

УДК 551.465

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДОЛГОВРЕМЕННОЙ ЭВОЛЮЦИИ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2017 г. В. Л. Дорофеев, Л. И. Сухих

Морской гидрофизический институт РАН

Севастополь, Россия

e-mail: l.sukhikh@gmail.com

Поступила в редакцию 07.04.2015 г., после доработки 01.03.2017 г.

В работе с помощью численного моделирования воспроизводится долговременная, с 1980 по 2020 гг., эволюция динамики Черного моря. В качестве модели используется модель циркуляции Черного моря с горизонтальным пространственным разрешением 4.8 км и 40-ка вертикальными уровнями в z -координатах. Процессы перемешивания в верхнем слое параметризуются с помощью турбулентной модели Меллора–Ямады. В качестве граничных условий на поверхности моря используются атмосферные поля, подготовленные Средиземноморским Центром Исследования Климата на основе региональной климатической модели COSMO-CLM. Эти данные имеют пространственное разрешение 14 км и временную дискретность в одни сутки. Для того чтобы оценить качество полученных в результате численных расчетов полей, проводилось их сравнение с данными гидрологических измерений, а также с аналогичными полями, взятыми из физического реанализа для Черного моря.

DOI: 10.7868/S003015741706003X

ВВЕДЕНИЕ

Изучение влияния изменений климата на характеристики экосистем, в частности, на морские экосистемы, является актуальной задачей современной океанологии. Такие исследования позволяют давать оценки и делать прогноз распределения морских биоресурсов, обеспечивать мониторинг в реальном масштабе времени изменений в экосистемах. Черное море – одно из самых больших внутренних морей мира со своей уникальной экосистемой. Оно связано с Атлантическим океаном цепью морей и узких проливов. Бассейн Черного моря имеет сравнительно простую береговую линию без больших заливов или островов. Наибольшая глубина в центре моря достигает 2 км. Расход рек, расположенных главным образом на северо-западном шельфе, и приток соленых вод через пролив Босфор формируют поле солёности, которое вносит основной вклад в плотностную стратификацию Черного моря. Благодаря своей замкнутости и небольшим размерам, по сравнению с океанами, Черное море более чувствительно к изменениям атмосферных процессов. Изменения климата имеют непосредственное влияние на здоровье морской экосистемы. Вариации климата могут выступать в качестве механизма запуска таких явлений, как, например, изменение температуры морской воды, и, как следствие, перестройки параметров морской экосистемы. Поэтому важно

понимать, как эти параметры будут реагировать на такие климатические изменения, а также как изменения климата скажутся на трансформации экосистемы моря, в частности, изменениях в ее пищевой цепи, экологических балансах и морской продуктивности. Для этих целей наиболее удобным инструментом являются междисциплинарные модели экосистемы Черного моря, состоящие из модели циркуляции и связанной с ней биогеохимической модели морской среды. Важно подчеркнуть, что для биогеохимической модели, описывающей взаимодействие между компонентами экосистемы, необходимы гидрофизические поля на регулярной сетке, которые являются выходными параметрами модели циркуляции.

Целью данной работы является реконструкция гидрофизических полей Черного моря (как текущего состояния, так и сценария на будущее) на основе подготовленных полей атмосферного воздействия. Для этого был выполнен расчет на 40 лет (с 1980 по 2020 гг.). Качество модели было оценено с помощью сравнения полученных результатов моделирования с данными измерений температуры и солёности. Кроме того, результаты моделирования сравнивались с соответствующими результатами реанализа гидрофизических полей Черного моря [7]. Полученные в работе результаты планируются затем использовать в качестве основы для моделирования сценария эволюции экосистемы Черного моря.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ ЦИРКУЛЯЦИИ
ЧЕРНОГО МОРЯ

Необходимость моделирования долгосрочной эволюции гидротермодинамики Черного моря, включающей как сезонную изменчивость, так и межгодовую, предъявляет высокие требования к качеству используемой модели. В настоящее время разработан целый ряд такого рода моделей, использующих те или иные приближения [16, 17, 6, 2]. В данной работе в качестве основы взята созданная в Морском гидрофизическом институте модель циркуляции Черного моря [2], применявшаяся для описания климатической изменчивости динамических характеристик бассейна. Это z -уровневая модель, основанная на аппроксимации системы примитивных уравнений динамики океана, использующая равномерную по горизонтали сетку в 15 км. Позже эта модель была переведена на сетку с 5-километровым горизонтальным пространственным разрешением и большим числом вертикальных расчетных уровней [4], что позволило воспроизводить, помимо межгодовой изменчивости, и синоптические процессы в Черном море. Эта модель использовалась сначала в прототипе [5], а затем и в действующей системе диагноза-прогноза гидрофизических полей Черного моря [12].

В настоящей работе для более аккуратного описания термодинамических процессов в деятельном слое моря, особенно процессов вертикального обмена, к упомянутой выше модели циркуляции добавлена турбулентная модель. Это модель квазиравновесной турбулентной энергии QETE [10], входящая в семейство моделей Меллора–Ямады [14], состоящая из двух уравнений эволюции турбулентной энергии $q^2/2$ и масштаба турбулентности l :

$$\frac{Dq^2}{Dt} - \frac{\partial}{\partial z} \left[v_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right] = 2 \left[P_s + P_b - \frac{q^3}{B_1 l} \right] + A_l \Delta q^2, \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{D(q^2 l)}{Dt} - \frac{\partial}{\partial z} \left[v_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right] = & IE_1 [P_s + P_b] - \\ & - \frac{q^3}{B_1} \left[1 + E_2 \left(\frac{l}{\kappa z} \right)^2 + E_3 \left(\frac{l}{\kappa(h-z)} \right)^2 \right] + A_l \Delta(q^2 l), \quad (2) \end{aligned}$$

где v_q – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии энергии, который определяется по формуле $v_q = lqS_q$ ($S_q = 0.2$);

$P_s = v_v \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + v_v \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2$ – генерация турбулентности за счет вертикального сдвига скорости течений;

$P_b = \frac{g}{\rho_0} K_v \frac{\partial \rho}{\partial z}$ – генерация турбулентности за счет

сил плавучести; v_v – коэффициент вертикальной турбулентной вязкости; K_v – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли; A_l – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии тепла и соли; $\frac{q^3}{B_1 l}$ – диссипация турбулентной энергии; $(B_1, E_1, E_2, E_3) = (16.6, 1.8, 1.33, 0.25)$ – эмпирические константы; $h(x, y)$ – глубина моря; κ – постоянная Кармана ($\kappa = 0.41$); ρ_0 – средняя плотность воды.

Граничные условия:

$$q^2 = B_1^{2/3} (u^*)^2, \quad q^2 l = 0 \quad \text{при} \quad z = 0, \quad \text{где}$$

$u^* = \frac{1}{\rho_0} \sqrt{(\tau^x)^2 + (\tau^y)^2}$ – скорость трения ветра в воде (τ^x, τ^y – зональная и меридиональная компоненты касательного напряжения трения ветра, рассчитанные по скоростям ветра у поверхности моря согласно балк-формулам);

$q^2 = B_1^{2/3} (u_*)^2, \quad q^2 l = 0$ при $z = -h(x, y)$, где u_* – скорость трения у дна, которая определяется согласно логарифмическому закону распределения скоростей [14].

На горизонтальных границах ставились условия отсутствия потоков.

В отличие от статьи [3], где также проводились численные эксперименты с использованием модели турбулентности Меллора–Ямады, в данной работе применялись другие схемы аппроксимации уравнений (1) и (2).

