

Восстановление синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря на основе реанализа за 1980 – 1993 годы

Синоптическая изменчивость гидрофизических полей Черного моря воспроизведена по результатам реанализа, выполненного за период 1980 – 1993 гг. посредством вихреразрешающей модели МГИ НАН Украины с использованием атмосферных полей из реанализа *ERA-Interim* и с ассимиляцией в модели специально подготовленных среднегодовых профилей невозмущенных температуры и солёности. Диаграммы межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры подтверждают зависимость характеристик холодного промежуточного слоя моря от зимних термических условий. Получено, что тенденции изменчивости средних по слоям температуры (0 – 300 м) и солёности (100 – 250 м) из реанализа с вихреразрешением и реанализа крупномасштабных гидрофизических полей за период 1971 – 1993 гг., наиболее обеспеченный данными измерений, качественно совпадают. Выявленная при реанализе синоптическая изменчивость в 1980 – 1993 гг. характеризуется наличием известных антициклонических вихрей справа от Основного Черноморского течения и интенсивных циклонических круговоротов. Синоптические вихревые структуры присутствуют в полях и рассчитанного и альтиметрического уровней, но различаются по расположению.

Ключевые слова: реанализ *ERA-Interim*, профили невозмущенных температуры и солёности, прогностический расчет, ассимиляция профилей, синоптические вихри, сравнение с данными альтиметрии.

Введение

Реанализ крупномасштабных гидрофизических полей Черного моря, выполненный по σ - и z -координатным моделям за период 1971 – 1993 гг. с ассимиляцией среднемесячных данных измерений температуры и солёности и с использованием атмосферных полей из глобального реанализа *ERA-40* [1], показал, что тенденции межгодовой изменчивости температуры, солёности и кинетической энергии течений получены вполне реалистичными [2 – 6]. Однако восстановленные гидрофизические поля моря характеризуются слабой синоптической изменчивостью. Причиной этого являются использовавшиеся при ассимиляции поля данных измерений температуры и солёности, сглаженные вследствие применения специальной методики их получения [7]. Кроме того, пространственное разрешение атмосферных полей, задававшихся в качестве граничных условий, было достаточно грубым ($2,5 \times 2,5^\circ$). Поэтому задача проведения реанализа за последние 33 года (1980 – 2012 гг.) с учетом модельных расчетов и наблюдающихся в структурах гидрофизических полей моря синоптических вихрей [8 – 14] становится весьма актуальной. Адекватно восстановленные гидрофизические поля, их сезонная и межгодовая изменчивость необходимы для изучения климата моря и создания трехмерных экологических моделей.

Для решения задачи реанализа с ассимиляцией в численной модели данных измерений температуры и солёности наиболее сложными являются вре-

менной интервал 1993 – 2001 гг. и современный период 2002 – 2012 гг. Они характеризуются редкими нерегулярными по пространству и времени измерениями температуры и солёности на гидрологических станциях и буях-профилемерах *Argo*. Отметим, что с октября 1992 г. и по настоящее время имеются данные об аномалиях альтиметрического уровня Чёрного моря, которые позволили разработать методику формирования полей псевдонаблюдений температуры и солёности и выполнить реанализ гидрофизических полей с использованием измерений буев *Argo* в 2007 – 2008 гг. [15]. Однако построенные поля псевдонаблюдений температуры и солёности оказались сглаженными, поскольку при оптимальной интерполяции данных измерений в узлы сеточной области численной модели использовались автокорреляционные функции, оценённые по климатическим полям. В синоптической изменчивости этих полей присутствовали лишь некоторые антициклонические вихри справа от Основного Черноморского течения (ОЧТ). Воспроизведение синоптической изменчивости гидрофизических полей Чёрного моря следует получить посредством более высокого пространственного разрешения атмосферных параметров и численной модели с одновременной коррекцией стратификации вод моря данными измерений для обеспечения реалистичной глубины главного пикноклина.

