

Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели

Проведено сопоставление термохалинных и динамических характеристик Черного моря, восстановленных по двум версиям климатических полей температуры и солености: старой (1903 — 1982 гг.) и новой (1903 — 2003 гг.). Реконструкция полей выполнена на основе непрерывной ассимиляции климатических температуры и солености в модели. Выявлено, что построенные с учетом наблюдений за последние 20 лет климатические термохалинные поля в зимне-весенний сезон характеризуются небольшим подъемом галоклина (пикноклина), а в весенне-летний период — подъемом верхней границы холодного промежуточного слоя. Интенсивность поверхностных геострофических течений во все сезоны года выше, чем аналогичная характеристика, полученная по старым климатическим данным. Горизонтальные течения в море, рассчитанные по новым климатическим данным, являются более интенсивными.

Введение

Долговременные изменения термохалинной структуры и динамических характеристик вод Черного моря, определяемые многолетней нестационарностью внешних факторов, привлекают все большее внимание исследователей. Это обусловлено решением задач региональной океанографии, требующих знания изменений климата моря, а также все возрастающими внешними антропогенными воздействиями.

Изучение процессов многолетней трансформации структур гидрофизических параметров моря весьма сложно. Для этого необходимы длинные ряды наблюдений, причем не в одной локальной области, а в различных районах изучаемого бассейна. Такого рода наблюдения имеются лишь в некоторых точках моря и не могут служить основой для выводов о тенденциях гидрофизических параметров, характерных для всего водоема.

Представляется, что накопленные за много лет наблюдения температуры и солености могут быть использованы для изучения долгопериодных изменений структуры вод Черного моря. Априори ясно, что климатические массивы этих параметров, полученные тем или иным способом за длительные, но различные периоды времени, содержат ценную информацию о характере многолетних тенденций термохалинных и динамических характеристик моря. Вопрос состоит в том, каким образом выявить особенности этих изменений.

Временной изменчивости термохалинной структуры вод Черного моря посвящено много работ, в которых в основном изучается реакция полей солености и температуры на изменение стока рек [1 — 5]. Отметим также работы [6, 7], в которых наиболее полно обобщены результаты этих исследований. Однако систематизированных сведений о многолетней изменчивости гидрофизических характеристик до сих пор нет.

В данной работе проведено сопоставление термохалинных и динамических характеристик Черного моря, восстановленных по двум версиям климатических полей температуры и солености [8, 9]. Реконструкция полей осуществлена на основе непрерывной ассимиляции климатических распределений температуры и солености в уточненной модели течений [10, 11]. В этой модели коэффициенты вертикального турбулентного обмена импульсом, теплом и солью зависели от пространственных координат и времени [12].

Выявлены различия в сезонном ходе интегральных характеристик температуры, солености и течений на различных горизонтах по глубине. Обнаружены особенности в сезонной изменчивости полей параметров моря. Выявлено, что климатические термохалинные поля с учетом наблюдений за последние 20 лет в зимне-весенний сезон характеризуются небольшим подъемом галоклина (пикноклина) и верхней границы холодного промежуточного слоя (ХПС). Получено, что интенсивность поверхностных геострофических течений (топография уровня моря) во все сезоны года выше, чем аналогичная характеристика, полученная по старым климатическим данным. Обнаружена интенсификация горизонтальных течений в море, рассчитанных по новым данным.

Характеристика использованных климатических массивов

Для восстановления климатических полей течений Черного моря использовались два климатических массива температуры ($T_{кл}$) и солености ($S_{кл}$).

В первой (старой) версии средних многолетних массивов были использованы материалы наблюдений за период 1903 — 1982 гг. Среднемесячные значения $T_{кл}$, $S_{кл}$ получены в узлах сетки с шагом 40' по широте и 60' по долготе на стандартных горизонтах от поверхности до дна [8]. Данная версия климатических массивов являлась базовой для проведения научных исследований по широкому кругу вопросов [7].

Отметим следующее. Как показали численные расчеты [10], качество термохалинных полей из [8] глубже 450 м оказалось неудовлетворительным. Поэтому при реконструкции сезонных климатических полей течений, выполненной ранее в [10] и в данной работе, глубже 450 м использовались средние по горизонтам климатические значения температуры и солености.

Вторая (новая) версия климатического термохалинного массива Черного моря создана на более полной базе данных, включая результаты экспедиционных работ за последние 20 лет. Общее количество данных в два раза превышает используемый в [8] массив. Существенно увеличилось количество измерений в экономической зоне Турции. В повышение качества данных весомый вклад внесли океанографические съемки, выполненные по программам *CoMSBlack* и *HydroBlack*. Методика расчета новых среднемесячных климатических массивов [9] разработана на основе схем объективного анализа, используемых для построения атласов Мирового океана.

Результирующий массив был получен в 288 узлах с разрешением 20' по широте и 30' по долготе на 19 стандартных горизонтах. На горизонтах от 0 до 300 м поля $T_{кл}$, $S_{кл}$ являются среднемесячными, глубже они представлены среднегодовыми значениями, причем их качество вполне удовлетворительное [9].

Как старые, так и новые массивы $T_{\text{кл}}$, $S_{\text{кл}}$ были проинтерполированы на сетку модели (8' и 11' по широте и долготе соответственно на 44 горизонтах). По среднемесячным данным были рассчитаны коэффициенты Фурье и восстановлены поля $T_{\text{кл}}$, $S_{\text{кл}}$ на каждые сутки года, пригодные для ассимиляции в модели.

Описание модели и алгоритма ассимиляции климатических данных

Численные расчеты по воспроизведению сезонной циркуляции Черного моря с использованием отмеченных выше климатических массивов проводились по трехмерной нелинейной модели, основанной на полных уравнениях движения и переноса — диффузии тепла и соли [13] и учитывающей колебания свободной поверхности моря [14].

Для уравнений движения на границах задавались следующие условия: на поверхности бассейна — напряжения трения ветра, на дне — прилипание, на боковых границах — свободное скольжение. Для уравнений переноса тепла и соли на всех границах, кроме поверхности, устьев рек и пролива Босфор, использовалось условие изоляции. На поверхности моря бралось условие Неймана

$$K_v (\partial T / \partial z) = Q^T - R_0. \quad (1)$$

В формуле (1) K_v — коэффициент вертикального турбулентного обмена теплом; T — температура; Q^T, R_0 — суммарный климатический поток тепла и климатическая солнечная радиация, поглощенная морем, соответственно. В этом случае в правую часть уравнения диффузии тепла вводился источник вида $\gamma R_0 e^{-\gamma z}$, в котором γ — параметр, характеризующий поглощение света в морской воде.

Для расчета солёности (S) на поверхности моря использовалось условие $K_v (\partial S / \partial z) = (PR - EV)S_0$, в котором PR — осадки, EV — испарение, S_0 — поверхностная солёность, рассчитываемая в модели.

При проведении расчетов учитывались реки северо-западной части моря (Дунай, Днестр, Днепр, Южный Буг), Кавказа (Риони и др.) и Турции (Ешиль-Ирмак, Кызыл-Ирмак, Сакарья). В устьях рек задавались значения температуры и солёности, солёность полагалась равной нулю, а температура — ее климатическому значению. Годовой ход климатической температуры воды в устьях рек задавался в соответствии с данными работы [7]. Предполагалось, что верхнебосфорское течение выносит воду с той же температурой и солёностью, что и в ближайшей внутренней точке моря. В нижнебосфорском течении солёность полагалась равной 35‰, температура 16° С.

Климатические поля температуры и солёности ассимилировались в модели циркуляции вод, причем использовался алгоритм ассимиляции полей, описанный в работе [10]. В соответствии с этим алгоритмом в правые части уравнений переноса тепла и соли включались функции мощности источников:

$$\begin{aligned} Q_T(\vec{x}, t_i) &= 1/\text{REL} [1 + \eta^2(z)] \delta T(\vec{x}, t_i), \\ Q_S(\vec{x}, t_i) &= 1/\text{REL} [1 + \eta^2(z)] \delta S(\vec{x}, t_i), \end{aligned} \quad (2)$$

где $\vec{x} = (x, y, z)$; x, y, z — оси ординат, направленные соответственно на восток, север и вертикально вниз; REL — время релаксации; $\eta^2(z)$ — дисперсия ошибок измерений, нормированная на дисперсию поля; $\delta T = T_{кл} - T_M$, $\delta S = S_{кл} - S_M$; T_M, S_M — рассчитанные в модели значения температуры и солёности.

