

УДК 551.46.072

УЧЕТ ИЗМЕНЕНИЙ БЕРЕГОВОЙ ЛИНИИ В МОДЕЛИ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ОКЕАНА

© 2016 г. Г. С. Дьяконов*,****, Р. А. Ибраев*, **,***, ****

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН
117997 Москва, Нахимовский просп., 36

**Институт вычислительной математики РАН
119333 Москва, ул. Губкина, 8

***Московский физико-технический институт
141700 Долгопрудный, Институтский пер., 9

****Институт водных проблем Севера Карельского научного центра РАН
185030 Петрозаводск, пр. Александра Невского, 50

*E-mail: gleb.gosm@gmail.com

Поступила в редакцию 22.12.2015 г.

Рассматривается реализация алгоритма описания затопления и осушения берега в модели трехмерной Сигма–Z координатной океанической модели термогидродинамики океана. Предложенный алгоритм тестируется в двух идеализированных экспериментах, в которых воспроизводится набегающие приливной волны на берег, а также в реалистическом эксперименте по реконструкции эволюции береговой линии Каспийского моря в XX веке.

Ключевые слова: моделирование, океан, затопление, осушение, Каспийское море

DOI: 10.7868/S0002351516050059

ВВЕДЕНИЕ

Современные модели общей циркуляции океана (ОЦО), используемые для решения задач исследования климата и оперативного прогнозирования, редко учитывают изменчивость береговой линии, поскольку в Мировом океане и его акваториях эти вариации незначительны на масштабах времени от суток до десятилетия. Однако существует ряд задач, в которых затопление и осушение берега, обусловленные ветровыми сгонно-нагонными процессами, приливами и значительными колебаниями среднего уровня поверхности, играют важную и даже первостепенную роль. К примеру, при исследовании синоптической и климатической изменчивости Аральского и Каспийского морей, площадь поверхности которых весьма изменчива, учет затопления и осушения берега необходим для правильного описания тепло- и массообмена с атмосферой, а следовательно, и для корректного воспроизведения их теплового и водного балансов. Поэтому в ряде моделей ОЦО, в частности, разрабатываемых для региональных исследований, таких как ROM [1], GETM [2], Delft3D [3] и других, изменение положения линии берега так или иначе учитывается.

Описание затопления и осушения берега моделями ОЦО важно в случае наличия в топографии

дна исследуемого бассейна обширных пологих участков шельфа с малыми глубинами. При подъеме уровня моря на таких участках могут оказаться под водой значительные территории суши, и, наоборот, при понижении уровня площадь поверхности моря существенно уменьшается вследствие осушения больших территорий. Наиболее ярко подобные процессы проявляются в замкнутых водоемах, водный баланс которых претерпевает значительные внутри- и межгодовые изменения, как в Каспийском море. Такие явления часто негативно сказываются на хозяйственной деятельности на побережье, поэтому их заблаговременное предсказание востребовано.

Процессы затопления и осушения берега способны оказывать значительное влияние также и на термохалинный режим водоема: вариации площади поверхности обуславливают соответствующие вариации потоков тепла и воды на границе вода–воздух. В свою очередь в замкнутых водоемах изменения водного баланса обуславливают колебания уровня поверхности. Таким образом, между уровнем моря и положением береговой линии существует отрицательная обратная связь: чем больше площадь поверхности, тем больше поток испарений. Учитывая, что в летний сезон мелководные затопленные участки сильно прогреваются, и поскольку интенсивность испа-

рений напрямую зависит от температуры поверхности моря, вариации теплового потока также оказывают влияние на уровень поверхности моря и положение береговой линии.

Воспроизведение затопления и осушения берега моделью ОЦО возможно лишь при достаточно точном учете всех особенностей рельефа дна, что накладывает ограничение, прежде всего, на используемую в модели вертикальную координату. Например, наиболее распространенные модели, сформулированные в геопотенциальной координате (z -координате) плохо подходят для этой цели: в z -системе дно аппроксимируется кусочно-ступенчатой функцией, поэтому для достаточно точного его представления потребуется высокое вертикальное разрешение вблизи поверхности, что в силу пространственной изменчивости уровня может оказаться невозможным. В этом смысле сигма-координата, аппроксимирующая дно кусочно-билинейной функцией, является оптимальной, так как позволяет задать рельеф дна с высокой точностью даже в случае одного вертикального горизонта.

