовитого океана (рис. 2), разделенных подводными хребтами Ломоносова и Менделеева.

5. Результаты численных экспериментов

Численное моделирование распространения атлантической воды в Арктическом бассейне направлено на получение знания о ее динамике и связанных с ней климатических изменениях последних десятилетий. Один из наиболее важных моментов — воспроизведение траектории потока.

Общеизвестно, что завышенные коэффициенты вязкости и диффузии в численных моделях приводят к ослаблению фронтов и течений. В случае моделирования Арктического бассейна ситуация усугубляется малой протяженностью и сложной топографией области. Прежде всего на входе в Арктический бассейн в проливе Фрама атлантические воды встречают направленный из Арктики в северные моря поверхностный поток, определяемый системой ветров. Два разнонаправленных потока: Восточно-Гренландское течение, идущее на юг вдоль восточного побережья Гренландии, и Западно-Шпицбергенское течение, следующее на север, должны пройти через узкий пролив Фрама. В “вязкой” модели в верхнем слое океана ветровая составляющая скорости поверхностных течений остается наиболее значимой и определяющей поверхностный поток вод, направленный из Арктики в северные моря по всей ширине пролива Фрама. В этом случае для Западно-Шпицбергенского течения прохождение потока в направлении, противоположном поверхностному движению, затруднено. Используемые первоначально коэффициенты горизонтальной диффузии 10^7 см²/с и вертикальной диффузии 1 см²/с, а также горизонтальной вязкости $5 \cdot 10^7$ см²/с, общепринятые для крупномасштабных моделей океана, оказались значительно завышенными для моделирования процессов, протекающих в северных морях и Северном Ледовитом океане. В результате в модельном расчете атлантические воды рециркулируют к югу от пролива и только глубокая их часть, начиная с 500 м, проникает в Арктический бассейн. Картина функции тока (рис. 3) свидетельствует о том, что основой циркуляции для этого эксперимента являются антициклонический круговорот в Канадском бассейне и вынос вод в северные моря через пролив Фрама. Поступление тепла в Арктику в такой ситуации занижено, что приводит к постепенному охлаждению верхнего и промежуточного слоев бассейна.

Ветвь атлантических вод, проходящая через Баренцево море, не вносит существенных изменений в общую картину течений. Формирующаяся термохалинная структура

и картина циркуляции не позволяют проводить исследование климатической изменчивости Северного Ледовитого океана, поскольку основные моменты циркуляции региона не воспроизводятся.

В работе [3] описаны численные эксперименты, направленные на улучшение описания динамики атлантических вод в Арктическом бассейне. Исследование проводилось при использовании предыдущей версии блока переноса тепла и соли. В одном из экспериментов применялся учет топографических вихрей подсеточного масштаба на основе так называемой “Нептун”-параметризации, предложенной профессором Г. Холловеем [20] и получившей практическую реализацию в работе [21]. При включении в модель параметризации топографического взаимодействия течений с рельефом дна модель воспроизводит устойчивое течение, движущееся вдоль берегового склона, с преобладающей циклонической циркуляцией в каждом топографическом бассейне океана. Существенным моментом использования параметризации “Нептун” является необходимость увеличения значения горизонтальной вязкости, поскольку параметризация основана на привязке горизонтальной скорости к топографически контролируемому потоку и при коэффициентах вязкости менее 10^8 см²/с параметризация “Нептун” становится неэффективной.

Завышенные значения коэффициентов горизонтальной вязкости нежелательны при работе в регионе, где шаг численной сетки в среднем равен 50 км. В той же работе [3] представлены эксперименты по исследованию чувствительности траектории потока к выбору коэффициентов вязкости и диффузии, сеточному разрешению модели. В ходе этих экспериментов коэффициенты горизонтальной вязкости и диффузии были уменьшены до предельно допустимых значений, в результате чего был получен поток атлантических вод, поступающий в Арктику в слое 150–1000 м. Однако его траектория оказалась неустойчивой при меняющемся атмосферном воздействии. Начиная с циклонической циркуляции, заложенной начальными данными, поток постепенно переходил