Для аппроксимации по времени использовалась двухслойная полуявная схема (см. уравнения (3), (4)) (адвективные члены в этих уравнениях аппроксимировались односторонними разностями против потока):

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\Delta t} \left[(q^2)_k^{n+1} - (q^2)_k^n \right] - \\ & - \frac{1}{\Delta z_{k-1/2}^n} \left[q_{k-1/2}^{n-1} l_{k-1/2}^n S_q \frac{(q^2)_{k-1}^{n+1} - (q^2)_k^{n+1}}{\Delta z_{k-1}^n} - \right. \\ & \left. - q_{k+1/2}^n l_{k+1/2}^n S_q \frac{(q^2)_k^{n+1} - (q^2)_{k+1}^{n+1}}{\Delta z_k^n} \right] = \\ & = 2v_k^n \left[\left(\frac{u_{k-1}^n - u_k^n}{\Delta z_{k-1/2}^n} \right)^2 + \left(\frac{v_{k-1}^n - v_k^n}{\Delta z_{k-1/2}^n} \right)^2 \right] + \\ & + \frac{2g}{\rho_0} K_{vk}^n \left(\frac{\rho_{k-1}^n - \rho_k^n}{\Delta z_{k-1}^n} \right) - \frac{2(q^2)_k^{n+1} q_k^n}{B_1 l_k^n} - \text{div}(\vec{V}^{n+1} (q^2)^n), \quad (3) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 & \frac{1}{\Delta t} \left[(q^2 l)_k^{n+1} - (q^2 l)_k^n \right] - \\
 & - \frac{1}{\Delta z_{k-1/2}^n} \left[q_{k-1/2}^n l_{k-1/2}^n S_q \frac{(q^2 l)_{k-1}^{n+1} - (q^2 l)_k^{n+1}}{\Delta z_{k-1}^n} - \right. \\
 & \left. - q_{k+1/2}^n l_{k+1/2}^n S_q \frac{(q^2 l)_k^{n+1} - (q^2 l)_{k+1}^{n+1}}{\Delta z_k^n} \right] = \\
 & = E_1 l^n v_k^n \left[\left(\frac{u_{k-1}^n - u_k^n}{\Delta z_{k-1/2}^n} \right)^2 + \left(\frac{v_{k-1}^n - v_k^n}{\Delta z_{k-1/2}^n} \right)^2 \right] + \\
 & + \frac{E_1 l^n g}{\rho_0} K_{v_k}^n \left(\frac{\rho_{k-1}^n - \rho_k^n}{\Delta z_{k-1}^n} \right) - \frac{(q^2 l)_k^{n+1} q_k^n}{B_1 l_k^n} \times \\
 & \times \left[1 + E_2 \left(\frac{l_k^n}{\kappa z_{k-1/2}^n} \right)^2 + E_3 \left(\frac{l_k^n}{\kappa (h^n - z_{k-1/2}^n)} \right)^2 \right] - \\
 & - \operatorname{div}(\vec{V}^{n+1} (q^2 l)^n),
 \end{aligned} \tag{4}$$

где k – номер горизонта расчетной сетки, n – номер шага по времени, Δt – шаг по времени.

Основные черты модели циркуляции Черного моря, применявшейся в данном исследовании, можно кратко охарактеризовать следующим образом:

модель основана на системе примитивных уравнений динамики океана;

горизонтальная сетка модели (сетка С по классификации Аракавы) имеет однородный шаг по широте и долготе, равный 4.8 км (238 × 132 узла);

вертикальное разрешение представляет собой 40 расчетных z -уровней, сгущающихся к поверхности моря. В верхнем 60-метровом слое вертикальное разрешение составляет 4 м;

вертикальные процессы турбулентного перемешивания параметризуются с использованием турбулентной модели;

на боковых границах в местах устьев рек и проливов задаются значения нормальной компоненты скорости отличной от нуля и определяемой по климатическим значениям расходов воды; скорость нижнебосфорского течения задавалась постоянной величиной, которая обеспечивает общий водный баланс за рассматриваемый период (расходы рек и проливов, испарение и осадки);

в устьях рек на границе расчетной области задавались низкие значения солёности 3‰, а в нижнебосфорском течении – значение солёности,

соответствующее средиземноморской воде (36‰); на твердых границах расчетной области задавались нулевые потоки соли;

потоки тепла на боковых границах задавались нулевыми;

в глубинных слоях моря (ниже 200 м) средние по горизонтам значения температуры и солёности подтягивались к климатическим профилям соответствующих величин, полученным по данным наблюдений (параметр релаксации равен 0.0015 с⁻¹).

АТМОСФЕРНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

Одним из важнейших факторов, определяющих черты циркуляции в море, является атмосферное воздействие. Особенно это важно для Черного моря, являющегося практически замкнутым водоемом. В данной работе в качестве атмосферного воздействия использовались поля ветра у поверхности моря, потоки тепла и влаги через морскую поверхность, подготовленные Средиземноморским центром изменений климата (СМСС) на основе расчетов по региональной климатической модели COSMO-CLM в рамках международного проекта PERSEUS (PERSEUS Deliverable Nr. 4.2). Атмосферные поля для региона Черного моря представляют собой массивы с пространственным разрешением 14 км и дискретностью по времени в одни сутки. Они охватывают как период времени с 1980 г. по настоящее время, так и сценарий до 2020 г. Поля атмосферных параметров интерполировались на сетку модели и применялись затем в качестве граничных условий на морской поверхности в уравнениях модели циркуляции Черного моря.

В граничных условиях для температуры использовались поля явного и скрытого потоков тепла на поверхности моря, длинноволновая и коротковолновая радиация. Тепловой баланс Черного моря близок к нулю, то есть за год море получает через свободную поверхность примерно столько же тепла, сколько и отдает. Региональные модели атмосферы могут давать ошибки полного баланса тепла на поверхности моря. Для устранения этого дисбаланса была вычислена средняя по площади бассейна и за рассматриваемый 40-летний период величина полного потока тепла через поверхность моря Q , которая затем вычиталась из суммарного потока тепла. В граничных условиях для солёности использовались поля испарения и осадков, а в граничных условиях для скоростей течений – поля скорости ветра на высоте 10 м, которые пересчитывались по стандартной формуле в касательное напряжение трения ветра.

Коротковолновая радиация на поверхности моря делилась на две части. Половина вместе

с потоками явного и скрытого тепла и длинноволновой радиацией использовалась непосредственно в качестве граничных условий на поверхности моря в виде суммарного потока тепла. Вторая часть, соответствующая проникающей части спектра, использовалась для расчета температуры в приповерхностном слое моря. Такое разделение коротковолновой радиации на две составляющие объясняется тем, что только половина потока коротковолновой радиации, соответствующая диапазону длин волн 400–700 нм, проникает в толщу воды, а остальная часть поглощается в тонком приповерхностном слое моря [11]. Для параметризации поглощения проникающего коротковолнового излучения использовались результаты, полученные с помощью биооптической модели [9]. Распределение этой части излучения в верхнем слое моря описывается зависимостью вида:

$$PAR(x, y, z, t) = PAR(x, y, 0, t) \times \\ \times [R(x, y, t) \exp(-z / a_1(x, y, t) + \\ + (1 - R(x, y, t)) \exp(-z / a_2(x, y, t))],$$

где R , a_1 , a_2 – коэффициенты, рассчитанные на основе спутниковых измерений. Эти коэффициенты зависят от пространственных координат и времени. При проведении расчетов задавались климатические поля этих величин (среднемесячные значения).

Таким образом, граничные условия для температуры, солёности и горизонтальных компонент скорости на поверхности моря $z = 0$ имеют вид (ось z направлена вверх, положительный поток тепла – из атмосферы в море):

$$K \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{(Q - \bar{Q})}{C_p \rho_0}, \\ K \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{(Ev - P)}{\rho_0} S_0 + \beta (ScI - S_0), \\ v \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau^x}{\rho_0}, v \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau^y}{\rho_0},$$

где T – температура воды, Q – полный поток тепла через поверхность моря минус проникающая часть коротковолновой радиации, C_p – удельная теплоёмкость воды, Ev, P – испарение и осадки, ScI – климатические поля поверхностной солёности, S_0 – поверхностная солёность, $\beta = 0.001$ см/с – параметр релаксации поверхностной солёности к климатической.

ОСНОВНОЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

Для инициализации модели выполнялся расчет от начальных полей, соответствующих климатической циркуляции в Черном море, с атмосферным

воздействием, соответствующим 1980 г., в цикле до установления периодического режима. Полученные гидрофизические поля использовались затем в качестве начальных условий для основного численного эксперимента.

В результате основного численного эксперимента был получен массив гидрофизических полей Черного моря на регулярной сетке длительностью 40 лет модельного времени с 1980 г.

Для полученных результатов численного моделирования важным является их соответствие реальным процессам в море. Чтобы оценить качество полученных полей необходимо сравнить их с данными гидрографических съёмок, выполненных в рассматриваемом бассейне. Для этих целей были использованы профили солёности и температуры, полученные на основе гидрологических съёмок и с помощью дрейфующих буев ARGO за период времени с 1985 по 2013 гг., и подготовленные В.Н. Белокопытовым. Первичные данные, без учета информации поверхностных дрейфтеров, содержат измерения на 14731 станциях, из них на буи-профилемеры ARGO приходится 1631 зондирования. Для проверки качества данных проводились стандартные тесты на географическое положение, пределы скорости перемещения между станциями, соответствие дат, соответствие глубин зондирования и глубин места, и прочее. Выполнялся статистический контроль качества значений по критерию превышения аномалий от среднего 4σ . Для определенных буев ARGO вносились коррекционные поправки в данные о солёности.