В отличие от предыдущих работ [10, 11] коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости (ν_V) и диффузии тепла и соли рассчитывались по числу Ричардсона (R_i) по формулам [15, 16]:

$$\nu_V = \nu_0(1 + R_i)^{-2} + \nu_V^{\min}, \quad (3)$$

$$K_V = [K_0(1 + R_i)^{-2} + K_1](1 + R_i)^{-1} + K_V^{\min}, \quad (4)$$

где $R_i = (g/\rho_0)(\partial\rho/\partial z)[(\partial u/\partial z)^2 + (\partial v/\partial z)^2]^{-1}$, $\nu_0, \nu_V^{\min}, K_0, K_1, K_V^{\min}$ — параметры.

В начальный момент времени задавались климатические распределения температуры и солёности за ноябрь. Потoki импульса, суммарный поток тепла, осадки и испарения, изменяющиеся от месяца к месяцу, взяты из работы [17]. Климатическая солнечная радиация, поглощенная морем, бралась в соответствии с данными работы [7].

Параметры численной модели

Сеточная область представляла собой боксы с горизонтальными размерами $14,8 \times 14,8$ км. По вертикали расчет температуры, солёности, уровня моря и горизонтальной скорости течений проводился на 44 основных горизонтах: 2,5, 5, 10, ..., 30, 40, ..., 60, 75, ..., 120, 145, 170, 200, 250, ..., 700, 800, ..., 1900, 1950, 1975, 1985, 1995, 2000 м. Вертикальная компонента скорости вычислялась между основными горизонтами.

Турбулентный обмен импульсом по горизонтали параметризован в виде бигармонического оператора с коэффициентом $\nu_H(z)$. Значения этого коэффициента подбирались из условия подавления вычислительного шума (двухшаговых волн) в поле вертикальной скорости [18]. Они были следующими: от 2,5 до 350 м $\nu_H = -5 \cdot 10^{18}$; на 400 м $\nu_H = -1,25 \cdot 10^{19}$; от 450 до 600 м $\nu_H = -2 \cdot 10^{19}$; на 650 м $\nu_H = -6 \cdot 10^{19}$; с 700 м до дна $\nu_H = -6 \cdot 10^{19}$ см⁴/с.

Коэффициент турбулентного обмена теплом и солью по горизонтали (K_H) был выбран в результате проведения специализированных численных экспериментов [19] и принимался равным $K_H = 10^6$ см²/с.

Коэффициенты ν_V и K_V вычислялись следующим образом [12]. Коэффициент вертикальной вязкости рассчитывался по формуле (3) при $\nu_0 = 30$, $\nu_V^{\min} = 5$ см²/с до глубины 55 м. Глубже он принимался равным 1 см²/с. Следовательно, максимальное значение коэффициента вертикального обмена импульсом равнялось 35 см²/с, что обеспечивает реалистичную глубину слоя Экмана. Коэффициент диффузии вычислялся в соответствии с формулой (4), причем параметр K_0 принимался зависящим от вертикальной координаты, $K_1 = 1$ и $K_V^{\min} = 0,03$ см²/с. Параметр K_0 равнялся значениям коэффициента

вертикальной диффузии, которые были подобраны в выполненных ранее расчетах [20] так, чтобы обеспечить наблюдаемую термическую структуру вод в деятельном слое моря. Эти значения следующие: 2,2; 1,4; 0,7; 0,2; 0,1; 0,08; 0,06; 0,04; 0,03 см²/с на глубинах 3,75; 7,5; 12,5; 17,5; 22,5; 27,5; 35; 45 и 55 м соответственно. Глубже коэффициент вертикальной диффузии был постоянным и равнялся 0,03 см²/с.

Относительная дисперсия ошибок измерений $\eta^2(z)$ изменялась по глубине нелинейным образом от 0,01 на поверхности до 1,0 на дне [10]. Параметр γ равнялся 0,0015 см⁻¹. Шаг по времени в численной модели был равен 5 мин.

Среднемесячные массивы указанных внешних факторов (так же, как и массивы $T_{кл}$ и $S_{кл}$) интерполировали на каждый шаг по времени линейно между двумя соседними месяцами (сутками).

Было выполнено два численных эксперимента с ассимиляцией в модели на каждом шаге по времени климатических полей температуры и солёности, соответствующих старой и новой версиям. Расчеты велись на 11 лет, что существенно больше времени установления расчетов с ассимиляцией данных [10]. Данные последнего года были использованы для анализа и сопоставления результатов численных экспериментов.

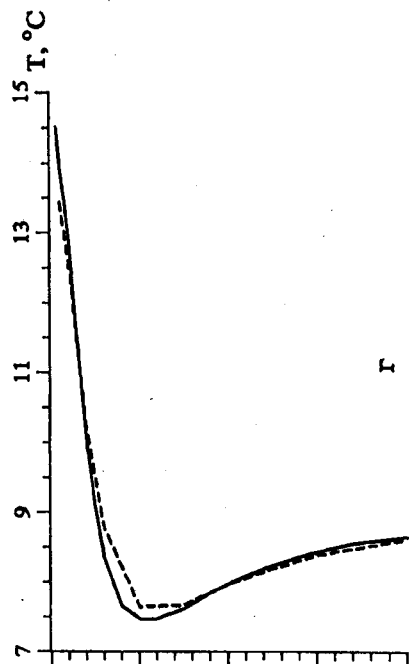
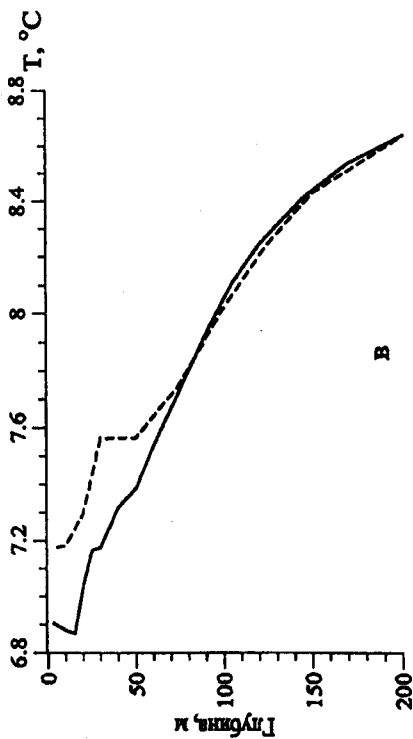
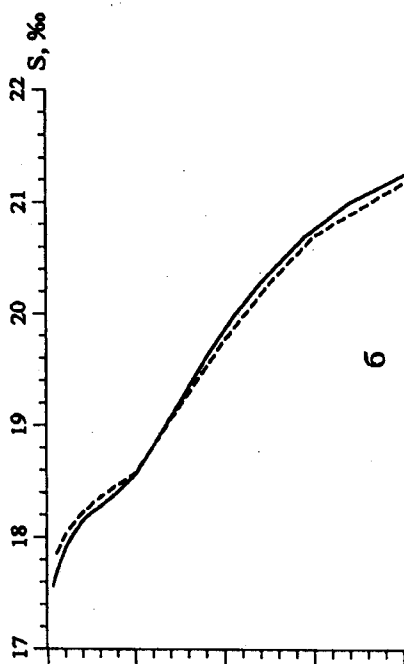
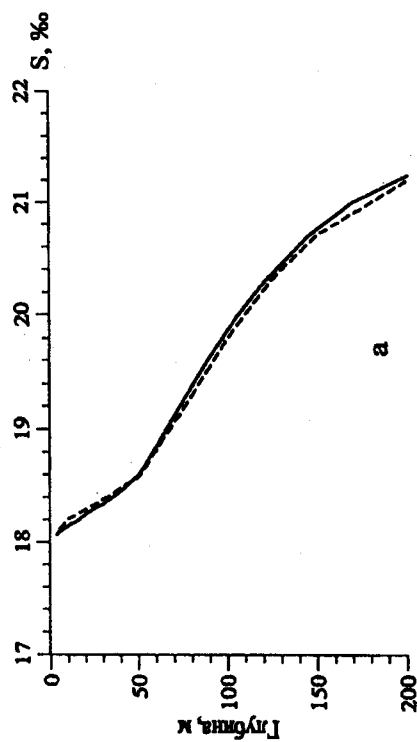
Результаты сопоставления термохалинных и динамических характеристик моря

Термохалинные характеристики моря были получены как при непосредственном использовании среднемесячных климатических массивов, так и по результатам реконструирования гидрофизических полей по модели.