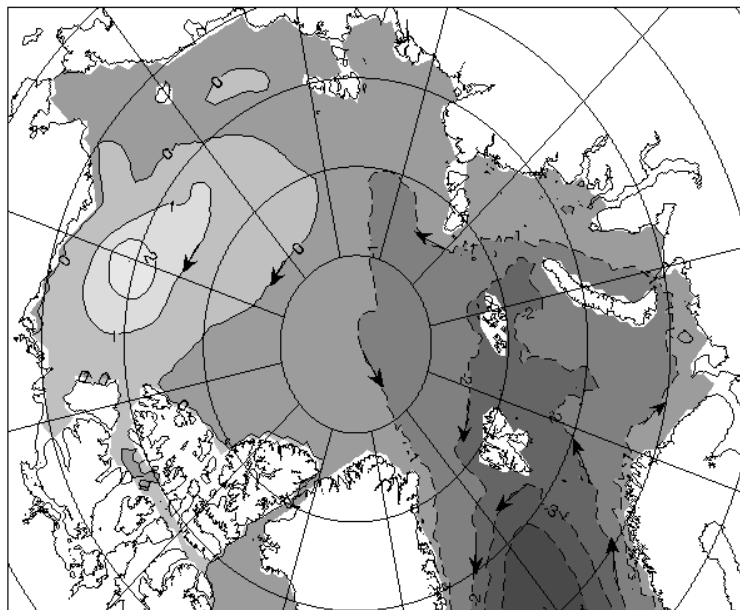


Рис. 3. Интегральная функция тока в эксперименте с завышенными коэффициентами диффузии и вязкости: значения указаны в свердрупах ($1 \text{ св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$); стрелками показано направление движения вод в осредненном по глубине потоке

к антициклоническому движению. В работе [3] предполагалось, что для воспроизведения циклонической циркуляции потока, следующего вдоль материкового склона океана, необходимо перейти к менее вязкой модели или увеличить сеточное разрешение модели.

Вязкость численной модели определяется не только параметризацией физической диффузии в уравнениях переноса, но и дополнительным сглаживанием или схемной

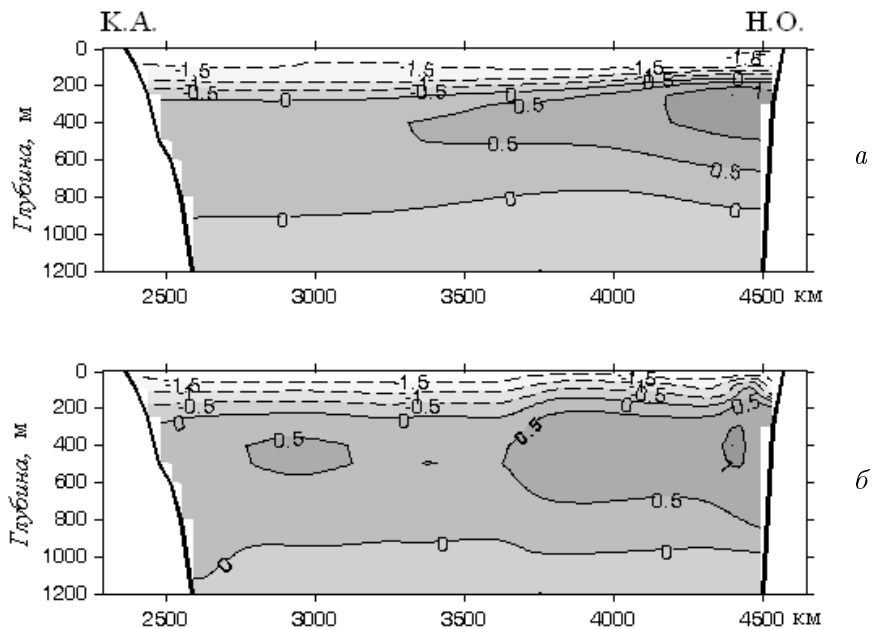


Рис. 4. Вертикальное распределение температуры на разрезе, проходящем через полюс, от Новосибирских островов (Н.О.) до Канадского архипелага (К.А.): *a* — начальное распределение по данным РНС; *b* — результат модельного расчета через 30 лет