В данной работе синоптическая изменчивость гидрофизических полей Чёрного моря воспроизводится в реанализе за период 1980 – 1993 гг. с использованием вихреразрешающей нелинейной модели МГИ НАН Украины. Атмосферные поля брались из реанализа *ERA-Interim* с пространственным разрешением $0,75 \times 0,75^\circ$. Модельные значения температуры и солёности корректировались среднегодовыми профилями этих параметров, полученными по данным реанализа за 1971 – 1993 гг. [16], что позволило воспроизвести межгодовую изменчивость полей моря и реалистичное распределение термохалинных параметров в постоянном галоклине и главном пикноклине. Среднегодовые профили температуры и солёности получены на основе модифицированной однопараметрической связи полей плотности (солёности, температуры) и полей динамического уровня. Выполнен анализ сезонной и межгодовой изменчивости средних по слоям температуры, солёности, кинетической энергии, а также средней по горизонтам температуры. Проведено сопоставление полей рассчитанного и альтиметрического уровней.

Используемая модель динамики морских течений и сведения о параметрах атмосферного воздействия

Для проведения реанализа гидрофизических полей за 1980 – 1993 гг. использовалась вихреразрешающая трехмерная нелинейная модель с учетом воздействия атмосферных полей из реанализа *ERA-Interim* и с ассимиляцией в модели специально подготовленных среднегодовых профилей температуры и солёности.

Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды записана в декартовой системе координат. Ось x направлена на восток, ось y – на север, ось z – вертикально вниз. Система уравнений имеет вид:

$$u_t - (\xi + f)v + wu_z = -g\rho_0\zeta_x - \frac{1}{\rho_0}(P' + E)_x + (n_V u_z)_z - n_H \nabla^4 u, \quad (1)$$

$$v_t + (\zeta + f)u + wv_z = -g\rho_0\zeta_y - \frac{1}{\rho_0}(P' + E)_y + (n_V v_z)_z - n_H \nabla^4 v, \quad (2)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (3)$$

$$\zeta_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (\text{Pr} - \text{Ev}) / \rho_1, \quad (4)$$

$$P = g\rho_0\zeta + g \int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\zeta + P', \quad (5)$$

$$T_t + (uT)_x + (vT)_y + (wT)_z = -\kappa^H \nabla^4 T + (\kappa^T T_z)_z - \frac{\partial I}{\partial z}, \quad (6)$$

$$S_t + (uS)_x + (vS)_y + (wS)_z = -\kappa^H \nabla^4 S + (\kappa^S S_z)_z, \quad (7)$$

$$\rho = \varphi(T, S), \quad (8)$$

где u, v, w – компоненты вектора скорости, ζ – возвышение свободной поверхности, f – параметр Кориолиса, g – ускорение свободного падения, t – время, H – глубина моря, P – давление, Pr – осадки, Ev – испарение, T – температура, S – соленость, ρ – плотность морской воды, ρ_1 – средняя плотность в поверхностном слое, $\rho_0 = 1 \text{ г/см}^3$, n_V, n_H – коэффициенты вертикальной и горизонтальной турбулентной вязкости соответственно, κ^H – коэффициент горизонтальной турбулентной диффузии, κ^T – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла, κ^S – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии соли, $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$, $E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2}{2}$. Уравнение (4) получено в пред-

положении выполнения линеаризованного кинематического условия в виде $w = -\zeta_t + \frac{\text{Pr} - \text{Ev}}{\rho_1}$. Последнее слагаемое в правой части (6) описывает изме-

нение температуры с учетом влияния коротковолновой радиации [17]. Здесь $I(z) = \text{Swr}[a \exp(-z/b_1) + (1-a) \exp(-z/b_2)]$, Swr – коротковолновая радиация на поверхности моря, a, b_1, b_2 – эмпирические константы, которые подбираются на основе численных расчетов.