Для сравнения с результатами моделирования использовались измерения, полученные в глубоководной части моря. Модельные поля температуры и солёности интерполировались по пространству и времени в точку и момент времени, для которых имелись измеренные профили. Затем модельные данные интерполировались на горизонты данных измерений.

На рис. 1а представлены средние профили температуры для четырех сезонов, полученные по данным измерений в глубоководной части Черного моря и по результатам моделирования. На рис. 1б представлены средние и среднеквадратичные отклонения данных наблюдений от результатов моделирования для разных горизонтов. Наибольшие отклонения в зимней температуре наблюдаются в приповерхностном слое моря до глубины, соответствующей толщине верхнего перемешанного слоя в Черном море в зимний сезон. Модель дает завышенную оценку примерно на 0.5 °С. В весенний и летний сезоны максимальные отклонения наблюдаются на глубине примерно 15 м в районе сезонного термоклина. Из-за высокого градиента температуры на этой глубине даже небольшая

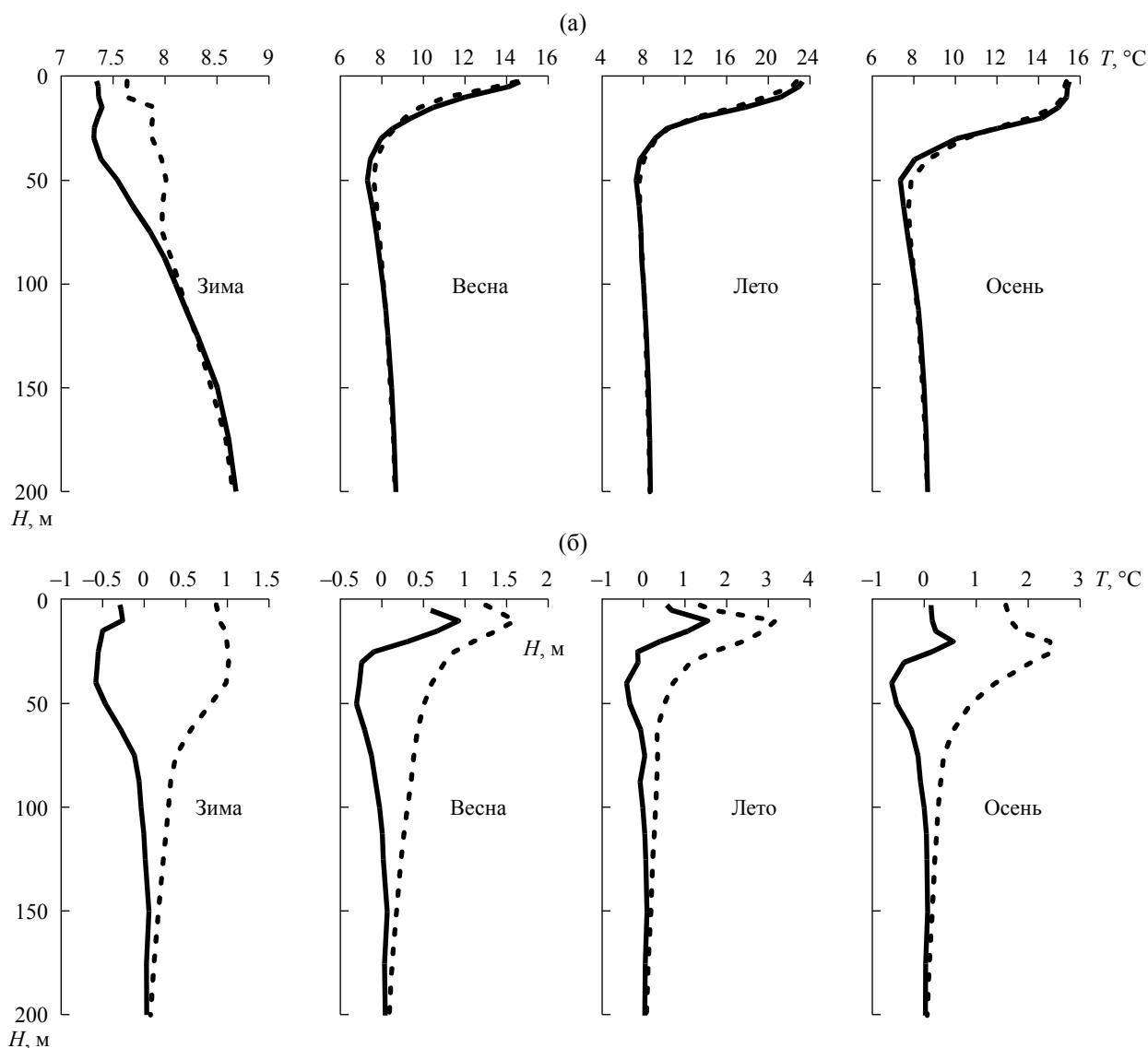


Рис. 1. Средние профили температуры для четырех сезонов, полученные по результатам измерений (сплошная линия) и данным моделирования (пунктирная линия) (а), а также профили среднего (сплошная линия) и среднеквадратичного (пунктирная линия) отклонений измерений температуры от результатов моделирования (б) для четырех сезонов. Осреднение проводилось по всем имеющимся измерениям в соответствующий период времени для глубоководной части моря.

ошибка в определении положения термоклина ведет к большим отклонениям температуры на фиксированном горизонте. В осеннее время среднее отклонение температуры максимально в районе 40–50 м, в ядре холодного промежуточного слоя (ХПС). Модельные значения температуры в среднем выше, чем по данным измерений. Максимальное среднеквадратичное отклонение наблюдается на горизонте 25 м, что соответствует середине сезонного термоклина.

На рис. 2 представлены соответствующие профили для солености. В среднем, соленость в верхнем слое моря (около 50 м) по результатам

моделирования выше, чем согласно данным измерений, на 0.1‰ в зимний сезон и на 0.2‰ весной и летом. На нижних горизонтах (от 75 м и ниже) значения солености, полученные по модели, наоборот, ниже данных измерений. Наибольшие среднеквадратичные отклонения модельных данных солености от измеренных наблюдаются вблизи и в пределах галоклина (между 50 и 120 м) во все сезоны. Это связано, как и в случае температуры, с тем, что галоклин является областью наиболее значительной естественной изменчивости поля солености, так как здесь наблюдаются максимальные вертикальные градиенты.