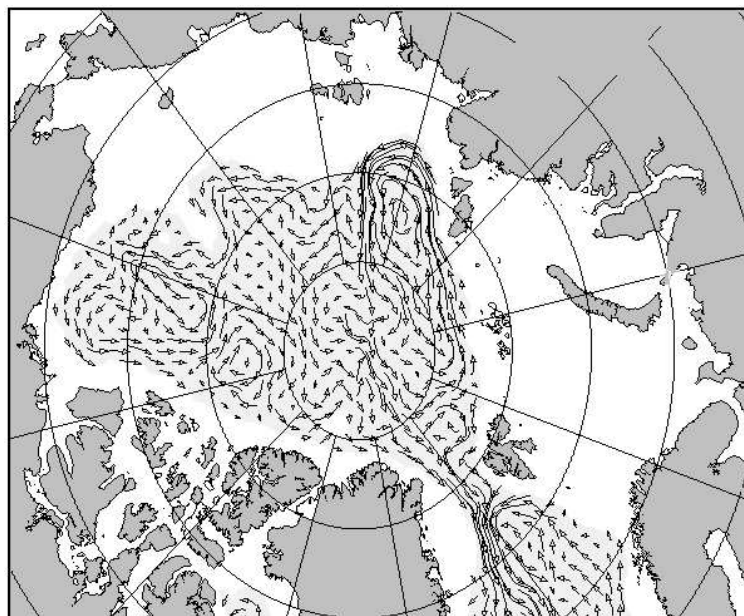
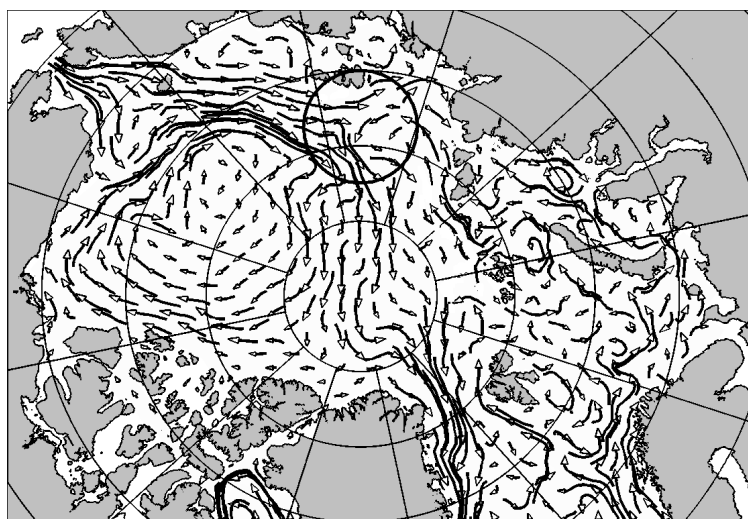
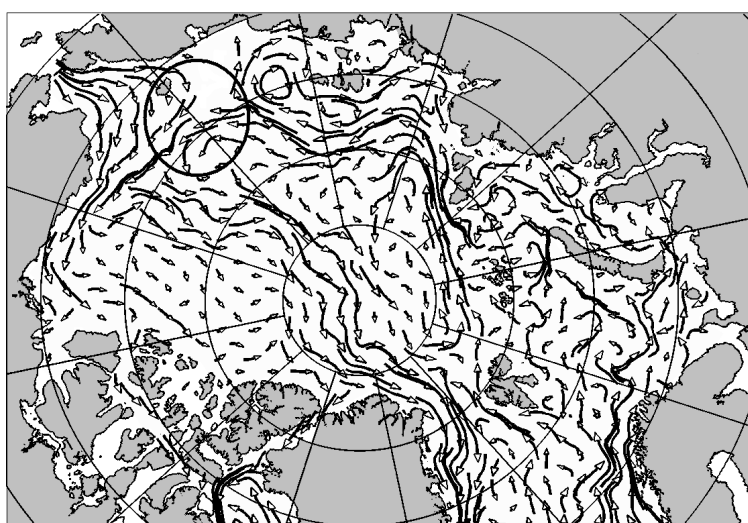


Рис. 5. Поле течений на глубине 600 м; эксперимент по расчету квазистационарного состояния океана (30 лет модельного времени)

вязкостью, имеющейся в аппроксимации адвективного оператора. Поскольку используемые ранее коэффициенты были предельно допустимыми для численной модели, была предпринята попытка заменить численную схему для оператора переноса на более точную. Замена численной схемы переноса с дозированной схемной вязкостью на схему QUICKEST, описанную выше, позволила снизить коэффициенты горизонтальной диффузии и вязкости до $5 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$, вертикальной диффузии — до $0.1 \text{ см}^2/\text{с}$ и усилить градиенты в численном решении. В результате модифицирования блока переноса удалось воспроизвести устойчивый поток атлантической воды, входящий в Арктический бассейн через пролив Фрама и Баренцево море. На протяжении всего счета в модельном распределении присутствует атлантический слой, определяемый температурой воды выше 1°C (рис. 4). Ядро потока в Европейском бассейне расположено на глубине 400 м в области материкового склона. В отличие от предыдущего эксперимента, здесь обнаружилось, что поток устойчиво следует в циклоническом направлении вдоль материкового склона, постепенно заглубляясь (рис. 5).