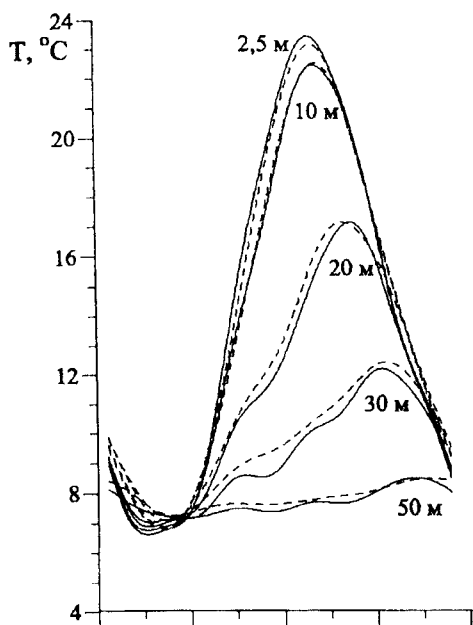
Для каждого месяца обеих версий $T_{кл}$, $S_{кл}$ были построены средние по акватории Черного моря профили температуры и солёности. Их сопоставление показало, что в зимне-весенний период новые массивы по отношению к массивам из [8] характеризуются небольшим (~ 5 м) подъемом основного галоклина (пикноклина) (рис. 1, а, б). В остальные сезоны года этого не замечено.

Новые данные характеризуются также приподнятостью (на ~ 4 м) в зимний сезон профиля температуры в зоне постоянного галоклина, а в весенний период — поднятием на глубинах ~ 20 – 50 м сезонного термоклина (максимум на 6 м) (рис. 1, в, г). Последнее указывает на подъем верхней границы холодного промежуточного слоя (см. ниже). Приподнятость сезонного термоклина, основного галоклина (пикноклина) и ХПС может быть следствием увеличения за последнее десятилетие вихря скорости ветра над акваторией моря [21].

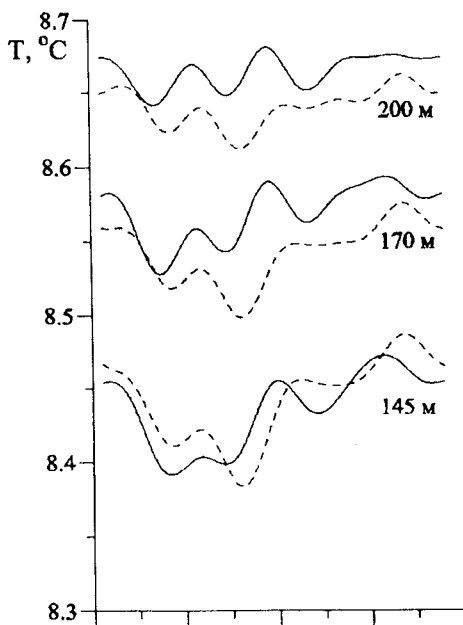
Для изучения годового цикла изменчивости термохалинной структуры вод моря были рассчитаны средние по горизонтам величины температуры и солёности в конце каждых суток ассимиляции в модели климатических данных. Сопоставление сезонного хода температуры на различных горизонтах (рис. 2, а, б) показывает, что в обоих вариантах расчетов прослеживаются фазовые сдвиги наступления максимума с глубиной: от августа на поверхности до ноября на глубине 50 м. Различия между максимумами незначительные. В варианте расчетов с новыми данными минимум температуры зимой в слое 0 – 50 м несколько ниже и он наступает на ~ 27 суток раньше, чем в расчете по старым данным. На горизонтах от 170 м до дна средние величины температуры, соответствующие новым климатическим данным, несколько выше, чем аналогичные характеристики из массивов работы [8] (рис. 2, б).



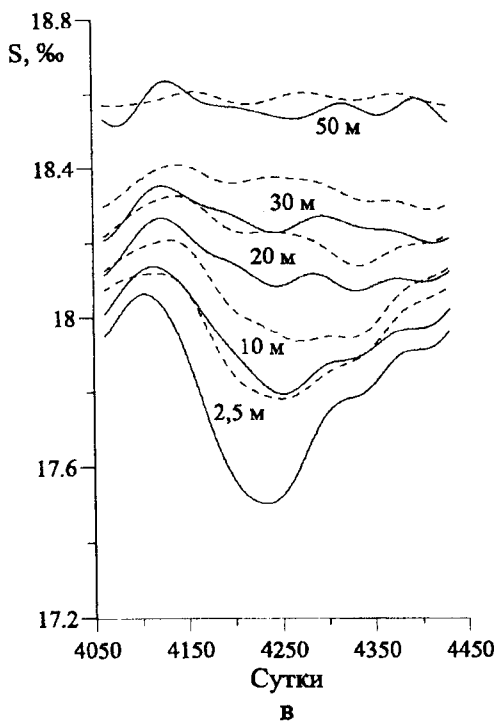
Р и с. 1. Графики изменения с глубиной средней по горизонту солёности (‰) (а, б) и температуры (°C) (в, г): а, в — февраль; б, г — май. Сплошные кривые соответствуют новому климату, штриховые — старому



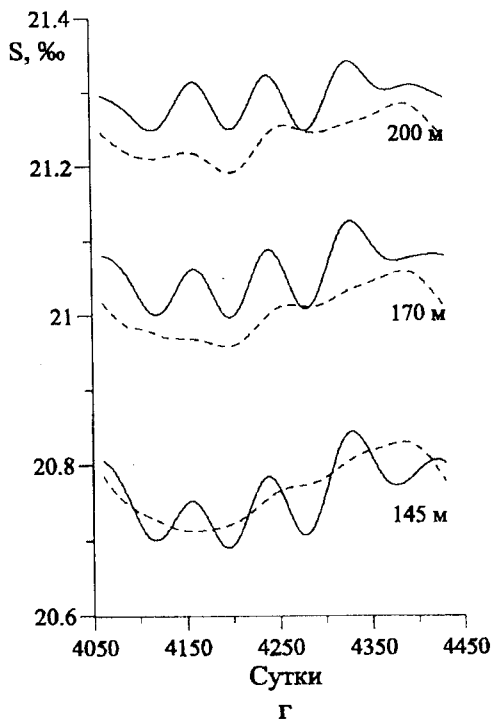
а



б



в



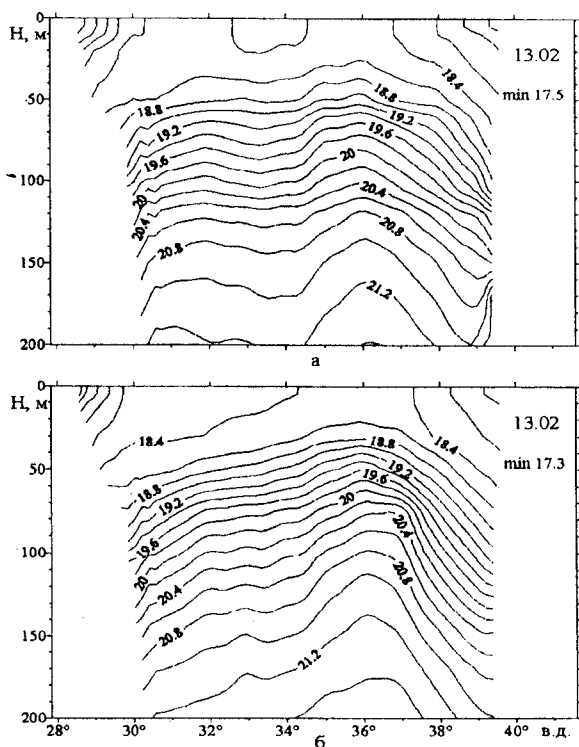
г

Р и с. 2. Годовой ход средней по акватории моря температуры ($^{\circ}\text{C}$) (а, б) и солёности (‰) (в, г) на различных горизонтах: сплошные кривые – по новым климатическим данным [9]; штриховые — по старым [8]

Во внутригодовой эволюции средние значения температуры и солёности в слое 0 – 50 м в обоих вариантах расчетов находятся в противофазе: минимальные значения температуры в зимний период соответствуют максимальным значениям солёности и наоборот — солёность минимальна в летний период (рис. 2, а, в).