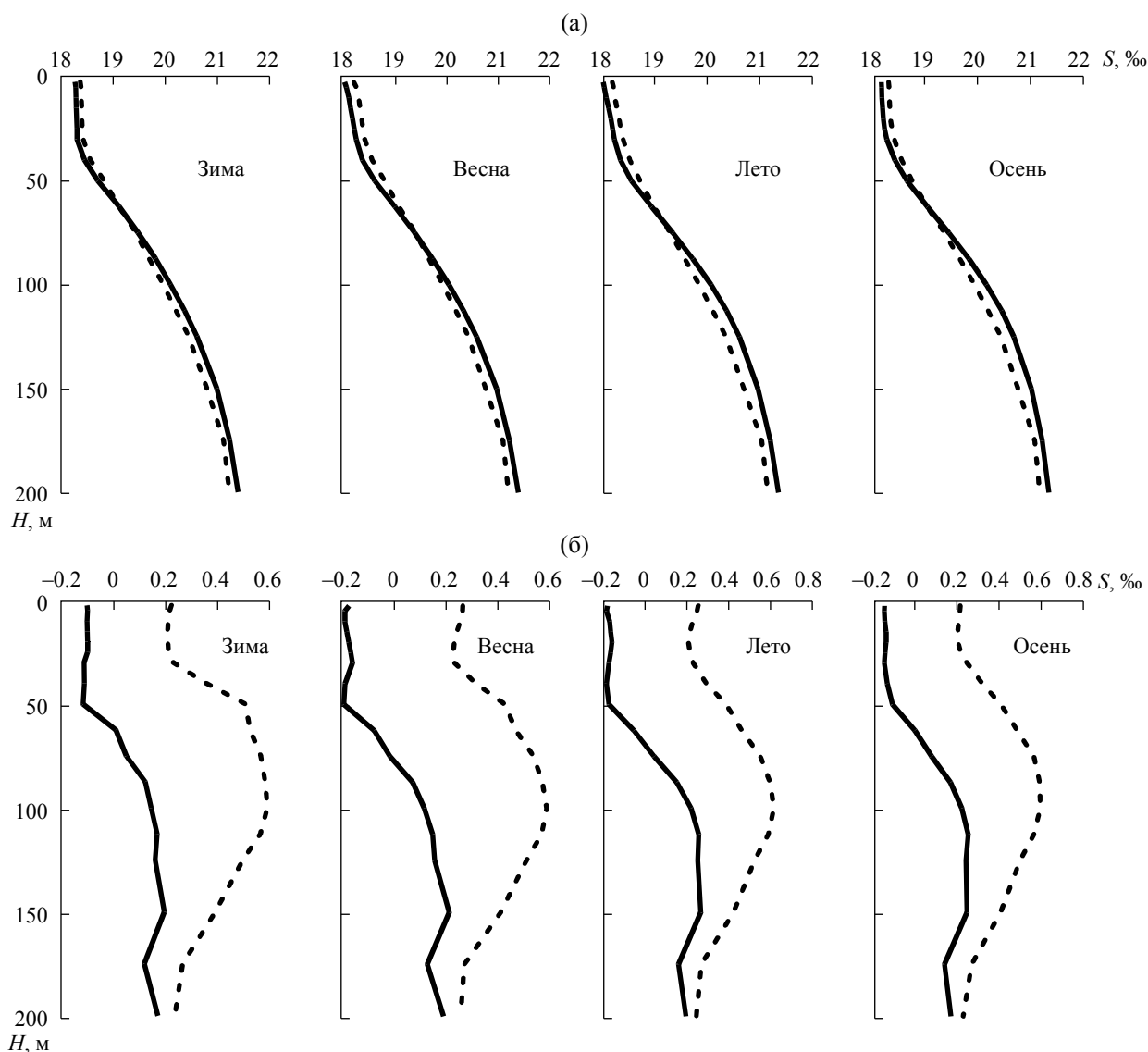


Рис. 2. То же, что и на рис. 1, но для солености.

Помимо in-situ данных для сравнения использовались результаты реанализа гидрофизических полей Черного моря за период с 1971 по 1993 гг. [7]. Эти поля представляют собой массивы физических полей на регулярной сетке, являющиеся результатом ассимиляции всех гидрографических съемок, выполненных в Черном море за указанный период, в модели циркуляции.

Рассмотрим отличие полей температуры и солености, полученных при проведении реанализа гидрофизических полей Черного моря, и результатов моделирования. На рис. 3 приведены диаграммы, показывающие разность между средними по площади бассейна температуры и солености по результатам моделирования и реанализа:

$\overline{T}_m(z, t) - \overline{T}_r(z, t)$, где $\overline{T}_m(z, t)$ – средняя по площади температура по результатам моделирования, $\overline{T}_r(z, t)$ – средняя температура из реанализа;

$\overline{S}_m(z, t) - \overline{S}_r(z, t)$, где $\overline{S}_m(z, t)$ – средняя по площади соленость по результатам моделирования, $\overline{S}_r(z, t)$ – средняя соленость из реанализа.

Наибольшие отличия на рис. 3 наблюдаются в летнее время на глубине примерно 20 м, где модельная температура заметно ниже. Это вызвано тем, что летний термоклин, полученный по результатам реанализа, в среднем расположен несколько глубже. Модельная температура воды возле поверхности (в зимнее время) и в слое 40–100 м (в течение всего года) выше, за исключением нескольких лет. Это говорит о том, что воды ХПС в модельных результатах теплее.

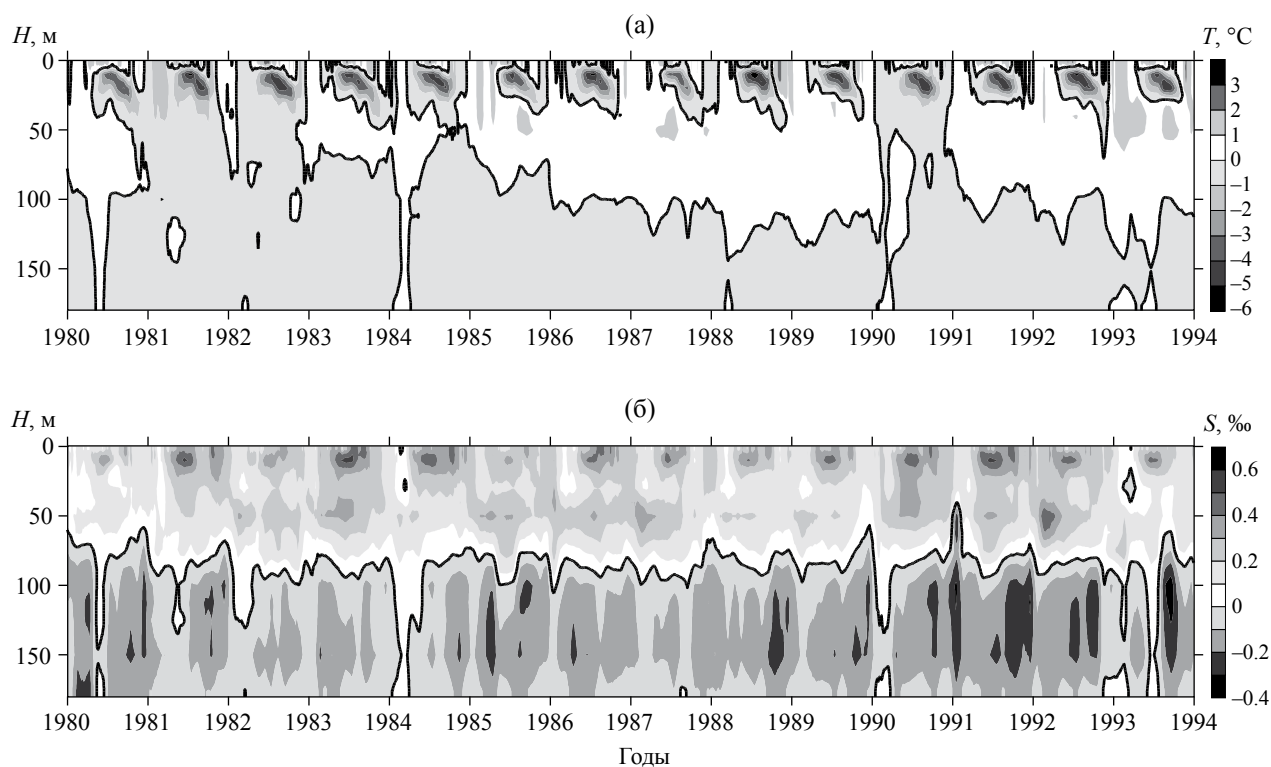


Рис. 3. Распределение средней по площади разности температур (а) и солёности (б) (сплошные линии соответствуют нулевой изолинии; область, примыкающая к нулевой изолинии белым цветом, имеет положительные значения).

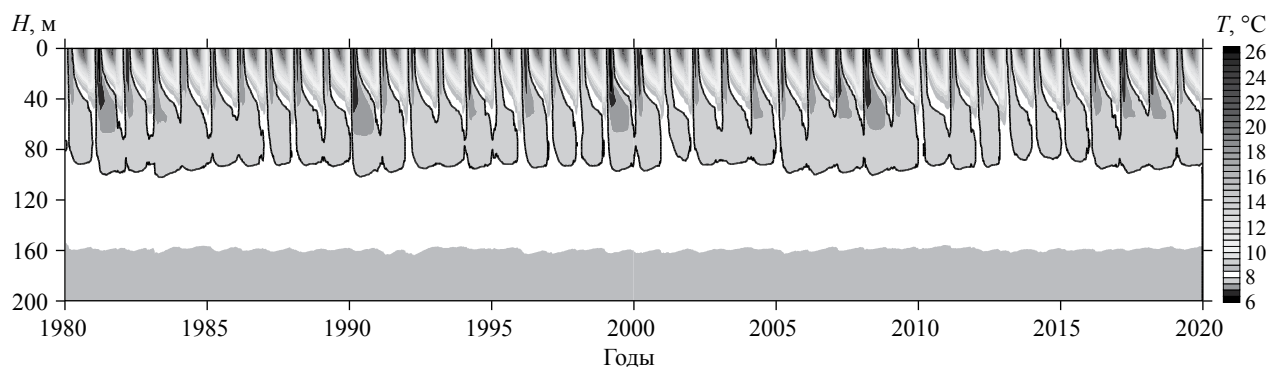


Рис. 4. Временная эволюция средней по площади температуры в верхнем 200-метровом слое Черного моря (сплошная линия соответствует изотерме 8 °С).