В модели динамики океана описание затопления и осушения сводится к выполнению трех условий. Во-первых, модельная область должна включать все потенциально затопляемые территории или быть расширяемой (сужаемой), т.е. допускать изменение множества расчетных ячеек модельной сетки. Во-вторых, модель должна допускать образование ячеек с нулевой или малой глубиной, т.е. быть устойчивой и рассчитывать течения, уровень, температуру, соленость и прочие компоненты решения при малых глубинах. И, в-третьих, необходимо выполнение условия консервативности по воде и соли, и ни в какой момент времени масса (объем или глубина) воды и количество трассера (в частности, соли) в той или иной ячейке расчетной сетки не должны становиться отрицательными. Примером выполнения этих критериев является алгоритм WAD (Wetting and Drying) в модели POM [4, 5]. Суть этого алгоритма состоит в решении полной системы уравнений динамики океана во всей модельной области с дополнительным ограничением на глубину, которая не может опуститься ниже 5 см за счет корректировки исходящих из ячейки потоков воды. Такой подход позволяет не вносить каких-либо значительных изменений в вычислительный алгоритм самой модели океана, и ее программный код лишь дополняется несколькими небольшими вставками. Тем не менее целесообразность решения полных трехмерных уравнений модели в столь мелкой воде, а также физичность получаемого для нее решения вызывают вопросы.

В настоящей работе мы предлагаем иной подход, состоящий в разделении расчетной области на глубоководные, мелководные и осушенные части

и решении различных систем уравнений термогидродинамики в глубокой и в мелкой воде с сохранением нулевого решения на суше. Такое разделение обосновано с физической точки зрения и позволяет снизить вычислительные затраты.

Данная статья имеет следующую структуру. В первом параграфе приводится краткое описание Сигма- Z координатной океанической модели для прогноза и ассимиляции данных наблюдений (SZ-КОМПАС). Во втором параграфе подробно рассматривается описание процессов затопления и осушения в рамках численного алгоритма и дискретизации этой модели. В третьем параграфе приводятся результаты тестирования предлагаемого алгоритма в двух идеализированных экспериментах и одном реалистическом расчете — в эксперименте по реконструкции климатической изменчивости Каспийского моря в XX веке, в котором наблюдались весьма существенные колебания уровня Каспия с затоплением и осушением обширных территорий. В заключении подводятся итоги.

1. МОДЕЛЬ ТЕРМОГИДРОДИНАМИКИ ОКЕАНА SZ-КОМПАС

Модель SZ-КОМПАС [6] основана на интегрировании системы уравнений геофизической гидродинамики с использованием общепринятых приближений гидростатики, Буссинеска и несжимаемости морской воды. По горизонтали возможно использование произвольной криволинейной ортогональной системы координат, однако для простоты изложения приведем формулировку модели в декартовой системе. По вертикали модель использует гибридную координату: верхний слой океана описывается с сигма-координате, а остальная его часть — в геопотенциальной z -координате. При этом вся относительно мелководная часть модельной области (с глубинами до нескольких десятков метров) полностью охвачена сигма-частью координатной системы, поэтому для целей настоящей работы можно считать, что модель построена в сигма-координатах, и не останавливаться на особенностях, связанных с использованием z -системы. Далее рассмотрим некоторые аспекты дифференциальной постановки и численной дискретизации модели, существенные для данной работы.

1.1. Дифференциальная постановка

Введем декартову систему координат (x, y, z) , ось z которой направим вниз. Обозначим через ζ высоту поверхности моря, отсчитываемую вверх, через H — функцию топографии дна, отсчитываемую вниз, и через $D = H + \zeta$ — глубину моря. Сигма-координата выражается через z следующим образом: $\sigma = (z + \zeta)/D$.

В σ -системе отсчета система уравнений модели выглядит следующим образом:

$$(Du)_t + (Duu)_x + (Dvu)_y + (\omega u)_\sigma - Dfv = -D\rho_0^{-1}p_x + D^{-1}(K_m u_\sigma)_\sigma + DF_u, \quad (1)$$

$$(Dv)_t + (Duv)_x + (Dvv)_y + (\omega v)_\sigma + Dfu = -D\rho_0^{-1}p_y + D^{-1}(K_m v_\sigma)_\sigma + DF_v, \quad (2)$$

$$\zeta_t + (Du)_x + (Dv)_y + \omega_\sigma = 0, \quad (3)$$

$$p_\sigma = Dg\rho, \quad (4)$$

$$(DS)_t + (DuS)_x + (DvS)_y + (\omega S)_\sigma = D^{-1}(K_h S_\sigma)_\sigma + DF_S, \quad (5)$$