Для описания верхнего перемешанного слоя используется приближение Пакановски – Филандера [18]. Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии тепла и соли по вертикали вычисляются следующим образом:

$$\begin{aligned}
n_V &= n_0(1 + Ri)^{-2} + n_1^V, \\
\kappa^S &= [n_0(1 + Ri)^{-2} + n_1]/(1 + Ri) + \kappa_1^S, \\
\kappa^T &= [n_0(1 + Ri)^{-2} + n_1]/(1 + Ri) + \kappa_1^T,
\end{aligned}
\tag{9}$$

где $Ri = \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \frac{1}{(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2}$ – число Ричардсона; $n_0, n_1, n_1^V, \kappa_1^T, \kappa_1^S$ – заданные константы.

Для системы уравнений (1) – (8) краевые условия на поверхности ($z = 0$) имеют вид:

$$\begin{aligned}
n_V u_z &= -\tau^x, \quad n_V v_z = -\tau^y, \\
\kappa^T T_z &= Q^T + \beta(T^{cl} - T_0), \quad \kappa^S S_z = \frac{Ev - Pr}{\rho_1} S_0 + \beta(S^{cl} - S_0).
\end{aligned}
\tag{10}$$

Здесь использованы следующие обозначения: τ^x, τ^y – компоненты вектора касательного напряжения трения ветра, Q^T – поток тепла за вычетом коротковолновой радиации, T_0, S_0 – поверхностные температура и соленость, T^{cl}, S^{cl} – климатические температура и соленость, β – параметр релаксации.

На дне ($z = H(x, y)$):

$$u = 0, v = 0, w = 0, T_z = 0, S_z = 0. \tag{11}$$

На твердых боковых стенках для меридиональных участков границы:

$$\begin{aligned}
u &= 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\
T_x &= 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0,
\end{aligned}
\tag{12}$$

для зональных участков границы:

$$\begin{aligned}
v &= 0, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\
T_y &= 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0.
\end{aligned}
\tag{13}$$

На участках границы, где вода втекает, используются условия Дирихле для меридиональных участков:

$$\begin{aligned}
u &= u^p, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\
T &= T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0,
\end{aligned}
\tag{14}$$

для зональных участков:

$$\begin{aligned}
v &= v^p, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\
T &= T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0.
\end{aligned}
\tag{15}$$

Для верхнебосфорского течения и Керченского пролива, когда течение направлено из Черного моря в Азовское:

$$\begin{aligned} v = v^{\Pi}, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (16)$$

В соотношениях (14) – (16) введены следующие обозначения: $u^{\Pi}, v^{\Pi}, v^{\Pi}$ – скорость в устьях рек и проливах соответственно; T^{Π}, S^{Π} – температура и соленость в реках.

В качестве начальных при $t = t^0$ потребуем выполнения таких условий:

$$\begin{aligned} u = u^0(x, y, z), \quad v = v^0(x, y, z), \quad \zeta = \zeta^0(x, y), \\ T = T^0(x, y, z), \quad S = S^0(x, y, z). \end{aligned} \quad (17)$$

Таким образом, решается система уравнений (1) – (8) с соответствующими краевыми (10) – (16) и начальными (17) условиями. Конечно-разностная дискретизация уравнений модели, начальных и граничных условий проведена на сетке C [19]. Дискретная модель при равномерном шаге обладает вторым порядком аппроксимации по пространству и первым (в результате периодического применения схемы Мацуно [20]) – по времени. Используемые разностные операторы и особенности аппроксимации уравнений модели подробно описаны в работе [21].

Расчеты проводились на горизонтальной сетке 5×5 км (238×132 точки). По вертикали использовались 38 горизонтов: 2,5, 5, 10, ..., 30, 40, 50, 63, 75, 88, 100, 113, 125, 150, ..., 200, 250, 300, 400, ..., 2100 м. Шаг по времени равнялся 5 мин.