Солёность, получаемая по результатам моделирования, в верхнем слое моря (0–75 м) выше, чем в данных реанализа (рис. 3б). Причем максимальная разница достигается летом. Глубже этого слоя значения модельной солёности ниже, чем в реанализе.

Перейдем теперь непосредственно к анализу результатов расчетов по модели. На рис. 4 представлена временная диаграмма, иллюстрирующая поведение со временем осредненной по площади бассейна температуры в верхнем

200-метровом слое моря. Сплошная линия показывает изотерму 8 °С, которая ограничивает область с более низкой температурой воды. На диаграмме хорошо прослеживается сезонный ход температуры в деятельном слое моря. Холодный промежуточный слой, ограниченный изотермой 8 °С и имеющий нижнюю границу на глубине примерно 90–100 м, явно прослеживается в течение всего рассматриваемого периода. Также отчетливо виден процесс обновления вод ХПС в зимнее время.

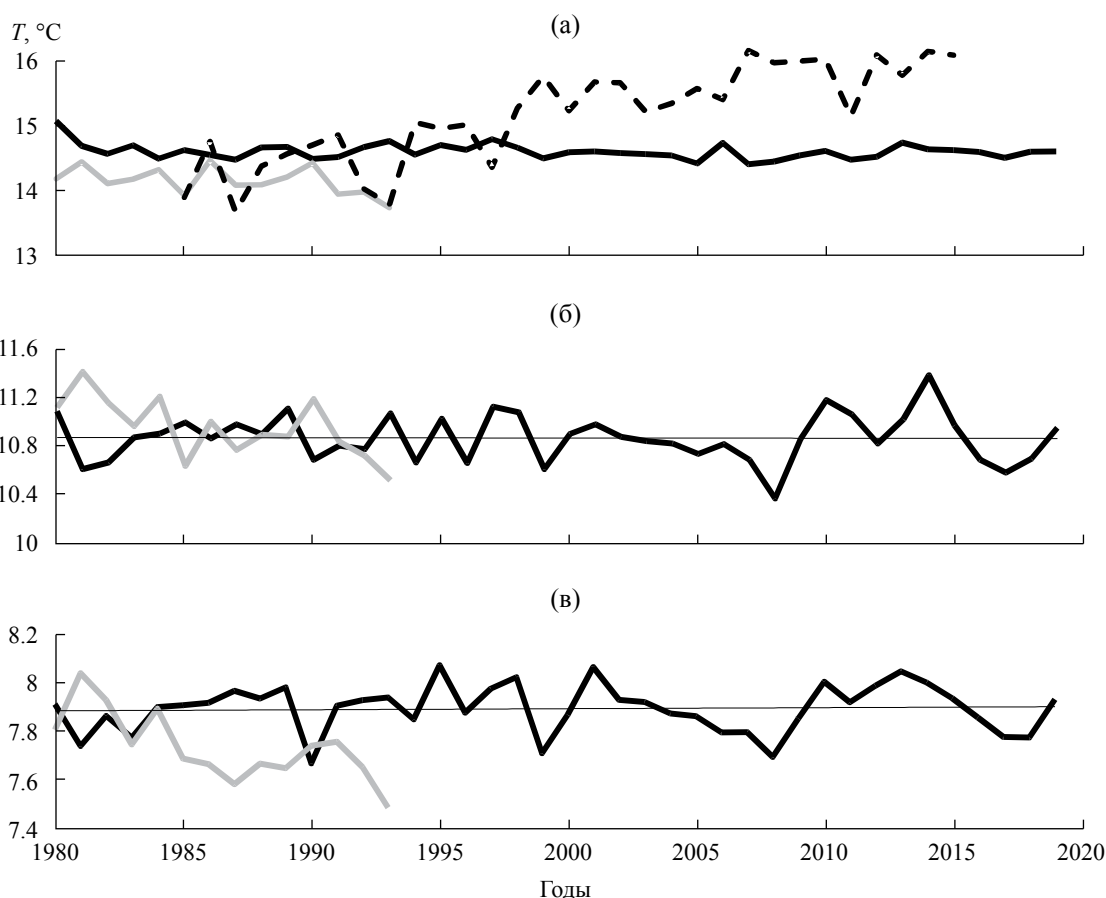


Рис. 5. Временная эволюция среднегодовых значений поверхностной температуры (а), а также температуры в слоях 0–40 м (б) и 40–100 м (в) (прямые линии показывают линейный тренд). Серые линии показывают те же величины, полученные по реанализу. Пунктирная линия на рис. 5а обозначает ТПМ, полученную по спутниковым данным.

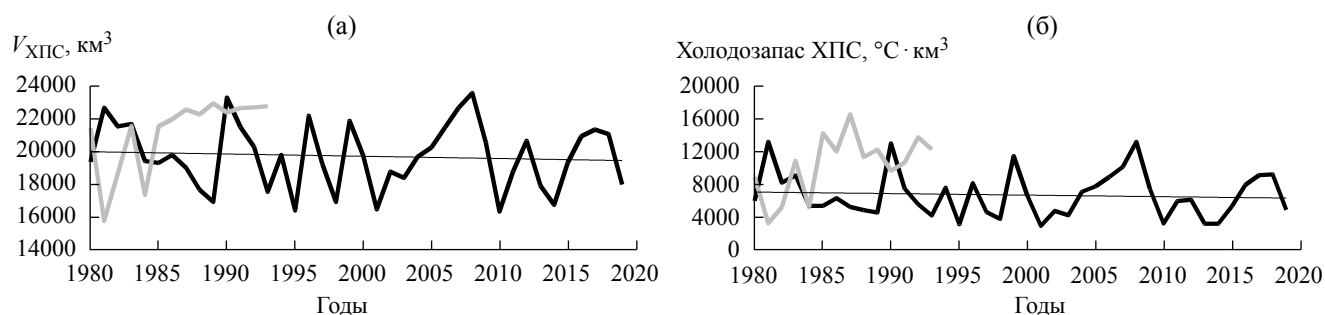


Рис. 6. Временная эволюция среднелетних значений объема V (а) и холодозапаса (б) ХПС (прямые линии показывают линейный тренд). Серые линии показывают те же величины, вычисленные по реанализу.

Межгодовая изменчивость температуры верхнего слоя Черного моря может быть проиллюстрирована графиками изменения среднегодовых значений температуры поверхности моря (ТПМ) и слоев 0–40 м и 40–100 м (рис. 5). На этих же графиках приведены соответствующие величины по результатам реанализа и ТПМ по спутниковым данным. ТПМ, полученная по модели, в целом, несколько выше, чем по реанализу. В то же

время поверхностная температура по спутниковым данным имеет после 1993 г. положительный тренд и в двухтысячных годах заметно превышает модельные значения.

В слое 0–40 м размах колебаний температуры достигает почти одного градуса, а в слое 40–100 м (в этом слое, в основном, расположен ХПС) – 0.4 °C. Линейные тренды в этих слоях за

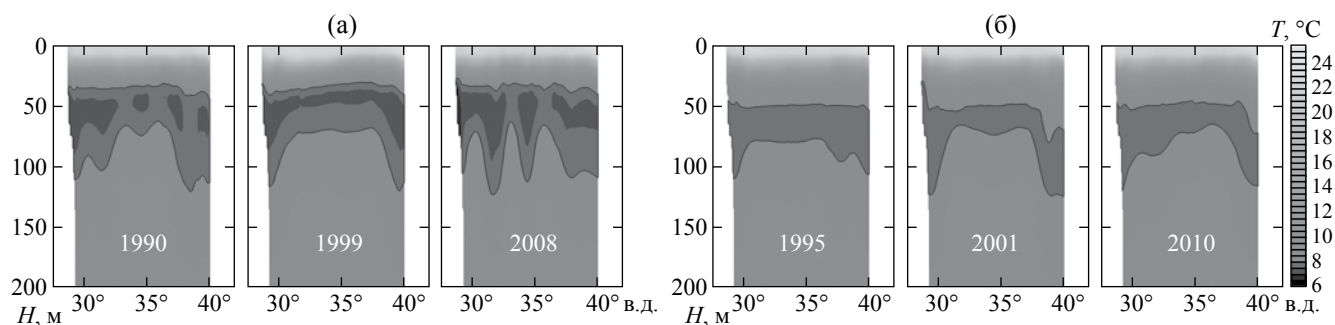


Рис. 7. Зональные разрезы средней за летний сезон температуры, когда наблюдались максимальные (а) и минимальные (б) значения холодозапаса (сплошная линия соответствует изотерме 8 °С).