$$(DT)_t + (DuT)_x + (DvT)_y + (\omega T)_\sigma = D^{-1}(K_h T_\sigma)_\sigma + DF_T - (\rho_0 c_p)^{-1} I_\sigma, \quad (6)$$

$$\rho = \rho(T, S). \quad (7)$$

Используемые в (1)–(7) и ниже обозначения традиционны. Здесь ω – вертикальный компонент скорости, K_m, K_h – коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости и диффузии тепла и соли, I – поток проникающей (длинноволновой) радиации, c_p – теплоемкость воды при постоянном давлении, F_u, F_v, F_T, F_S описывают горизонтальную турбулентную вязкость, теплопроводность и диффузию соли и имеют следующий вид:

$$F_{u,v} = A_m \Delta(u, v), \quad (8)$$

$$F_{T,S} = A_h \Delta(T, S), \quad (9)$$

где A_m, A_h – положительные константы, Δ – оператор Лапласа.

Уравнение состояния (7) основано на общепринятой формуле ЮНЕСКО [7].

Для системы (1)–(7) ставятся граничные условия на поверхности моря:

$$-\rho_0 K_m v_\sigma = D\tau^w, \quad -\rho_0 c_p K_h T_\sigma = DQ_h, \quad (10)$$

$$-K_h S_\sigma = 0, \quad p = p^a,$$

$$\omega = \frac{W}{\rho_0}, \quad (11)$$

и на дне:

$$\rho_0 K_m v_\sigma = D\tau^b, \quad \rho_0 c_p K_h T_\sigma = 0, \quad K_h S_\sigma = 0, \quad (12)$$

$$\omega = 0, \quad (13)$$

где $\tau^w(x, y, t)$ – касательное напряжение ветра, $\tau^b(x, y, t) = -\rho_0 C_D \mathbf{v}|_{z=H}$ – касательное напряжение трения о дно, $\mathbf{v} = (u, v)$, $Q_h(x, y, t)$ – поток тепла на границе вода–воздух (или вода–лед), p^a – атмосферное давление у поверхности океана, W –

суммарный поток массы воды на поверхности, учитывающий осадки и испарения.

Компонентами решения являются функции $u, v, \omega, T, S, \zeta$. Все они, за исключением уровня ζ , находятся из уравнений (1)–(7). Уровень же находится решением системы уравнений мелкой воды, получаемой интегрированием (1)–(3) по вертикали:

$$U_t - fV = rx - gD\zeta_x + \rho_0^{-1}\tau^{b,x}, \quad (14)$$

$$V_t + fU = ry - gD\zeta_y + \rho_0^{-1}\tau^{b,y}, \quad (15)$$

$$\zeta_t + U_x + V_y = \rho_0^{-1}W, \quad (16)$$

где U и V – интегралы скоростей течений по глубине, rx, ry – интегралы по глубине суммы членов, не вошедших явно в (14)–(15): вязкости, адвекции и бароклинного градиента давления.

1.2. Дискретизация уравнений модели

Для численного решения уравнений модели применяется метод конечных объемов с дискретизацией пространственных операторов на сетке типа C. В центре ячейки, в T -узлах задаются функции ζ, T, S, ρ, p, f , а в U - и V -узлах – соответственно компоненты скорости u и v , а также градиенты давления по соответствующим направлениям. Представленная T -ячейка является структурным элементом расчетной области, т.е. все море разбивается по горизонтали на целое количество таких ячеек, каждая из которых имеет K уровней по вертикали, где K одинаково для всех ячеек вне зависимости от глубины.

Уравнения (1)–(7) дискретизируются на этой сетке и интегрируются с шагом по времени Δt . Уравнения мелкой воды (14)–(16) также дискретизируются на этой сетке, но интегрируются с шагом $\tau \ll \Delta t$. Подробное описание модели SZ-КОМПАС приведено в работе [6].

2. АЛГОРИТМ ОПИСАНИЯ ЗАТОПЛЕНИЯ И ОСУШЕНИЯ

Описание процессов затопления и осушения берега в модели SZ-КОМПАС не требует каких-либо принципиальных нововведений в основной алгоритм: при падении уровня моря до дна ячейка автоматически может быть объявлена сухой, и, наоборот, при повышении уровня в такой осушенной ячейке она снова может рассматриваться как часть моря. Важно, что в сигма-координатах рельеф дна рассматриваемого водоема представляется достаточно точно для реалистичного моделирования изменений линии берега вследствие таких факторов, как ветровые стонно-нагонные процессы, приливы, а также колебания среднего уровня поверхности вследствие ненулевого водного баланса замкнутого бассейна. Однако одно-