Средняя по горизонтам солёность, рассчитанная по новым климатическим массивам, в слое 0 – 75 м ниже, а в слое 170 – 1300 м выше, чем полученная по старым данным. На поверхности это различие наибольшее и составляет 0,25‰. Распределение поверхностного слоя, возможно, связано с большей обеспеченностью данными по солёности морской воды. Что касается незначительного увеличения солёности под постоянным галоклином и глубже, то это, вероятнее всего, обусловлено большей статистической достоверностью глубоководных данных как по солёности, так и по температуре, полученных за последние 20 лет.

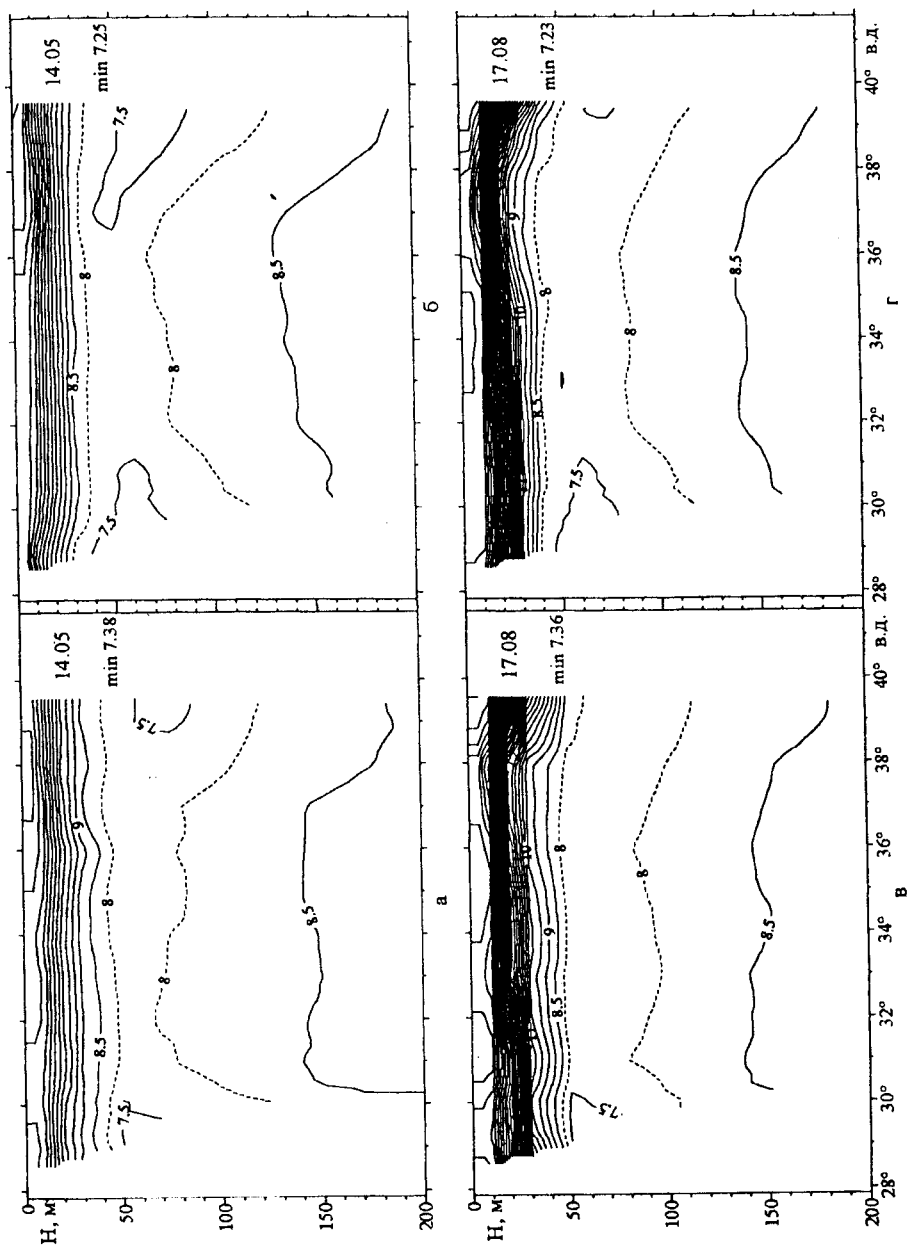
Однако однозначность такого объяснения не очевидна. Процесс солёнокопления в области галоклина и под ним был обнаружен по данным, накопленным в 1958 — 1982 гг. [7]. Этот факт подтвержден также в расчетах по модели [22], где ассимилировались данные по температуре и солёности, полученные в 1988 — 1995 гг. Не исключено, что изменение солёности в зоне галоклина и обострение галоклина (рис. 3) может быть связано с интенсификацией подъема глубинных вод в открытой части моря.



Р и с. 3. Распределение климатической солёности (‰) на вертикальном разрезе вдоль 43,7° с. ш. зимой: а — по старым климатическим данным; б — по новым

Отметим, что на всех горизонтах от 105 до 1700 м средние значения солёности в расчете с ассимиляцией новых климатических полей в годовом цикле претерпевают существенно большую изменчивость, чем в расчете с усвоением данных из [8]. Это может быть следствием более высокого пространственного разрешения при подготовке новых массивов данных.

Основные различия в структуре и некоторых параметрах холодного промежуточного слоя, реконструированного ассимиляцией в модели новых термохалинных массивов, по отношению к старым данным состоят в следующем.



Р и с. 4. Распределение климатической температуры (°C) на вертикальном разрезе вдоль 13° с. ш. весной (а, б) и летом (в, г): а, в — по старым климатическим данным; б, г — по новым

Верхняя граница ХПС (гидрологического образования, ограниченного сверху и снизу изотермическими поверхностями 8°C) в весенне-летний период (апрель — август) расположена выше (рис. 4). На разрезе вдоль $43,7^{\circ}$ с. ш. подъем изотермы 8°C в мае составляет ~ 12 м, а в августе ~ 10 м.

Холодозапас ХПС во все сезоны года больше. Минимальная температура, характеризующая интенсивность холодного промежуточного слоя, на указанном разрезе во все сезоны года меньше: в феврале — на $0,46$, в мае — на $0,13$, в августе — на $0,13$ и в ноябре — на $0,02^{\circ}\text{C}$. Как показано в работе [23], интенсивность формирования ХПС и степень его обновления зависят от суровости зимних атмосферных термических условий. За последние 20 лет эти условия (по данным гидрометеорологической станции г. Новороссийска) в терминологии работы [23] характеризовались следующим образом: 11 лет — нормальные, 3 года — холодные, 6 лет — теплые. Видно, что преобладают годы с умеренным и интенсивным формированием и обновлением ХПС [23], что подтверждается представленными выше характеристиками этого слоя.

Локальное нарушение сплошности (вырождение) ХПС осенью, вероятнее всего, вследствие диффузии и относительно больших разнонаправленных вертикальных движений [24] наступает несколько позже. На разрезе по $43,7^{\circ}$ с. ш. запаздывание составило 10 сут.