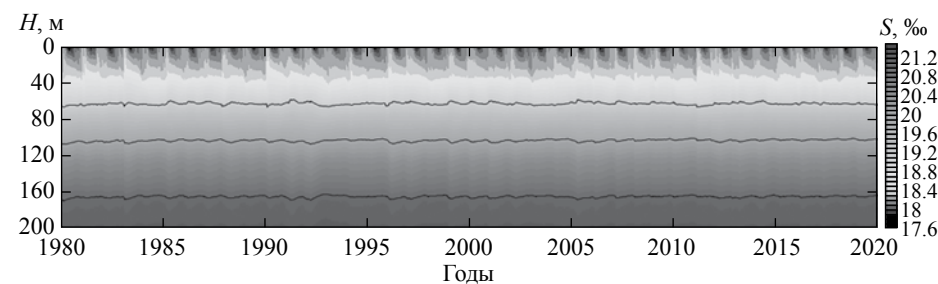


Рис. 8. Временная эволюция средней по площади солености в верхнем 200-метровом слое Черного моря (сплошные линии соответствуют изолиниям 19, 20 и 21‰).

рассматриваемый период довольно малы, хотя в слое 40–100 м небольшой положительный тренд можно обнаружить, что говорит о некотором потеплении воды в этом слое.

Другим индикатором межгодовой изменчивости температуры верхнего слоя Черного моря могут служить характеристики ХПС, такие как его объем и холодозапас. На рис. 6 приведены графики эволюции средних за летний сезон объема и холодозапаса ХПС. В каждой точке сетки толщина ХПС рассчитывалась как расстояние между верхней и нижней изотермами 8 °С. Если температура поверхности моря ниже 8 °С, то расстояние отсчитывалось от поверхности. В летний сезон верхняя и нижняя границы холодного промежуточного слоя расположены под поверхностью моря.

Согласно рис. 6, объем ХПС может меняться от лета к лету примерно на 50%, а холодозапас – в несколько раз. Последний факт вызван тем, что малый летний объем ХПС, как правило, сопровождается более высокой температурой в его ядре. Отрицательные линейные тренды характеристик ХПС также говорят о некотором потеплении. В качестве иллюстрации на рис. 7 приведены зональные разрезы вдоль широты 43.5° с.ш. средней за летний сезон температуры для шести лет, когда наблюдались

максимальные и минимальные значения холодозапаса.

Следующим параметром, характеризующим термохалинную структуру вод Черного моря, является соленость. На рис. 8 представлена эволюция значений осредненной по площади бассейна солености в верхнем 200-метровом слое моря.

На диаграмме хорошо видна сезонная изменчивость солености, которая четко прослеживается до глубины примерно 40 м. Минимальные значения солености поверхностных вод наблюдаются в начале лета после весеннего паводка рек, впадающих в бассейн Черного моря. После этого величина солености начинает расти и достигает максимума в начале зимы. Для иллюстрации межгодовой изменчивости солености в Черном море на рис. 9 приведены графики изменения среднегодовых величин в слоях моря 0–40 м и 40–100 м.

Размах межгодовых колебаний средних значений солености достигает в верхнем слое около 0.1‰. В слое 40–100 м, помимо межгодовых колебаний, хорошо виден положительный линейный тренд. Аналогичное увеличение солезапаса моря обнаружено в работе [1], где анализируются изменения термохалинной структуры Черного моря за период около ста лет на основе данных гидрологических измерений. При этом наибольший рост

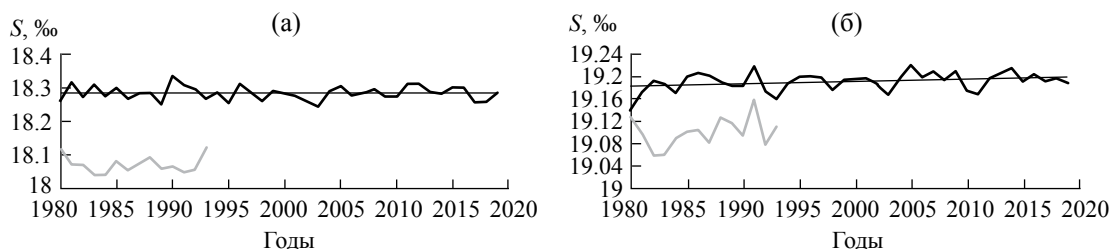


Рис. 9. Временная эволюция среднегодовых значений солёности в слое 0–40 м (а) и в слое 40–100 м (б) (сплошные линии показывают линейный тренд). Серые линии показывают те же величины, вычисленные по реанализу.

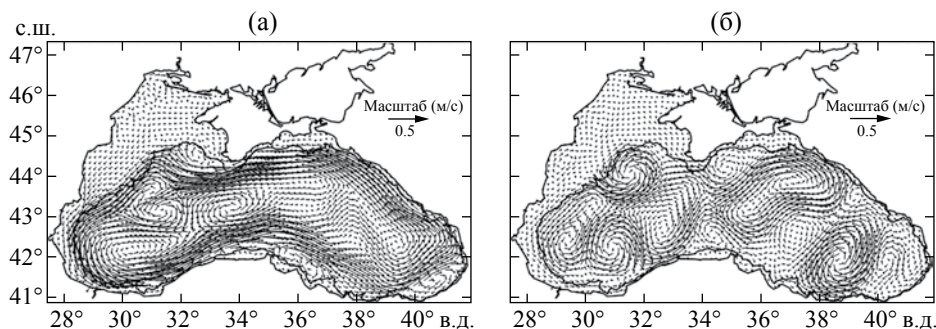


Рис. 10. Примеры циркуляции в верхнем 30-метровом слое Черного моря, средние за зимний (а) и летний (б) гидрологические сезоны.

наблюдается в слое главного галоклина. Автор объясняет этот процесс осолонения продолжающимся увеличением объема мраморноморских вод.

Следующей важной характеристикой динамики Черного моря является его циркуляция. Наиболее выраженной особенностью циркуляции в верхнем слое является Основное черноморское течение (ОЧТ). Оно опоясывает Черное море по периметру и формирует крупномасштабный циклонический круговорот. В западной и восточной частях бассейна основной круговорот в зимнее время разбивается на два круговорота меньшего масштаба. Крупномасштабные гидрологические съемки, спутниковые наблюдения и численные расчеты показывают, что в Черном море, помимо основного течения, наблюдается интенсивная синоптическая изменчивость, искажающая простую структуру круговоротов. В частности, происходит интенсивное меандрирование ОЧТ на свале глубин, справа от струи наблюдаются квазистационарные антициклоны, в статистическом смысле являющиеся элементами сезонного цикла [15, 8, 13]. Упрощенно схема течений представляет собой в зимнее время два циклонических круговорота, образующих струйное течение, проходящее в основном вдоль континентального склона. В летний сезон интенсивность циркуляции ослабевает, она приобретает менее организованный характер, разбиваясь на ряд вихрей. Примеры зимней и летней циркуляции

в верхнем 30-метровом слое, полученные по результатам моделирования, приведены на рис. 10.

Важную роль в циркуляции вод Черного моря играют вертикальные движения. Поля вертикальной скорости на различных горизонтах неоднородны. Области подъема вод чередуются с областями опускания, что вызвано как синоптическими процессами, так и неоднородностью и нестационарностью поля ветра. В прибрежной зоне наблюдаются довольно высокие значения вертикальной скорости, вызванные топографическими эффектами. При этом средняя вертикальная циркуляция определяется общей положительной завихренностью течений в Черном море. В центральной глубоководной части бассейна вода поднимается к поверхности, возле поверхности движется по направлению к берегу и затем опускается вниз.