го лишь точного учета всех особенностей рельефа дна недостаточно для успешного моделирования изменений береговой линии. Во-первых, при образовании малых глубин может возникнуть вычислительная неустойчивость, связанная с расчетом донного трения и потоков тепла из атмосферы. Во-вторых, вследствие отсутствия каких-либо дополнительных ограничений в модели будут образовываться отрицательные значения глубины, что, очевидно, приведет к физически необоснованному решению. Таким образом, для описания процессов затопления и осушения модель должна быть модифицирована, а именно, необходимо обеспечить выполнение трех условий:

1) расчетная область должна охватывать все потенциально затопляемые территории или быть динамически обновляемой, т.е. допускать дополнение и удаление отдельных ячеек;

2) расчет всех компонентов решения модели должен выполняться при любых неотрицательных глубинах, а численный алгоритм — быть устойчивым;

3) ни в какой момент времени ни в одной расчетной ячейке глубина, теплосодержание и масса соли не могут становиться отрицательными или создавать фиктивные источники и стоки воды, тепла, соли и других трассеров (условие консервативности).

Далее рассмотрим адаптацию модели SZ-КОМ-ПАС, необходимую для выполнения этих требований.

2.1. Разделение модельной области

В зависимости от глубины будем различать три состояния ячеек (узлов) расчетной сетки: море ($D > \varepsilon_1 = O(10 \text{ см})$), суша ($D < \varepsilon_2 = O(1 \text{ см})$) и промежуточное состояние — “болото” ($\varepsilon_2 < D < \varepsilon_1$). На каждом шаге по времени во всех узлах сетки решение модели будет обновляться. В морских ячейках будет решаться полная система уравнений модели, на суше все компоненты решения, за исключением уровня ζ , изменяться не будут, а в “болотных” ячейках решение будет рассчитываться из уравнений, отличных от морских. При этом в “болотных” ячейках будем пренебрегать какой-либо стратификацией по глубине, как скоростей, так и трассеров.

2.2. Расчет уровня моря и скоростей течений

Вычисление уровня ζ не претерпит никаких изменений по сравнению с исходным алгоритмом модели: при известном поле горизонтальных потоков U и V уровень эволюционирует согласно уравнению неразрывности (16). Это относится и к “болотным” ячейкам, и к суше, поскольку уровень в них в любой момент может измениться.

Сложнее обстоит дело с горизонтальными компонентами скорости u, v, U, V . В морских U - и V -узлах будет решаться полная система уравнений модели, в узлах суши скорости приравниваются к нулю, а в “болотных” узлах, где в силу предположения об отсутствии стратификации $u = U/D$ и $v = V/D$, скорости течений будем рассчитывать из уравнений движения, получаемых следующим упрощением (1)–(2). В ячейках с глубинами $D = O(10 \text{ см})$ трение о дно становится доминирующим фактором, определяющим отклик скорости на возникающие градиент уровня и ветер, т.е. факторы, обуславливающие перемещение линии берега. При этом скорости в такой мелкой воде устанавливаются быстро, поэтому движение будем считать квазистационарным. Таким образом, уравнения (1)–(2) редуцируются к балансу донного трения, градиента уровня и напряжения трения ветра:

$$Dg\nabla\zeta = \rho_0^{-1}(\tau^w + \tau^b). \quad (17)$$

Для нахождения скоростей течений, удовлетворяющих этому балансу, достаточно выразить трение о дно через вектор скорости:

$$\tau^b = -\rho_0^{-1}\kappa^2 \ln^{-2}(D/(2z_0))|\mathbf{v}|\mathbf{v},$$

где $\kappa = 0.4$ — постоянная Кармана, z_0 — параметр шероховатости дна. Уравнение (17) решается в каждом “болотном” U - и V -узле относительно соответствующего компонента скорости.

Для выполнения условия консервативности полученные во всей расчетной области скорости течений корректируются таким образом, чтобы на следующем шаге по времени ни в одном T -узле глубина не уменьшилась ниже 1 см. Сохранение тонкой пленки воды в осушающейся T -ячейке необходимо для предотвращения диссипации соли и прочих трассеров, выпадающих в виде сухого осадка, никак не учитываемого моделью.

2.3. Расчет концентрации трассеров

Обеспечение консервативности модели по объему воды позволяет рассчитывать соленость и концентрацию прочих трассеров, полное количество которых должно сохраняться, путем решения морских уравнений во всех узлах сетки: и в морских, и в “болотных, и в сухих (покрытых пленкой воды с “закрытыми” исходящими потоками). При этом консервативность достигается путем расчета исходящих из “болотных” T -ячеек адвективных потоков трассеров в смежных U - и V -узлах по схеме направленных разностей, даже если для морских ячеек применяется иная схема.