Значения эмпирических констант для учета коротковолновой радиации следующие: $a = 0,85$; $b_1 = 15,5$; $b_2 = 2$. В соотношениях (9) задано, что $n_0 = 30 \text{ см}^2/\text{с}$; $n_1 = 1 \text{ см}^2/\text{с}$; $n_1^V = 5 \text{ см}^2/\text{с}$; $\kappa_1^T = 5 \text{ см}^2/\text{с}$; $\kappa_1^S = 1 \text{ см}^2/\text{с}$. В формуле (10) параметр релаксации $\beta = 1,15 \times 10^{-3} \text{ см}/\text{с}$. Для задания температуры воды и скорости течения в устьях рек и проливах использовались литературные данные [22]. В зоне смешения речных и морских вод соленость считалась равной 7‰. В расчете полагалось, что в верхнебосфорском течении температура и соленость те же, что и в море. В нижнебосфорском потоке соленость принималась равной 22‰, а температура 16°C , что соответствует характеристикам вод Мраморного моря. Принималось также, что верхнее течение в Босфоре распространяется до глубины 27,5 м, нижнее – до 68,75 м. Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом и горизонтальной турбулентной диффузии тепла и соли брались следующими: $n_H = 5 \times 10^{17} \text{ см}^4/\text{с}$, $\kappa^H = 10^{16} \text{ см}^4/\text{с}$.

На поверхности моря задавались потоки тепла, осадков и испарения, полученные по данным атмосферного реанализа *ERA-Interim* с разрешением по пространству $0,75^\circ$ через каждые 12 ч. Поля тангенциального напряжения трения ветра имелись на каждые 6 ч. Граничные поля линейно интерполировались на каждый шаг по времени.

Анализ результатов реанализа гидрофизических полей за период 1980 – 1993 гг. на основе вихреразрешающей модели

В качестве начальных полей в вихреразрешающей модели принимались климатические поля температуры, солёности, уровня и скоростей течений, полученные в статье [23] и интерполированные на сеточную область модели. Начальный момент времени соответствовал 1 января 1980 г. С использованием атмосферных полей из реанализа *ERA-Interim* было проведено три численных эксперимента. В первом из них выполнялся прогностический расчёт с учетом реального атмосферного воздействия. Второй эксперимент (далее реанализ за период 1980 – 1993 гг.) отличался от первого тем, что на каждом шаге по времени для области моря с глубинами, равными и большими 500 м, производилась коррекция модельных значений, например, температуры по формуле

$$T^+(x, y, z, t) = T^-(x, y, z, t) + \frac{1}{320} \frac{1}{n(z)} [T^{\text{CP}}(z, t_T) - \bar{T}(z, t)], \quad (18)$$

где $\bar{T}(z, t)$ – среднее по горизонту значение модельной температуры; $T^{\text{CP}}(z, t_T)$ – среднегодовое значение невозмущенной температуры; $n(z)$ – количество точек на горизонте. Верхние индексы «-», «+» соответствуют значениям температуры до и после коррекции. Заметим, что аналогичная формула использовалась для коррекции солёности.