На рис. 11 представлены средние за сезоны профили вертикальной скорости для глубоководной части бассейна (глубже 1500 м) и остальной частью, расположенной над континентальным склоном и шельфом, для горизонтов до 200 м. Профили получены путем осреднения по площади, ограниченной изобатой 1500 м, и по времени за весь рассматриваемый период. В глубоководной части бассейна вода, в среднем, поднимается, а в прибрежной части опускается в соответствии со схемой, описанной выше. Интенсивность этого процесса

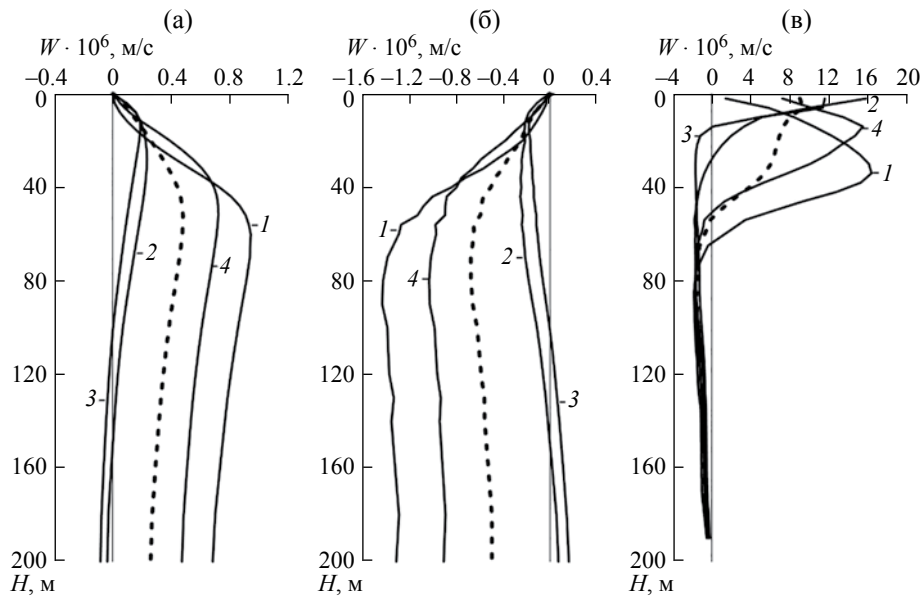


Рис. 11. Средние за сезоны (зима – 1, весна – 2, лето – 3, осень – 4) профили вертикальной скорости W внутри области, ограниченной изобатой 1500 м (а), и вне этой области (б), а также профиль средней скорости, нормальной к боковой поверхности цилиндра, ограниченного изобатой 1500 м (в) (пунктирные линии – профили, осредненные за весь рассматриваемый период времени).

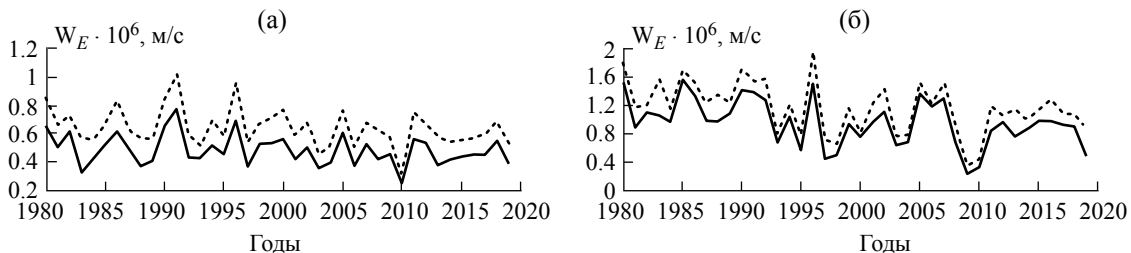


Рис. 12. Значения максимума вертикальной компоненты скорости в глубоководной части моря (сплошная линия) и значения скорости W_E на нижней границе слоя Экмана (пунктирная линия); среднегодовые (а) и среднезимние значения (б).

наибольшая в зимний и осенний сезоны, когда максимумы вертикальной скорости имеют наибольшие значения. Причем чем больше максимум значения вертикальной скорости, тем глубже он расположен. Над склоном вода в среднем опускается. Увеличение средней по площади вертикальной скорости в глубоководной части должно сопровождаться поступлением воды в эту область через боковую поверхность, а уменьшение вертикальной скорости с максимума до нуля у поверхности должно сопровождаться течением воды через эту часть боковой поверхности наружу. Это подтверждается профилями средних значений нормальной к границе глубоководной части области скорости, вычисленной по массивам сезонных значений горизонтальных компонент скорости, полученных в расчетах. В нижних слоях величина нормальной компоненты скорости имеет отрицательное

значение (вода втекает), а с горизонта, соответствующего максимуму вертикальной скорости, и до поверхности моря – она положительна (вода вытекает).

Максимальные значения вертикальной компоненты скорости для глубоководной части моря ассоциируются со скоростью на нижней границе экмановского пограничного слоя, которая определяется по формуле $W_E = \text{rot}_z \tau / (\rho_0 f)$, где τ – касательное напряжение трения ветра, f – параметр Кориолиса; а глубина этого максимума – с толщиной экмановского слоя. Причем наибольшие значения этих величин наблюдаются в зимний сезон, когда завихренность касательного напряжения трения ветра максимальна.

Межгодовая изменчивость значения максимума средней за год вертикальной компоненты скорости

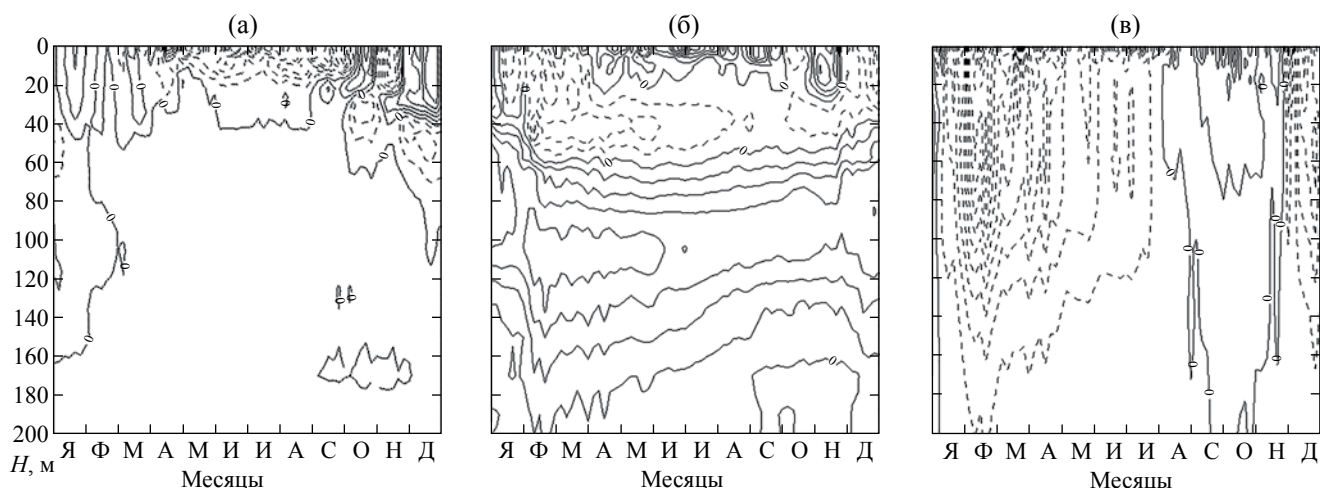


Рис. 13. Разность в сезонных циклах, рассчитанных для двух двадцатилетних периодов, для осредненных по площади бассейна температуры (а), солёности (б) и кинетической энергии (в) (по оси абсцисс отложены месяцы).

в глубоководной части моря приведена на рис. 12а. На этом же рисунке показаны значения скорости W_E на нижней границе слоя Экмана, полученные по использовавшимся в расчете напряжениям трения ветра. Значения скорости W_E , полученные по значениям параметров ветра, достаточно хорошо согласуются со значениями максимума вертикальной скорости, полученными по результатам моделирования. Особенно хорошо это видно для зимнего сезона (рис. 12б), когда завихренность напряжения трения ветра максимальна. Таким образом, можно сделать вывод, что основной вклад в формирование ячейки вертикальной циркуляции в верхнем слое Черного моря вносит действие ветра.