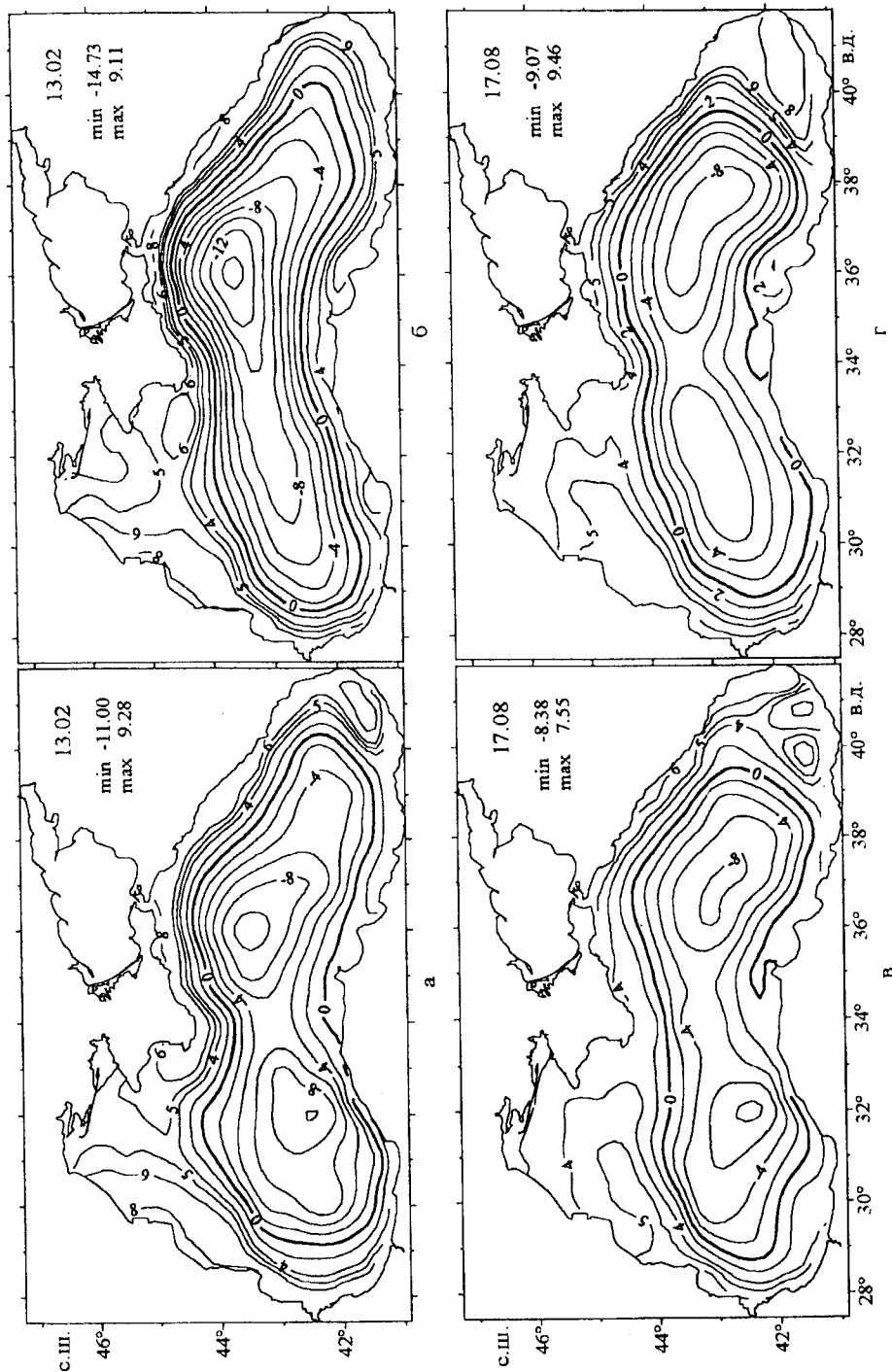
Отметим следующее важное обстоятельство. Вентиляция анаэробных вод моря путем окисления сероводорода, как показано в [25], в периферийных областях осуществляется за счет богатых кислородом вод ХПС. Воды ХПС путем плотностной конвекции и адвекции почти ежегодно обновляются по всей акватории [23]. С этой точки зрения можно утверждать, что последние два десятилетия были благоприятными для экологического состояния моря.

Ключевой функцией при анализе сезонной изменчивости циркуляции Черного моря является его уровень, поскольку, во-первых, градиенты уровня характеризуют поверхностные геострофические течения, во-вторых, в настоящее время он достаточно точно измеряется с искусственных спутников Земли (альтиметрические измерения).

Уровенная поверхность, восстановленная по новым климатическим массивам, отличается от старого уровня следующими тремя особенностями (рис. 5).

Циклонический круговорот (сгущение изолиний уровня), воспроизведенный по новым данным, во все сезоны года интенсивнее. Общий перепад уровня зимой больше на $3,56$ см, весной — на $2,78$ см, летом — на $2,60$ см и осенью — на $2,08$ см. Зимой в общем круговороте выделяется не два (западный и восточный), а один — восточный — циклонический вихрь. Именно в этот период усиливается восточный циклон (рис. 5, а, б), в то время как весной интенсифицируется западное вихреобразование. Квазистационарный Батумский антициклонический вихрь выражен ярче, исключая зиму, когда он отсутствует на карте уровня совсем (рис. 5, б).

Максимальный перепад уровня в обоих вариантах расчетов наблюдается в зимний период. К лету градиенты уровня на склоне шельфа уменьшаются и становятся минимальными в августе (рис. 5, в, г).



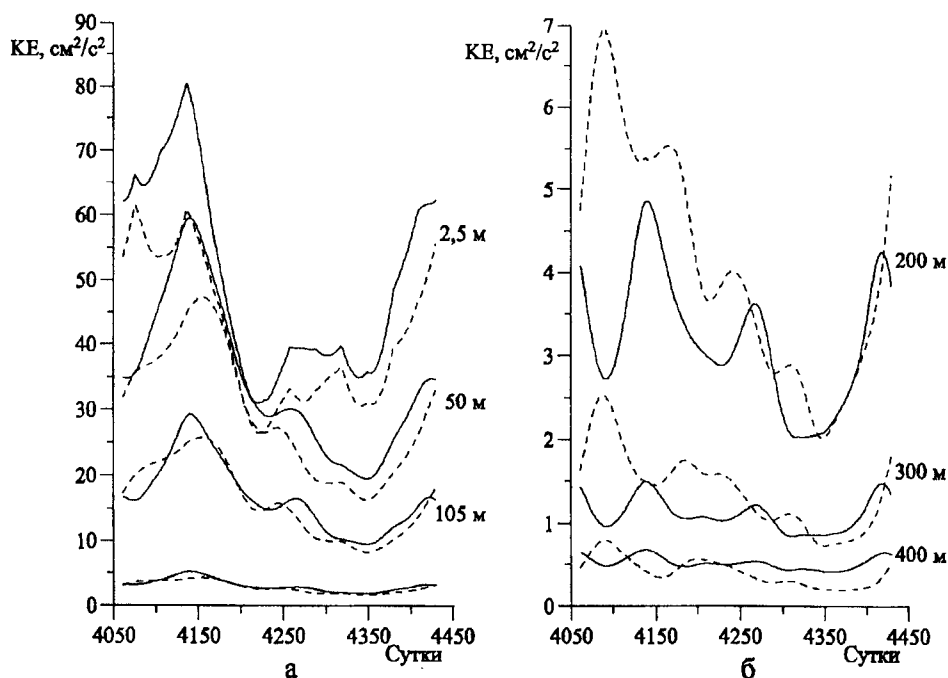
Р и с. 5. Топография климатического уровня Черного моря (см) зимой (а, б) и летом (в, г) — по старым климатическим данным; б, г — по новым

Восточный и западный круговороты в годовом цикле, кроме зимы, в обоих вариантах расчетов эволюционируют так, что происходит усиление то одного из них, то другого [10, 11]. Такая изменчивость этих циклонических образований, по-видимому, определяется распространением волн Россби, излучаемых у восточного берега моря [26].

Отметим, что новые поля уровня, рассчитанные с дискретностью одни сутки в годовом цикле изменчивости, могут быть использованы для восстановления сезонной циркуляции в море по данным спутниковых альтиметрических измерений [26].

Для оценки сезонной изменчивости динамических характеристик моря были рассчитаны на каждые сутки средние (по горизонтам и по всему объему) значения кинетической энергии (КЕ). Отличия сезонной изменчивости КЕ, полученной в расчете с использованием старых и новых массивов данных, заключаются в следующем.

На всех горизонтах в пределах основного галоклина во все сезоны года, особенно зимой, кинетическая энергия выше по данным нового климата (рис. 6, а). Вероятно, это является следствием увеличения вихря скорости ветра в последнее десятилетие [21]. Первый максимум на кривых изменения энергии на горизонтах 2,5, 5 и 10 м, приходящийся на январь, существенно меньше. Заметим, что соответствующие старым данным первый и второй пики на кривых КЕ на горизонтах 2,5 и 5 м одинаковы по амплитуде. Они проявляются до глубины 75 м и могут быть связаны с вариациями максимальных в январе — марте ветров.