Иначе выполняется расчет поля температуры. Вследствие доминирующего влияния на мелкую воду атмосферы требование консервативности по теплу не является принципиальным. При малых

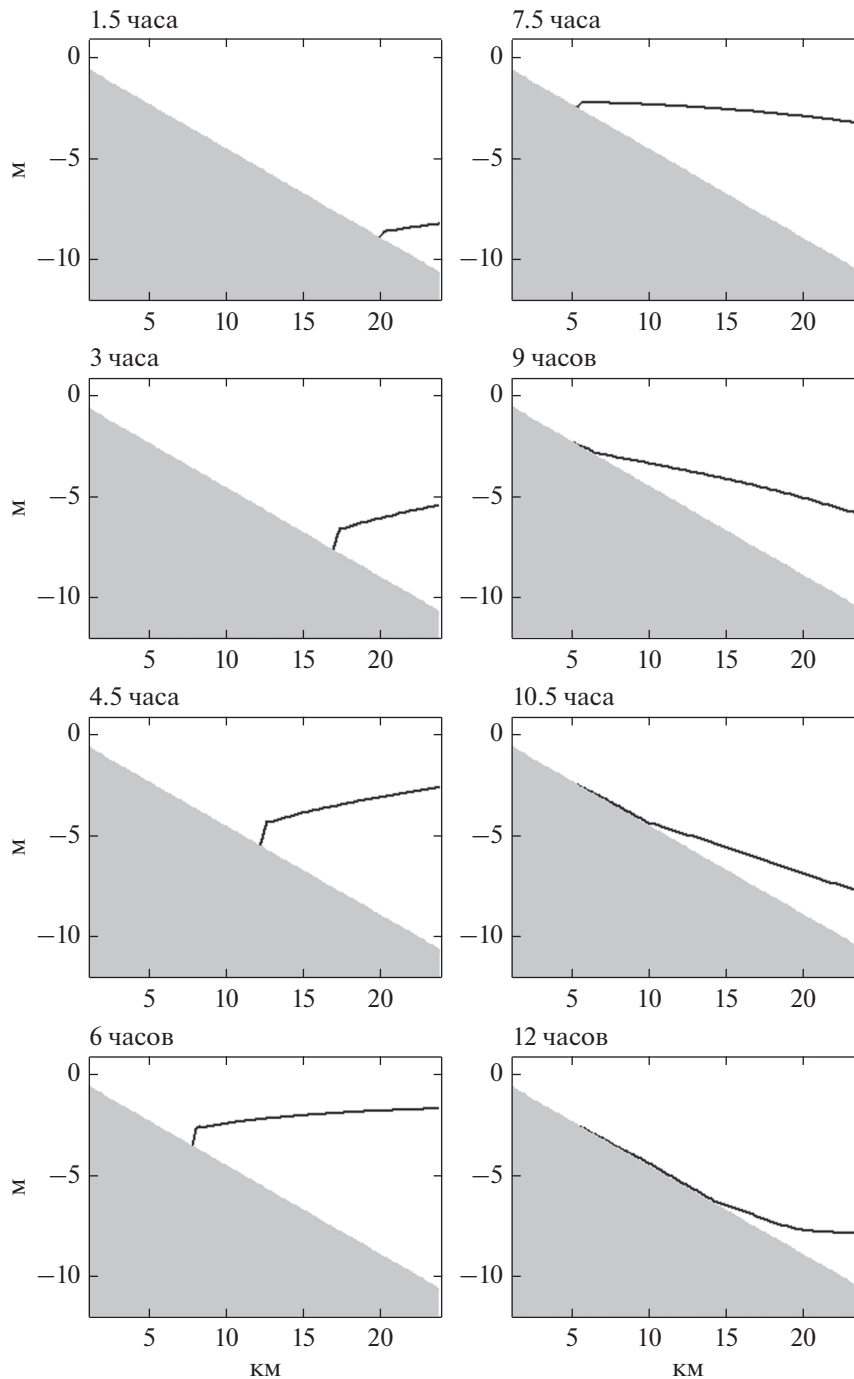


Рис. 1. Эволюция уровня поверхности (вертикальный профиль) в эксперименте 3.1 (м).