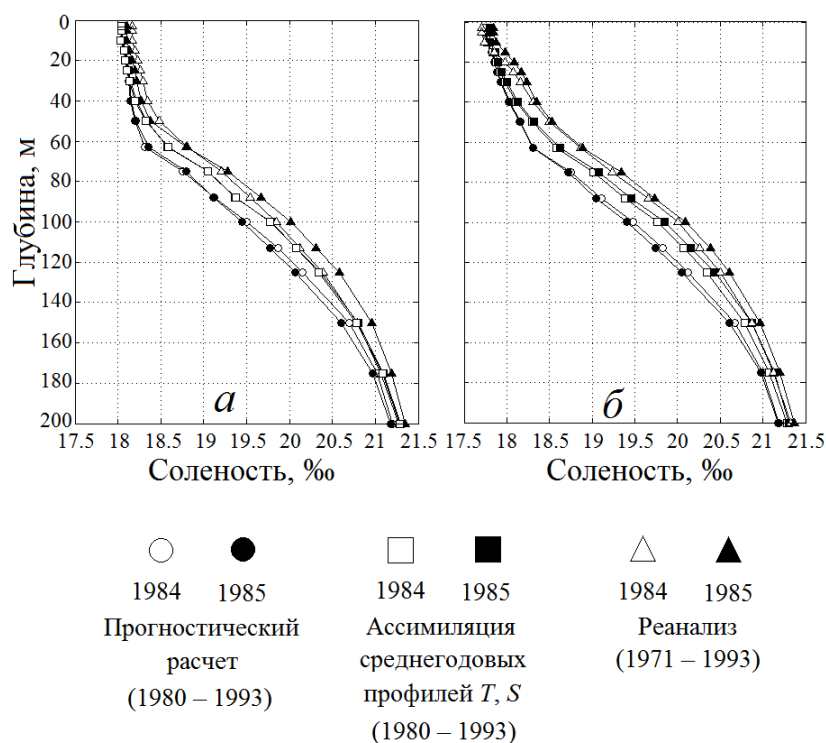
Весовой коэффициент в последнем слагаемом правой части (18) подобран в результате численных экспериментов. Среднегодовые профили невозмущенных температуры и солёности для каждого года периода 1980 – 1993 гг. рассчитывались по данным реанализа за 1971 – 1993 гг. [16]. С этой целью были построены диаграммы эмпирических зависимостей «среднегодовая солёность (температура) – среднегодовой уровень» в градациях уровня с дискретностью 1 см. В пределах каждой градации вычислялись средние значения температуры и солёности за год. Расчёты проводились для области моря, ограниченной изобатой 500 м. Среднегодовые профили невозмущенных температуры и солёности (плотности) соответствовали «нулевой» градации среднегодового уровня моря (-1, 0, +1), т. е. адиабатическому процессу в море.

В третьем численном эксперименте восстановление гидрофизических полей моря выполнялось только для 1993 г. таким же способом, как во втором эксперименте, но с увеличением значений компонентов вектора тангенциального напряжения трения ветра в 1,5 раза.

Данные реанализов по вихреразрешающей модели получены с дискретностью по времени 1 сут и являются исходными для исследования сезонной и межгодовой изменчивости среднесуточных температуры, солёности, скорости течений и кинетической энергии (КЭ), а также синоптических вихрей.

Обратимся к рассмотрению некоторых интегральных характеристик. Профили солёности, полученные посредством осреднения полей по горизонтам для зимы и лета, приведены на рис. 1. Зимой хорошо выражен верхний квазиоднородный слой (ВКС), особенно в прогностическом расчёте (рис. 1, а). Положение по глубине постоянного галоклина несколько

выше по данным реанализа за 1971 – 1993 гг. В прогностическом расчете зимой и летом слой постоянного галоклина расположен на большей глубине. Галоклин менее обострен по сравнению с данными второго эксперимента и реанализа за 1971 – 1993 гг. Рис. 1, б свидетельствует о том, что летом глубина ВКС по данным численных экспериментов равна ~10 м. Обострение постоянного галоклина максимально по результатам реанализа за 1971 – 1993 гг. Отметим, что профили солёности зимой и летом по данным второго численного эксперимента и реанализа за 1971 – 1993 гг. качественно близки между собой.