Р и с. 6. Годовой ход средней по акватории моря кинетической энергии ($\text{см}^2/\text{с}^2$) на различных горизонтах: сплошные кривые — по новым климатическим данным; штриховые — по старым: нижние кривые — по объему

Глубже основного галоклина, до глубины 400 м, основной максимум в поведении КЕ, соответствующий марту (в отличие от января по старым данным), существенно меньше (рис. 6, б). Ярче выражены второй и третий максимумы. В зимний период колебания парных кривых энергии на этих глубинах происходят в противофазе.

От 450 до 1400 м средняя по горизонту кинетическая энергия в новом расчете выше и изменяется в более широких пределах, чем аналогичная характеристика, полученная по данным из [8]. Как было отмечено ранее, на этих горизонтах качество новых климатических массивов существенно выше, что и отражается количественными и качественными характеристиками эволюции кинетической энергии в годовом ходе.

На больших глубинах моря, от 1400 до 2000 м, рассчитанная по новым данным энергия оказывается выше вычисленной по старым массивам. Основной максимум энергии приходится на конец декабря (в отличие от первой декады февраля по старым данным).

Волнообразный характер изменчивости кривых кинетической энергии под основным галоклином отражает, вероятно, распространение бароклинных волн Россби. Положение минимумов и максимумов на кривых сезонного хода кинетической энергии, соответствующих новым данным, ниже галоклина слабо меняется по глубине.

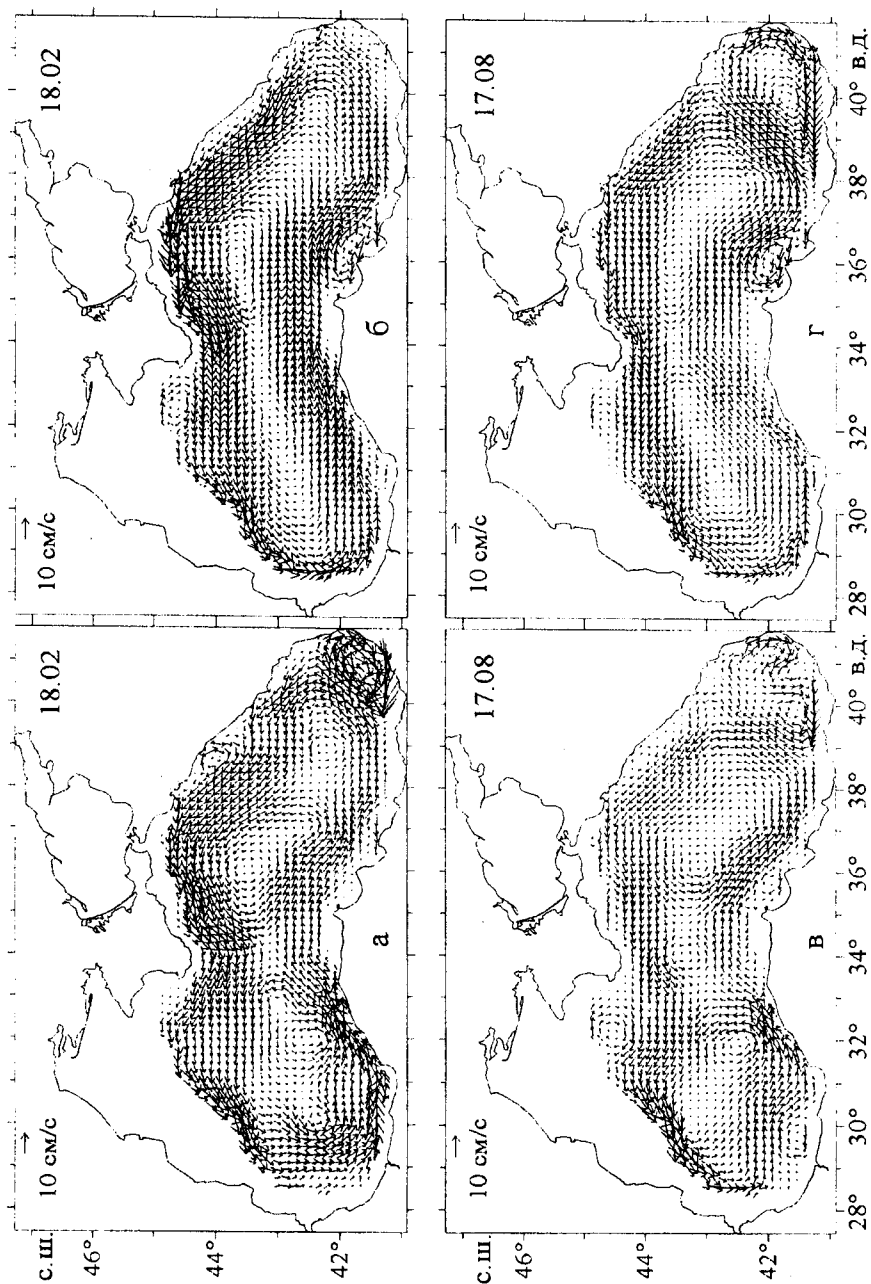
Детальное сопоставление горизонтальной циркуляции моря, полученной в обоих вариантах расчетов на 44 горизонтах, представляет собой достаточно сложную задачу. Ниже остановимся лишь на главных различиях.

Основное Черноморское течение (ОЧТ), полученное по старым данным, на глубине 250 м зимой трансформируется так, что юго-восточная часть моря с основным элементом циркуляции — Батумским антициклоном — подпитывается двумя струями южного потока ОЧТ. Такая структура течений сохраняется до 500 м, глубже ОЧТ распадается и формируется циркуляция, характерная для больших глубин. Летом на 250 м прослеживаются два слабо связанных между собой основных круговорота: западный и восточный. Глубже циркуляция вод, затухая, слабо меняет свою структуру.

Восстановленное по новым данным Основное Черноморское течение и два циклонических круговорота сохраняются до глубины 900 м (зимой и летом), глубже эта система течений трансформируется в циркуляцию, присущую большим глубинам.

Заметные отличия горизонтальных течений, полученные по новым массивам $T_{кл}$, $S_{кл}$, по отношению к старым данным заключаются в следующем.

Скорости течений во все сезоны года в пределах основного галоклина несколько больше, а ОЧТ интенсивнее, шире и равномернее по интенсивности (рис. 7). Глубже основного пикноклина, до ~ 400 м, ОЧТ характеризуется более равномерной интенсивностью потока, хотя скорости течения в нем несколько меньше.



Р и с. 7. Климатические течения Черного моря на глубине 105 м зимой (а, б) и летом (в, г): а, в — по старым климатическим данным; б, г — по новым

В зимний период Батумский антициклонический вихрь до глубины ~ 100 м не проявляется (рис. 7, б). Глубже он виден во все времена года. Кизилрмакский антициклон в годовом цикле изменчивости четко выражен от поверхности до ~ 700 м (рис. 7, б, з). Севастопольский антициклон присутствует на картах течений во все времена года до глубины ~ 450 м, чего не видно по старым данным (рис. 7). Кавказский, Крымский, Калиакрский и Босфорский антициклонические вихри зимой и летом проявляются очень слабо.