глубинах в “болотных” ячейках на первый план выходит требование устойчивости численного алгоритма при описании взаимодействия вода–воздух, накладывающего на шаг по времени более жесткое ограничение, чем условие Куранта. Это обусловлено малой термической инертностью

мелкой воды: характерное время отклика температуры воды с высотой столба порядка 1 см на вариации атмосферного форсинга меньше модельного шага по времени. В то же время ясно, что температура в “болотных” ячейках с глубиной до 10 см будет практически полностью определяться

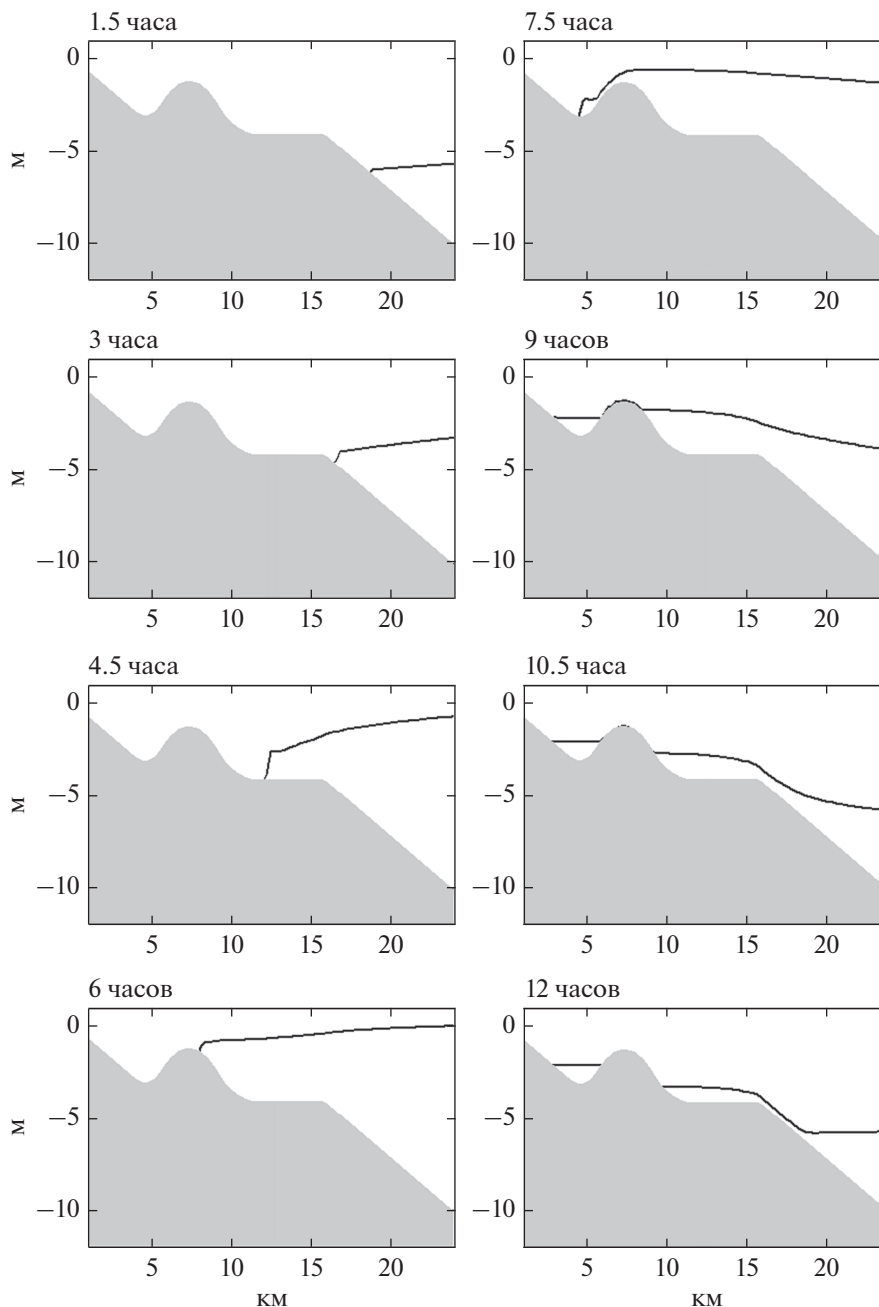


Рис. 2. Эволюция уровня поверхности (вертикальный профиль) в эксперименте 3.2 (м).

состоянием атмосферы, поэтому влиянием других факторов можно пренебречь. Таким образом, будем рассчитывать температуру в “болотных” и сухих T -узлах из уравнения

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \alpha(T^{\text{air}} - T), \quad (18)$$

т.е., температура воды будет релаксироваться к температуре воздуха. Температура же морских ячеек будет рассчитываться без изменений – из уравнения (6).