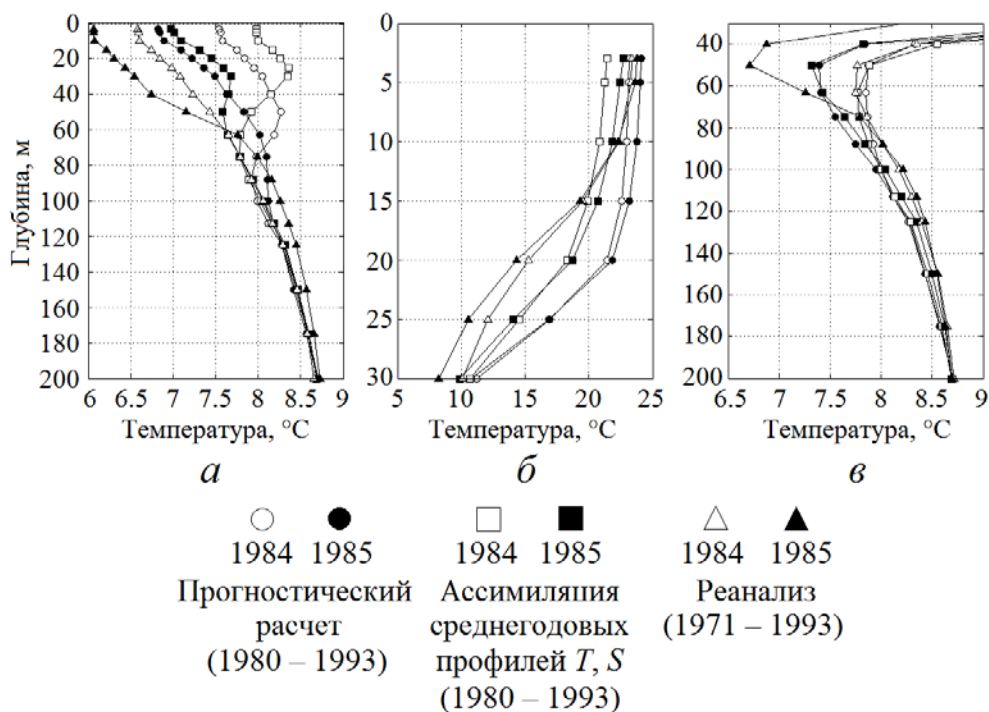


Р и с. 1. Профили солёности 15 февраля (а) и 15 августа (б) в 1984 и 1985 гг.

Показательными являются восстановленные для 1984 и 1985 гг. профили температуры зимой (рис. 2, а) и летом (рис. 2, б, в). Зимой в слое 0 – 50 м температура воды по данным реанализа за период 1980 – 1993 гг. существенно выше, чем в реанализе за 1971 – 1993 гг. (рис. 2, а). Таким образом, ассимиляция в модели среднегодовых профилей невозмущенной температуры завышает температуру верхнего слоя моря. Профили температуры, полученные по данным прогностического расчета, расположены ближе к профилям по данным реанализа за 1971 – 1993 гг. В холодную зиму 1985 г., в отличие от теплой зимы 1984 г., температура в слое 0 – 50 м меньше 8°С во всех трех рассматриваемых случаях.

В августе в те же годы сезонный термоклин наиболее ярко выражен по данным реанализа за 1971 – 1993 гг. (рис. 2, б). Ассимиляция в модели среднегодовых профилей невозмущенной температуры приводит к заниже-

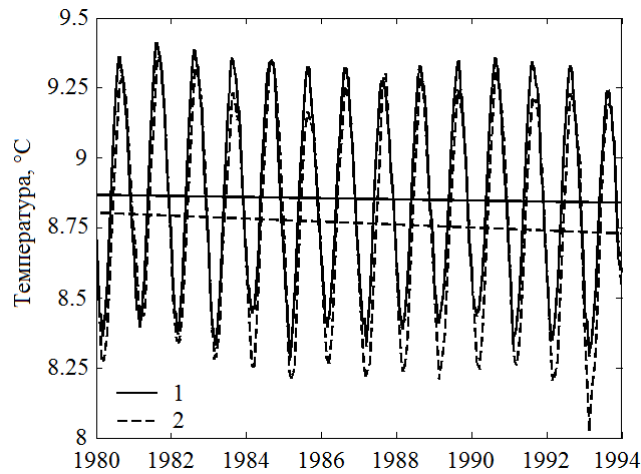
нию глубины ВКС летом. На рис. 2, в видно, что значения температуры воды в холодном промежуточном слое (ХПС), восстановленные во втором эксперименте, ближе к таковым по данным реанализа за 1971 – 1993 гг. Распределение профилей температуры по годам (рис. 2, в) подтверждает зависимость характеристик ХПС от зимних термических условий в соответствии с работами [24 – 26].