Изменение гидрологических параметров моря можно проследить, сравнивая сезонные циклы, построенные для двух 20-летних временных отрезков. Для этого были построены два набора трехмерных массивов гидрофизических полей, характеризующих среднюю за 20 лет внутригодовую изменчивость для каждого из двух интервалов времени.

На рисунке 13 представлены временные диаграммы, характеризующие разницу в сезонных циклах для средних по площади бассейна температуры, солёности и плотности кинетической энергии. Разница вычислялась между полями, полученными для второго временного интервала и первого. Видно, что температура в приповерхностном слое стала ниже в летне-осенний сезон, но повысилась зимой. То есть, сезонный размах колебаний поверхностной температуры уменьшился для второй половины рассматриваемого интервала времени. Наоборот, поверхностная солёность увеличилась в летний сезон, но уменьшилась в зимний,

что также уменьшает амплитуду сезонных колебаний поверхностной солёности. В то же время, в слое примерно от 20 до 50 м значения солёности уменьшились практически для всего годового цикла, а ниже – наоборот увеличились. Интенсивность циркуляции, как это следует из диаграммы для плотности кинетической энергии, уменьшилась во всей 200-метровой толще воды, за исключением осеннего сезона, когда она незначительно выросла. Наиболее сильно снижение плотности кинетической энергии произошло в верхнем слое моря в феврале, когда, как правило, в Черном море наблюдаются самые сильные штормы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Был проведен расчет долговременной эволюции гидрофизических полей Черного моря на основе численной модели циркуляции. В качестве атмосферного воздействия использовались поля с 14-километровым пространственным разрешением, специально подготовленные для региона Черного моря. Расчет проводился как для периода до настоящего момента времени, так и для будущего сценария. Следует отметить, что моделирование эволюции гидрофизических полей проводилось без ассимиляции данных измерений, что было вызвано необходимостью расчета будущего сценария. Для оценки качества модели использовались профили температуры и солёности, полученные на основе гидрологических съемок и с помощью дрейфующих буев ARGO. Кроме того, для сравнения с результатами моделирования использовались гидрофизические поля Черного моря, полученные в результате выполненного реанализа за промежуток времени с 1980 по 1993 гг.

Сравнение результатов моделирования с данными измерений и реанализа показало, что модельные поля температуры и солености достаточно хорошо согласуются с данными измерений. Вместе с тем имеются некоторые количественные отличия. В частности, модельные значения температуры в поверхностном слое моря в среднем выше, чем по данным измерений. Максимальное отклонение температуры наблюдается летом в районе сезонного термоклина. Кроме того, к недостаткам полученных результатов можно отнести отсутствие повышения поверхностной температуры, которая наблюдается по данным спутниковых измерений за период с 1993 по 2015 гг.

Полученная по модели соленость поверхностных вод также несколько превышает измеренные значения, а максимальное среднеквадратичное отклонение наблюдается на глубине около 100 м в районе галоклина. По результатам моделирования обнаружен положительный тренд солености в слое 40–100 м. Это говорит о том, что вертикальная структура солености Черного моря, которая формируется притоком соленых мраморноморских вод нижнебосфорским течением и стоком рек, находится в процессе формирования. Увеличивается объем соленых вод.

Основные ошибки в рассчитанных полях температуры и солености в верхнем слое Черного моря обусловлены, скорее всего, используемыми потоками тепла и пресной воды на поверхности моря, которые применялись в качестве граничных условий для уравнений модели. В дальнейшем для улучшения качества моделирования необходимо более аккуратно параметризовать процессы обмена через поверхность раздела между морем и атмосферой. В частности, для расчета потоков использовать текущие значения температуры поверхности моря, получаемые в модели циркуляции Черного моря.

Картина горизонтальной циркуляции в верхнем слое моря, полученная в результате моделирования, в целом соответствует общепринятой схеме течений в Черном море. В работе была рассмотрена вертикальная циркуляция в верхнем 200-метровом слое, которая определяется в основном циклоническим характером горизонтальной циркуляции. Показано, что средняя ячейка вертикальной циркуляции формируется главным образом под воздействием поля ветра. Особенно ярко это проявляется в зимний сезон, когда завихренность поля ветра максимальна.

Работа выполнена в рамках научного проекта “Исследования закономерностей изменений состояния морской среды на основе оперативных наблюдений и данных системы диагноза, прогноза и реанализа состояния морских акваторий” (шифр “Оперативная океанография”) и при частичной

поддержке проекта PERSEUS (GA 287600) ЕС FP7/2011–2015.

Авторы благодарят В.Н. Белокопытова за подготовку профилей температуры и солености, использовавшихся для сравнения с результатами моделирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белокопытов В.Н.* О климатической изменчивости термохалинной структуры Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. 2013. Севастополь. Вып. 27. С. 226–230.
2. *Демышев С.Г., Коротаев Г.К.* Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке С // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. М.: ИВМ РАН, 1992. С. 163–231.
3. *Демышев С.Г., Маркова Н.В., Коротаев Г.К.* Моделирование циркуляции в Черном море в сентябре 2005 г. при различных параметризациях турбулентной диффузии и вязкости по вертикали // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2012. Вып. 26. Т. 2. С. 8–26.
4. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К.* Валидация результатов моделирования циркуляции Черного моря на основе данных всплывающих буев // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2004. Вып. 11. С. 63–74.
5. *Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Мартынов М.В. и др.* Система мониторинга гидрофизических полей Черного моря в квазиоперативном режиме // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2004. Вып. 11. С. 9–23.
6. *Залесный В.Б., Гусев А.В., Мошонкин С.Н.* Численная модель гидродинамики Черного и Азовского морей с вариационной инициализацией температуры и солености // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2013. Т. 49. № 6. С. 699–716.
7. *Кныш В.В., Демышев С.Г., Кубряков А.И. и др.* Сопоставление результатов реанализа гидрофизических полей Черного моря, выполненного по моделям в σ - и z-координатах // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2011. Вып. 24. С. 19–37.
8. *Коротаев Г.К., Огуз Т., Никифоров А.А. и др.* Динамика антициклонов в Черном море по данным спутниковых альтиметрических измерений // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 6. С. 1–10.

9. Суслин В.В., Чурилова Т.Я. Упрощенный метод расчета спектрального диффузного коэффициента ослабления света в верхнем слое Черного моря на основе спутниковых данных // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2010. Вып. 22. С. 47–60.
10. Galperin B., Kantha L.H., Hassid S. et al. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows // J. Atmos. Sci. 1988. V. 45. P. 55–62.
11. Jerlov N.G. Optical Oceanography. NY: Elsevier, 1968. 194 p.
12. Korotaev G.K., Oguz T., Dorofeyev V.L. et al. Development of Black Sea nowcasting and forecasting system // Ocean Science. 2011. V. 7. № 5. P. 629–649.
13. Korotaev G.K., Oguz T., Nikiforov A.A. et al. Seasonal, interannual and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from assimilation of altimeter data into a reduced-gravity model // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C4. 3122, doi:10.1029/2002JC001508.
14. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. Space Phys. 1982. V. 20. P. 851–875.
15. Oguz T., Aubrey D.G., Latun V.S. et al. Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during HydroBlack'91 // Deep-Sea Res. 1994. V. 41. Part 1. P. 603–628.
16. Oguz T., Malanotte-Rizzoli P. Seasonal variability of wind and thermohaline driven circulation in the Black Sea: Modeling studies. // J. Geophys. Res. 1996. V. 101. № C7. P. 16551–16569.
17. Staneva J.V., Dietrich D., Stanev E.V. et al. Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model // J. of Marine Systems. 2001. V. 31. P. 137–157.

Modeling of Long-Term Evolution of the Black Sea Hydrophysical Fields

V. L. Dorofeyev, L. I. Sukhikh

In this work a long-term evolution of the Black Sea dynamics (1980–2020) is reconstructed by means of numerical simulation. The model of the Black Sea circulation is z-coordinate model with 4.8 km horizontal space resolution and 40 levels in vertical direction. Mixing processes in the upper layer are parameterized with Mellor-Yamada turbulent model. As the sea surface boundary conditions we used atmospheric forcing functions provided for the Black Sea region by CMCC using regional climate model COSMO-CLM. These data have a spatial resolution of 14km and a daily temporal resolution. To evaluate quality of the hydrodynamic fields derived from the modeling they were compared with in-situ hydrological measurements and also with similar results from physical reanalysis of the Black Sea.