3. ТЕСТИРОВАНИЕ МОДЕЛИ

Приведем результаты тестирования разработанной модели. Первые два эксперимента аналогичны приведенным в [4].

3.1. Идеализированный тест: набегание приливной волны на наклонное дно

Рассмотрим воспроизведение моделью SZ-КОМПАС с описанием затопления и осушения процесса набегания приливной волны на

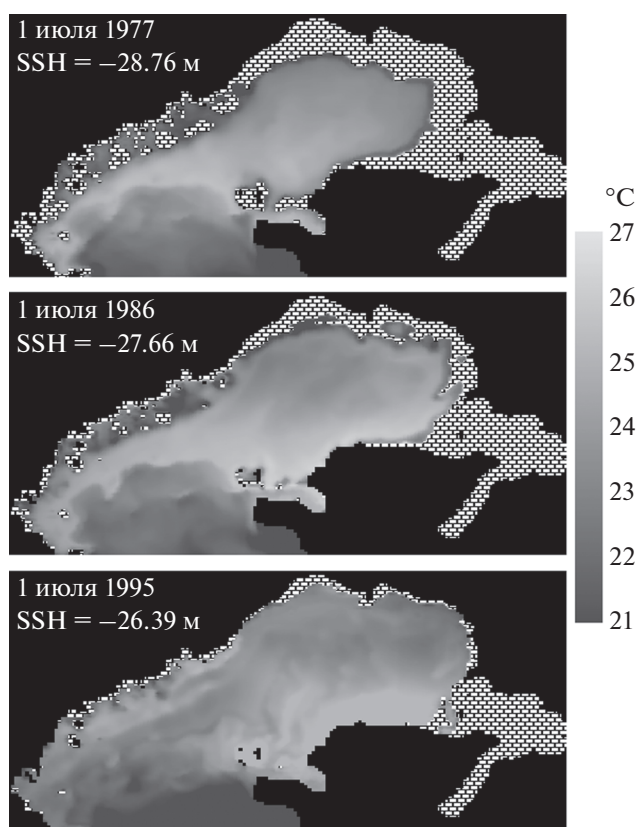


Рис. 3. Береговая линия и температура поверхности моря Северного Каспия в эксперименте 3.3. Представлены три момента времени: 1 июля 1977 г., 1 июля 1986 г., 1 июля 1995 г. Соответствующие значения среднего уровня моря (SSH) указаны на рисунке. Осушенные территории заштрихованы.

плоское наклонное дно, имитирующее участок шельфа или русло реки длиной 25 км и перепадом глубин от 0 до 10 м. На правой границе области задается условие колебания уровня:

$$\zeta(t)|_{x=25\text{ км}} = -5 - 3 \cos(2\pi t/T) \text{ [м]}, \quad T = 12 \text{ ч.}$$

На рис. 1 представлен уровень моря (вертикальный профиль) в различные моменты времени. Как видно из этого рисунка, описание такого быстрого процесса происходит вполне реалистично: волна быстро распространяется вдоль берега, что ожидаемо, так как сигнал распространяется со скоростью \sqrt{gD} , за исключением фронтальной зоны, в которой происходит затопление осушенной территории, и высоко влияние донного трения. Это обуславливает наблюдаемый резкий скачок уровня.

3.2. Идеализированный тест: набегание приливной волны на немонотонное дно

Следующий эксперимент аналогичен предыдущему, но теперь дно бассейна не монотонно,

вследствие чего образуется изолированная запруда. Результаты представлены на рис. 2.

3.3. Реалистический расчет: моделирование затопления шельфа Северного Каспия

В третьем тесте воспроизводится существенно более медленный процесс изменения линии берега в бассейне с реалистической топографией дна. Представленные в этом разделе результаты являются продолжением исследований Каспийского моря [8, 9], в фокусе которых была его внутригодовая изменчивость. В данном же эксперименте реконструируется межгодовая изменчивость Каспийского моря во второй половине XX века – в период значительных колебаний его уровня. Детальный анализ результатов будет проведен в отдельной статье. На рис. 3 представлены температура поверхности моря и положение линии берега в три момента времени, соответствующие минимальному (1977 г.), промежуточному (1986 г.) и максимальному (1995 г.) значению уровня для рассматриваемого периода. Как следует из этого рисунка, модель воспроизвела заметное продвижение береговой линии в глубь суши, площадь поверхности моря существенно увеличилась.