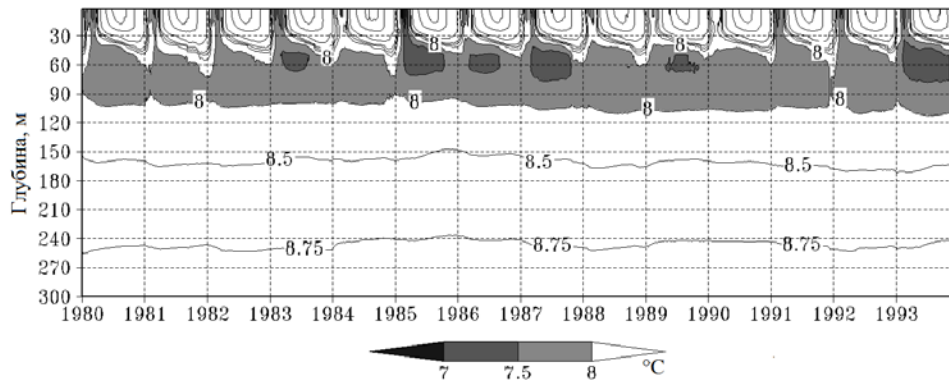
Р и с. 2. Профили температуры 15 февраля (а) и 15 августа (б, в) в 1984 и 1985 гг.

Поведение со временем средней в слое 0 – 300 м температуры подтверждает, что она выше по данным реанализа с коррекцией модельных значений температуры (рис. 3). Важно отметить, что тенденции изменчивости средней в слое температуры в обоих реанализах качественно совпадают. Линейные тренды являются отрицательными (рис. 3). Характеристики трендов следующие: $-5,51E-6$ °C/сут в реанализе за 1980 – 1993 гг. и $-1,47E-5$ °C/сут в реанализе крупномасштабных полей моря за 1971 – 1993 гг.

Диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0 – 300 м (рис. 4) подтверждает завышение температуры в слое 0 – 40 м в осенне-зимний период (см. рис. 7 из статьи [16]). На ней также четко видна межгодовая изменчивость. Выделяются аномально теплая (1981 г.), теплая (1984 г.), нормальные (1987, 1989, 1991 гг.) и холодные (1985, 1992, 1993 гг.) зимы [24, 26]. На основе полученных результатов можно сделать вывод о том, что при выполнении реанализа по предложенной методике необходим учет сезонной изменчивости ассимилируемых в модели профилей температуры.

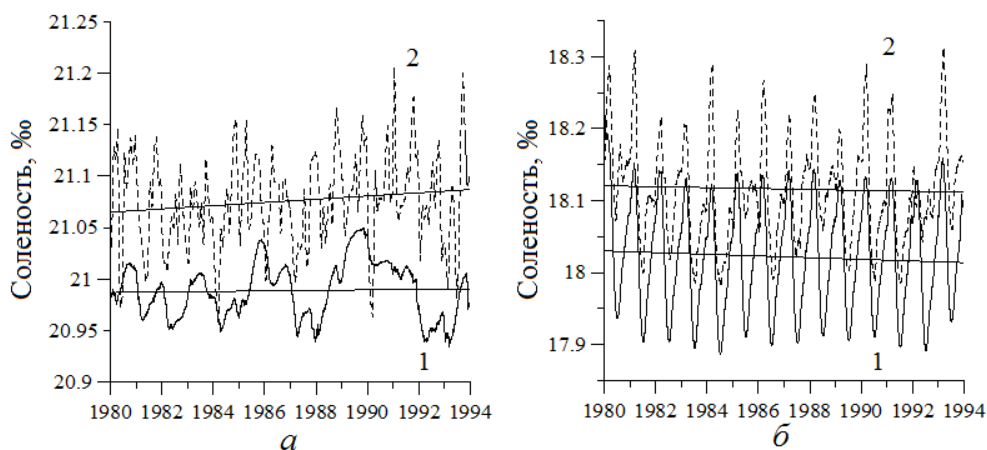


Р и с. 3. Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 0 – 300 м температуры: кривая 1 – по данным реанализа за 1980 – 1993 гг. с ассимиляцией среднегодовых профилей температуры и солёности; кривая 2 – по данным реанализа крупномасштабных гидрофизических полей за 1971 – 1993 гг. [1] (прямые линии здесь и далее – линейные тренды)



Р и с. 4. Диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры в слое 0 – 300 м по данным реанализа за 1980 – 1993 гг.