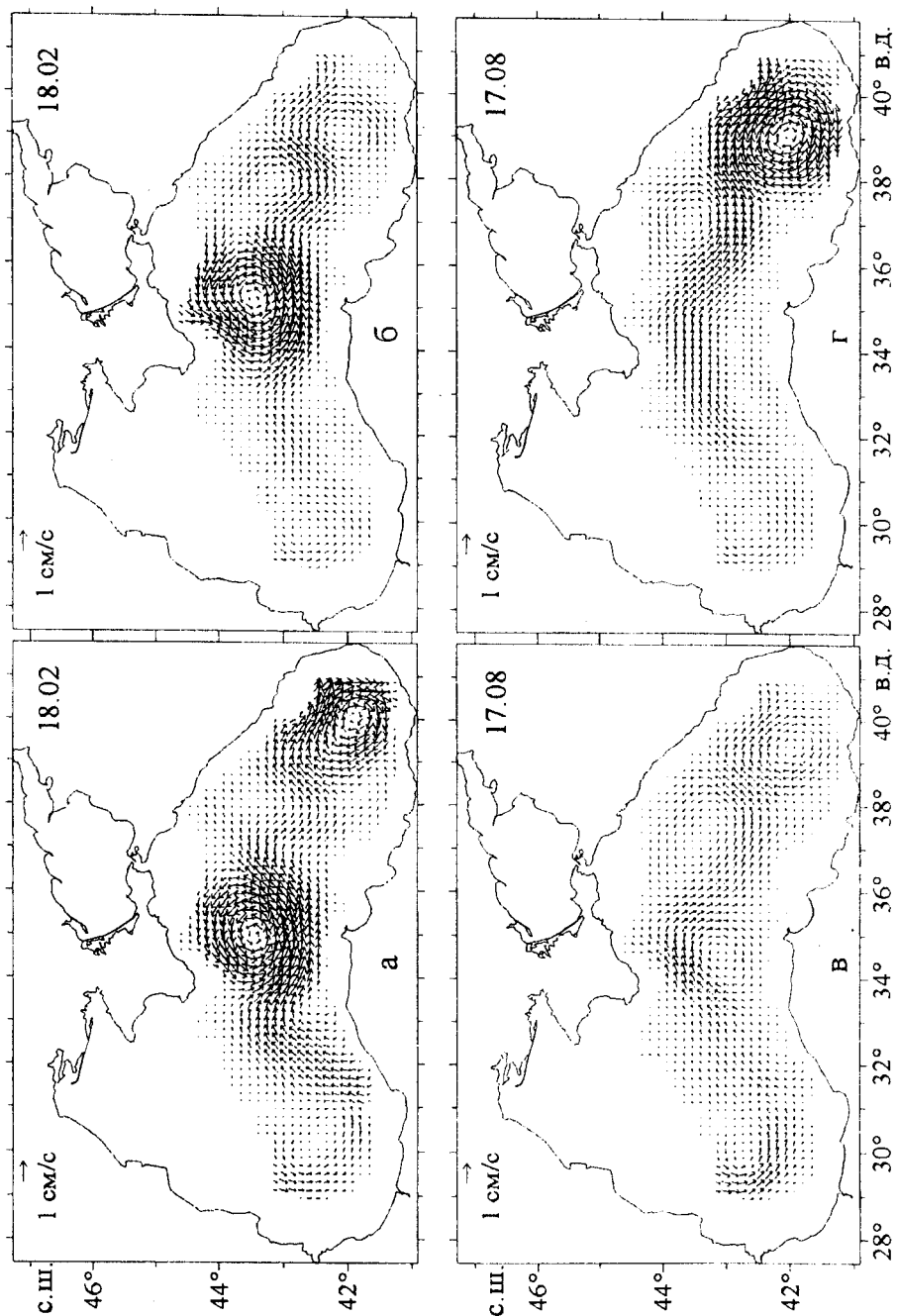
Зимой глубинная циркуляция (от 1100 до 2000 м), относительно интенсивная в восточной половине бассейна, сформировалась в результате распада первоначально усилившегося восточного круговорота на два циклона (по старым данным распад отсутствовал) и объединения их с Батумским антициклоном (рис. 8, а, б). Интенсивная глубинная циркуляция летом формируется также в восточной половине моря объединением восточного циклона с Батумским антициклоном (рис. 8, з). На рис. 8 видно, что в обоих вариантах расчетов присутствует глубинная струя вод. Эта струя формируется на западе и усиливается восточнее прибофторского района предположительно в результате опускания соленых мраморноморских вод [11]. Следовательно, в формировании глубинной циркуляции ключевая роль принадлежит западному потоку, восточному циклону и Батумскому антициклоническому вихрю. Это видно по результатам обоих численных расчетов.

Анализ карт распределения вертикальной компоненты циркуляции вод Черного моря на различных горизонтах и в различные моменты годового цикла изменчивости указывает на значительные неоднородности полей вертикальной скорости. Целесообразнее сопоставить между собой среднегодовые карты вертикальной компоненты (рис. 9).

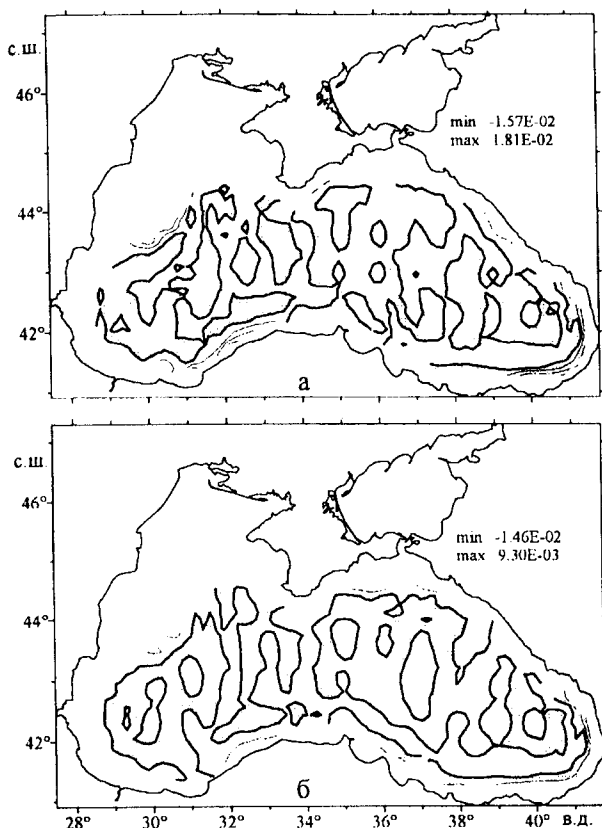
Видно, что в обоих вариантах расчетов нисходящие движения наблюдаются вдоль прибрежной зоны западной части бассейна. Вдоль побережья восточной половины моря и Анатолии преобладают восходящие движения. В случае восстановления течений моря ассимиляцией в модели старых климатических полей температуры и солености модули экстремальных значений среднегодовой вертикальной скорости выше аналогичных модулей, рассчитанных с усвоением в модели новых данных (рис. 9, а, б).

Пространственная структура вертикальных движений в глубоководной области моря указывает на заметную корреляцию между площадью зон подъема вод и интенсивностью западного или восточного циклонических круговоротов [10]. Интенсивность вертикальных движений (в основном нисходящих), соответствующих новым климатическим полям, существенно меньше, чем аналогичная характеристика, полученная по старым данным.

Среднегодовой профиль вертикальной скорости $\bar{w}(z)$, приведенный на рис. 10, получен интегрированием по вертикали среднегодовых полей вертикальной скорости в двух областях бассейна Черного моря: в области, примыкающей к склону и ограниченной изобатами 100 и 1050 м, и в открытой части моря, где глубины больше 1050 м и меньше 2000 м. Видно, что в обоих вариантах расчетов в прибрежной зоне моря на всех глубинах в среднем за год наблюдается опускание вод. Наоборот, в центре моря в среднем за год доминирует подъем вод.



Р и с. 8. Климатическая циркуляция Черного моря на глубине 1500 м зимой (а, б) и летом (в, г): а, в — по старым климатическим данным; б, г — по новым



Р и с. 9. Климатическая среднегодовая вертикальная скорость течений (см/с) на глубине 325 м: а — по старым климатическим данным; б — по новым. Области подъема вод — темнее

Экстремальные значения $\bar{w}(z)$, вычисленные по новым полям $T_{\text{кл}}$, $S_{\text{кл}}$ и равные $-7,42 \cdot 10^{-5}$ см/с в области $1050 < H < 2000$ м и $3,49 \cdot 10^{-4}$ см/с в зоне $100 < H < 1050$ м, достигаются на глубине 158 м. Такие же значения $\bar{w}(z)$, рассчитанные по данным из [8] и равные $-8,6 \cdot 10^{-5}$ см/с и $6,97 \cdot 10^{-4}$ см/с в тех же областях соответственно, наблюдаются на глубине 475 м, причем максимальное значение в области склона в 2 раза больше, чем полученное в этой же зоне по новым данным. Вертикальные скорости, рассчитанные по данным из [8], как представляется, являются завышенными.