Отдельно необходимо прокомментировать поведение линии берега на востоке рассматриваемой области. При повышении среднего уровня моря в 1990-е годы наблюдалось воссоединение моря с заливом Кайдак через пролив Комсомолец. На приведенном рисунке, тем не менее, это не происходит, и, более того, сам залив помечен как осушенный. Это объясняется тем, что для этой части Северного Каспия отсутствуют достоверные регулярные данные о топографии дна. Рельеф, используемый в данном расчете, был построен по нескольким отдельным точкам, что не позволяет описать затопление пролива Мертвый Култук. Это наглядно демонстрирует, что для корректного описания эволюции линии берега необходимы подробные данные о рельефе дна рассматриваемого бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлен алгоритм описания процессов затопления и осушения берега в рамках модели общей циркуляции океана SZ-КОМПАС. Алгоритм основан на адаптации модели к образованию малых и нулевых глубин за счет разделения модельной области на участки с разными диапазонами значений глубины и решении в них различных систем уравнений. Модель протестирована в ряде экспериментов и продемонстрировала высокую реалистичность воспроизведения изменений положения линии берега, как быстрых, обусловленных приливами и ветровым воздей-

ствием, так и медленных, обусловленных колебаниями среднего уровня моря вследствие ненулевого водного баланса замкнутого водоема.

Работа выполнена в Институте водных проблем Севера Карельского научного центра при финансовой поддержке гранта РНФ 14-17-00740 “Озера России – диагноз и прогноз состояния экосистем при климатических и антропогенных воздействиях”.

Работа выполнена с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М.В. Ломоносова [10] и Межведомственного суперкомпьютерного центра РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Blumberg A., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // *Three-Dimensional Coastal Ocean Models* / Ed. Heaps N.S. Washington: AGU, 1987. P. 1–16, doi 10.1029.CO004p0001
2. *Burchard H., Bolding K.* GETM—a general estuarine transport model. Scientific Documentation. Tech. Rep. EUR 20253 EN, European Commission, 2002. 157 p.
3. *Roelvink J.A., Van Banning G.K.F.M.* Design and Development of DELFT3D and Application to Coastal Morphodynamics. Eds: Verwey A., Minns A.W., Babovic V., Maksimovic C. // *Hydroinformatics*. Rotterdam: Balkema, 1994. P. 451–456.
4. *Oey L.-Y.* A wetting and drying scheme for POM // *Ocean Modelling*. 2005. V. 9. № 2. P. 133–150.
5. *Oey L.-Y.* An OGCM with movable land–sea boundaries // *Ocean Modelling*. 2006. V. 13. № 2. P. 176–195.
6. *Ибраев Р.А., Дьяконов Г.С.* Моделирование динамики океана при больших колебаниях уровня // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2016. Т. 52. № 4.
7. IOC, SCOR and IAPSO, 2010: The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties, Intergovernmental Oceanographic Commission, Manuals and Guides № 56. UNESCO (English), 2010. 196 p.
8. *Ибраев Р.А.* Математическое моделирование термодинамических процессов в Каспийском море. М.: ГЕОС, 2008. 128 с.
9. *Ibrayev R.A., Ozsoy E., Schrum C., Sur H.I.* Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air–sea interaction // *Ocean Sci*. 2010. V. 6. P. 311–329.
10. *Воеводин В.В., Жуматий С.А., Соболев С.И. и др.* Практика суперкомпьютера “Ломоносов”. Открытые системы. М.: Издательский дом “Открытые системы”, 2012. № 7. С. 36–39.

Description of Coastline Variations in an Ocean General Circulation Model

G. S. D'yakonov^{a, d, *} and R. A. Ibrayev^{a, b, c, d}

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia*

^b*Institute of numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, 119333 Russia*

^c*Moscow Institute of Physics and Technology, Institutskii per. 9, Dolgoprudnyi, 141700 Russia*

^d*Institute of Water Problems of the North, Karelian Scientific Center, Russian Academy of Sciences, pr. Aleksandra Nevskogo 50, Petrozavodsk, 185030 Russia*

*e-mail: gleb.gosm@gmail.com

Abstract—A wetting and drying algorithm is considered and implemented in a three-dimensional sigma–z coordinate model of ocean thermo- and hydrodynamics. The algorithm is tested in two idealized experiments simulating the run-up of a tidal wave on the coast and in a realistic experiment simulating the evolution of the Caspian Sea coastline in the 20th century.

Keywords: modeling, ocean, flooding, drying, Caspian Sea