a



б

Рис. 6. Поле расчетных течений на глубине 50 м; сдвиг границы между атлантическими и тихоокеанскими водами в климатическом эксперименте по совместной модели океан—лед: *a* — 1965–1975 годы; *б* — 1989–1992 годы

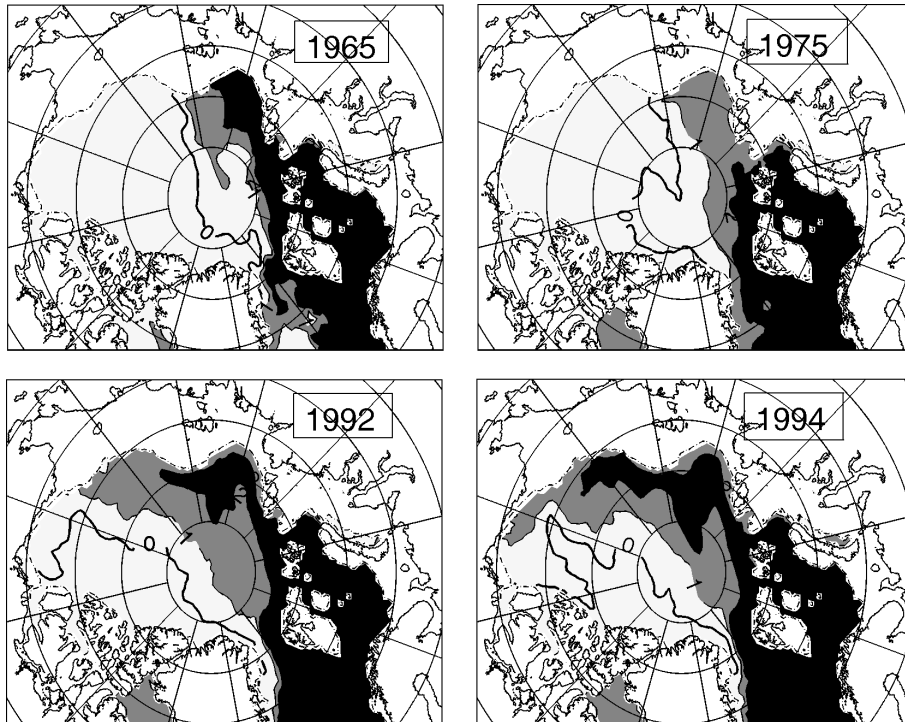


Рис. 7. Изменение распределения температуры на глубине 200 м в результатах расчета по совместной модели океан—лед: темным цветом отмечена область с температурой более $2\text{ }^{\circ}\text{C}$; представлены период охлаждения Арктики в 70-е годы и распространение тепловой аномалии в 90-е годы

Усовершенствованный блок адвекции температуры и солености использовался в совместной модели взаимодействия океан—лед. Рассматривалась задача о моделировании климатических изменений, происходящих в системе Арктика—Северная Атлантика с 1948 по 2003 год. Данные расчетов помогли воспроизвести не только траекторию атлантических вод в Арктическом бассейне, но и известные из материалов наблюдений климатические процессы. В частности, анализ данных наблюдений [22] позволил сделать вывод о том, что циркуляция Северного Ледовитого океана меняется. Водные массы атлантического и тихоокеанского происхождения в 60–70-е годы разделялись границей, расположенной над хребтом Ломоносова. Наблюдения свидетельствовали о том, что граница между атлантическими и тихоокеанскими водами сдвинулась на восток и находится над хребтом Менделеева. По нашим расчетам, за период с 1975 по 1990 год граница между водными массами действительно сдвинулась на восток в область Канадского бассейна (рис. 6).

Модель также воспроизводит изменчивость термохалинной структуры вод (рис. 7), в частности, охлаждение вод Арктики в 70-е годы и распространение потепления атлантического слоя 90-х годов [23].

Заключение

Исследование, представленное в данной работе, было направлено на воспроизведение траектории распространения атлантических вод в Арктическом бассейне. Проведенные эксперименты свидетельствуют о том, что использование “вязких” моделей значитель-

но искажает картину течений взаимодействия Северной Атлантики и Арктики. Применение численных схем повышенного порядка точности для оператора переноса тепла и соли, позволяющих сократить диффузию и вязкость модели, значительно улучшает результат. Численная модель воспроизводит правильное направление циркуляции атлантических вод, соответствующее данным наблюдений. В ходе эксперимента прослеживаются климатические изменения, происходящие в термохалинной структуре и системе водной циркуляции Северного Ледовитого океана.