Согласно рис 10, сдвиг экстремальных значений, соответствующих кривым 1 и 1*, к поверхности относительно положения по глубине аналогичных значений, соответствующих кривым 2

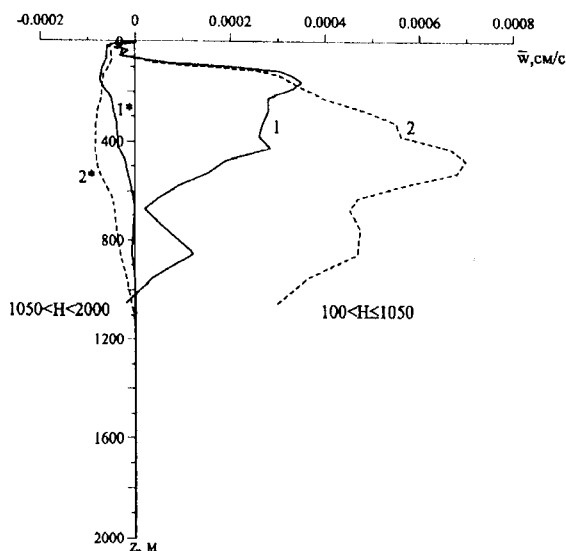
и 2*, по-видимому, можно объяснить различиями в динамике вод моря.

Выводы

Сопоставление термохалинных и динамических характеристик Черного моря, полученных по двум (старым [8] и новым [9]) массивам климатических полей температуры и солёности и результатам их ассимиляции в модели циркуляции, позволило выявить следующие различия.

В зимне-весенний период новые массивы по отношению к старым данным характеризуются небольшим (~ 5 м) подъемом основного галоклина (пикноклина).

Во внутригодовой эволюции средняя по отдельным горизонтам солёность, рассчитанная по новым климатическим данным, в слое 0 — 75 м оказалась ниже, в слое 170 — 1300 м — выше, а в придонном слое — ниже, чем полученная по данным старого климата. Распределение поверхностного слоя, согласно новым массивам, по-видимому, связано с большей обеспеченностью данными по солёности морской воды.



Р и с. 10. Среднегодовые профили вертикальной скорости $\bar{w}(z)$, рассчитанные по новым климатическим данным (сплошные кривые 1 и 1*) и по старым (штриховые кривые 2 и 2*)

В весенне-летний период верхняя граница ХПС в новых климатических полях расположена выше, а его холодозапас во все сезоны года больше. По данным работы [23], последние 20 лет характеризуются умеренным и интенсивным формированием и обновлением холодного промежуточного слоя, что отражено его характеристиками.

Общий перепад уровня, воспроизведенного по новым данным, зимой больше на 3,56, весной — на 2,78, летом — на 2,60 и осенью — на 2,08 см, чем по данным старого климата.

Кинетическая энергия, полученная в расчете с использованием новых массивов данных, в пределах основного галоклина и в слое 450 — 1400 м во все сезоны года, особенно зимой, выше, чем аналогичная характеристика, рассчитанная по данным старого климата. Скорость течений, реконструированная по данным нового климата, во все сезоны года в пределах основного галоклина несколько больше, а ОЧТ — интенсивнее, шире и равномернее по интенсивности, чем по старым данным. В формировании глубинной циркуляции вод, полученной в обоих численных расчетах, ключевая роль принадлежит западному потоку, восточному циклону и Батумскому антициклоническому вихрю.

Вертикальные скорости, восстановленные по старым климатическим массивам, как представляется, являются завышенными.

Приподнятость основного галоклина (пикноклина) и верхней границы холодного промежуточного слоя так же, как и интенсификация горизонтальных течений, является следствием увеличения вихря скорости ветра в последнее десятилетие [21].

Работа выполнена при частичной поддержке Украинского научно-технологического центра (проект № 1725).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданова А.К. Сезонные и межгодовые колебания водообмена через Босфор // Биология моря. — Вып. 27. — Киев: Наук. думка, 1972. — С. 25 — 32.
2. Клизе Р.К. Некоторые изменения водообмена южных морей Европы // Водные ресурсы. — 1976. — № 6. — С. 67 — 77.

3. Блатов А.С., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. Изменчивость гидрологической структуры вод Черного моря и ее связь с внешними факторами // Там же. — 1980. — № 6. — С. 71 – 82.
4. Ковальчук Л.А. Статистический анализ долгосрочных изменений солёности поверхностного слоя Черного моря // Метеорология и гидрология. — 1985. — № 6. — С. 118 – 121.
5. Жоров В.А., Богуславский С.Г. Тенденции некоторых гидролого-гидрохимических процессов Черного моря // Там же. — 1985. — № 11. — С. 63 – 69.
6. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 238 с.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. — С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1991. — С. 103 – 262.
8. Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. Климатические поля солёности и температуры воды Черного моря. — Севастополь: СО ГОИН, 1987. — 108 с.
9. Белокопытов В.Н. Сезонная изменчивость термохалинной и гидролого-акустической структуры вод Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 2003. — Вып. 8. — С. 12 – 22.
10. Кныш В.В., Демышев С.Г., Коротаев Г.К. Методика реконструкции климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции гидрологических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. — 2002. — № 2. — С. 36 – 52.
11. Korotaev G.K., Demyshev S.G., Knysh V.V. Three-dimensional Climate of the Black Sea // Black Sea Ecosystem Processes and Forecasting. Operational Workshop and Project Evaluation Meeting. — Erdemli. METU. IMS. — July 2000. — P. 1 – 10.
12. Демышев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В. Моделирование сезонной изменчивости температурного режима деятельного слоя Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2004. — 40. № 2. — С. 267 – 278.
13. Демышев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. — М.: ИВМ РАН, 1992. — С. 163 – 231.
14. Яковлев Н.Г. Численная модель и предварительные результаты расчетов по воспроизведению летней циркуляции вод Карского моря // Известия РАН. ФАО. — 1996. — 32, № 5. — С. 714 – 723.
15. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J. Phys. Oceanogr. — 1981. — 11, № 11. — P. 1443 – 1451.
16. Ибраев Р.А., Трухчев Д.И. Диагноз климатической сезонной циркуляции и изменчивости холодного промежуточного слоя Черного моря // Изв. РАН. ФАО. — 1996. — 32, № 5. — С. 655 – 671.
17. Staneva J.V., Stanev E.V. Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea // Oceanologica Acta. — 1998. — 21(3). — P. 383 – 417.
18. Демышев С.Г. Численные эксперименты по моделированию вертикальных движений в море постоянной плотности и переменной глубины // Морской гидрофизический журнал. — 2003. — № 1. — С. 58 – 66.
19. Демышев С.Г., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Численное моделирование сезонной изменчивости гидрофизических полей Черного моря // Там же. — 2002. — № 3. — С. 12 – 25.
20. Кныш В.В. Чувствительность поля температуры деятельного слоя к вариациям коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в численной модели циркуляции Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 2001. — С. 83 – 95.
21. Belokopytov V.N. Decadal variability of the Black Sea pycnocline// Scientific and policy challenges towards an effective management of the marine environment. Emphasis on the Black Sea and the Mediterranean regions. Abstracts. — Varna, Bulgaria. — 2003. — P. 277.
22. Саенко О.А., Кныш В.В., Коротаев Г.К. Опыт воспроизведения сезонного климата Черного моря на основе усвоения гидрологических данных // Морской гидрофизический журнал. — 1999. — № 1. — С. 21 – 41.
23. Титов В.Б. Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море // Океанология. — 2003. — 43, № 2. — С. 176 – 184.

24. Демьяшев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В. Эволюция холодного промежуточного слоя Черного моря по результатам ассимиляции климатических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. — 2002. — № 4. — С. 3 – 19.
25. Кривошея В.Г., Титов В.Б., Овчинников И.М. и др. Влияние циркуляции и вихревых образований на глубинное положение верхней границы сероводородной зоны Черного моря // Океанология. — 2000. — 40, № 6. — С. 816 – 825.
26. Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J. Satellite altimetry observations of the Black Sea level // JGR. — 2001. — 106, N C1. — P. 917 – 933.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 04.02.04

ABSTRACT Being reconstructed using two versions — the old one (1903 – 1982) and the new one (1903 – 2003) — of temperature and salinity climatic fields, the thermohaline and dynamic characteristics of the Black Sea are compared. The fields are reconstructed based on continuous assimilation of climatic temperature and salinity in the model. It is revealed that the climatic thermohaline fields resulted from the observations of the last 20 years are characterized by a slight elevation of halocline (pycnocline) in a winter-spring season and by a rise of the upper boundary of the cold intermediate layer — in a spring-summer period. The surface geostrophic currents in all the seasons are more intensive than those analogously retrieved from the old climatic data. Horizontal sea currents calculated from new climatic data are also more intensive.