Список литературы

- [1] PROSHUTINSKY A., YANG J., GERDES R. ET AL. Arctic Ocean study — synthesis of model results and observations // EOS, Transactions, American Geophysical Union. 2005.
- [2] LEONARD B.P. A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation // Comput. Methods Appl. Mech. and Eng. 1979. Vol. 19. P. 59–98.
- [3] GOLUBEVA E. N., PLATOV G. A. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112, C04S05, doi:10.1029/2006JC003734.
- [4] КУЗИН В.И., ГОЛУБЕВА Е.Н. Численное моделирование температуры и течений в Мировом океане с использованием метода конечных элементов // Численное моделирование климата Мирового океана. М., 1986. С. 137–150.
- [5] КУЗИН В.И. Модели океана на основе метода конечных элементов с расщеплением // Вычислительные процессы и системы. М.: Наука, 1986. Вып. 4. С. 105–122.
- [6] ГОЛУБЕВА Е.Н., ИВАНОВ Ю.А., КУЗИН В.И., ПЛАТОВ Г.А. Численное моделирование циркуляции Мирового океана с учетом верхнего квазиоднородного слоя // Океанология. 1992. Т. 32, № 3. С. 395–405.
- [7] GOLOUBEVA E.N. On the numerical modeling of the World Ocean circulation in the sigma coordinate system // NCC Bulletin/Series Num. Model. Atmosph. Ocean and Environment Studies. 2001. Novosibirsk: NCC Publisher. Iss. 7. P. 1–7.
- [8] MURRAY R.J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models // J. Comput. Phys. 1996. Vol. 126. P. 251–273.
- [9] STEELE M., MORLEY R., ERMOLD W. PHC: A global hydrography with a high quality Arctic Ocean // J. Clim. 2000. Vol. 14, N 9. P. 2079–2087.
- [10] TRENBERTH K.E., OLSON J.C., LARGE W.G. A global ocean wind stress climatology based on ECMWF analysis. NCAR. Boulder. Colorado, 1989. NCAR/TN-338+STR.
- [11] HIBLER W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. 1979. Vol. 9, N 4. P. 815–846.
- [12] HUNKE E.C., DUKOWICZ J.K. An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. Vol. 27, N 9. P. 1849–1867.
- [13] ТИМОФЕЕВ В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
- [14] ТРЕШНИКОВ А.Ф., БАРАНОВ Г.И. Циркуляция вод Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 158 с.
- [15] НИКИФОРОВ Е.Г., ШПАЙХЕР А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.

-
- [16] COACHMAN L.K. Physical oceanography in the Arctic Ocean // Arctic. 1969. Vol. 15. P. 251–277.
- [17] LEWIS E.L. The Arctic Ocean water masses and energy exchange // The Arctic Ocean. The hydrographic environment and fate of pollutant. L. Rey (Ed.). UK: Unwin Brothers Ltd., 1982. P. 43–68.
- [18] AAGAARD K. Inflow from the Atlantic Ocean in the Polar Basin // The Arctic Ocean. The hydrographic environment and fate of pollutant. L. Rey (Ed.). UK: Unwin Brothers Ltd., 1982. P. 69–81.
- [19] RUDELS B., JONES E.P., ANDERSON L.G., KATTNER G. On the intermediate depth water of the Arctic Ocean // The Polar Oceans and their role in the shaping the global environment: The Nansen centennial volume. Geophysical Monograph 85. American Geophysical Union, Washington DC, USA, 1994. P. 33–46.
- [20] HOLLOWAY G. Representing topographic stress for large-scale ocean models // J. Phys. Oceanogr. 1992. Vol. 22. P. 1033–1046.
- [21] ALVAREZ A., TINTORE J., HOLLOWAY G. ET AL. Effect of topographic stress on the circulation in the western Mediterranean // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. P. 16053–16064.
- [22] SWIFT J.H., AAGAARD K., TIMOKHOV L., NIKIFIROV E.G. Long-term variability of Arctic Ocean waters: Evidence from a reanalysis of the EEWG data set // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110, doi:10.1029/2004JC002312.
- [23] QUADFASEL D. Warming in the Arctic // Science. 1991. Vol. 350. P. 385.

Поступила в редакцию 1 февраля 2008 г.