Анализ тенденций сезонной и межгодовой изменчивости средней в слое 100 – 250 м солёности выявил следующее. Линейные тренды по данным обоих реанализов качественно одинаковы (положительные) (рис. 5, а). По реанализу за 1980 – 1993 гг. увеличение средней солёности равно $7,25E-7$ ‰/сут (кривая 1, рис. 5, а), по результатам реанализа за 1971 – 1993 гг. характеристика тренда равна $4,27E-6$ ‰/сут (кривая 2, рис. 5, а). В верхнем слое 0 – 40 м отрицательные линейные тренды по данным обоих реанализов качественно соответствуют друг другу (рис. 5, б). В расчете с коррекцией солёности характеристика тренда равна $-3,19E-6$ ‰/сут (кривая 1, рис. 5, б), в реанализе крупномасштабных полей уменьшение солёности равно $-1,73E-6$ ‰/сут (кривая 2, рис. 5, б). Тем самым по данным реанализа за 1980 – 1993 гг. подтверждается распределение вод верхнего слоя моря.

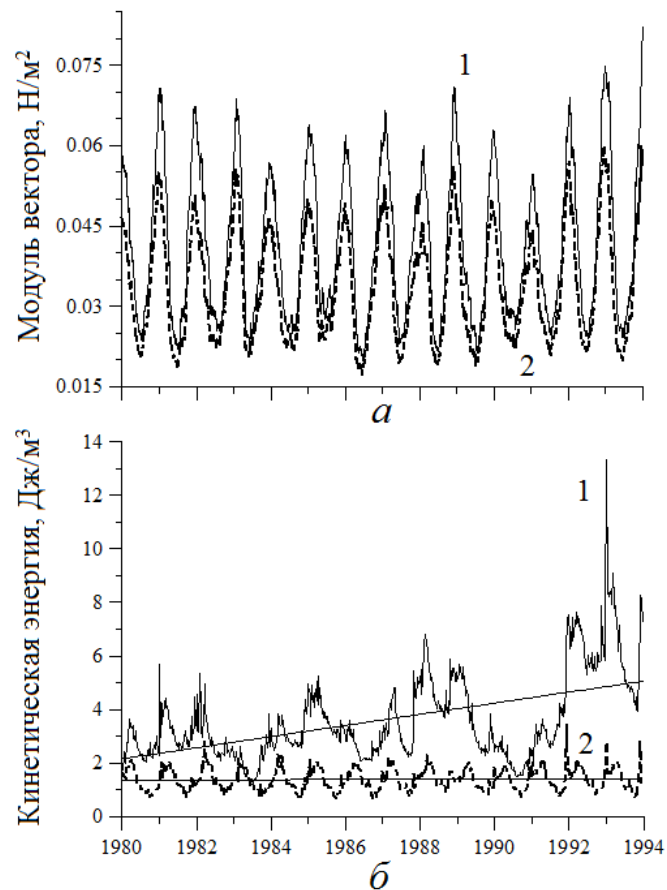


Р и с. 5. Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слоях 100 – 250 м (*а*) и 0 – 40 м (*б*) солености: кривая 1 – по данным реанализа за 1980 – 1993 гг. с ассимиляцией среднегодовых профилей температуры и солености; кривая 2 – по данным реанализа крупномасштабных гидрофизических полей за 1971 – 1993 гг.

Пониженные значения средней по слоям солености в реанализе за 1980 – 1993 гг. объясняются ассимилируемыми в модели профилями среднегодовых значений солености «нулевой» градации, заниженных по сравнению со значениями солености отрицательных градаций среднегодового уровня моря. Необходимы дальнейшие исследования, направленные на выбор оптимальных профилей невозмущенной солености.

На приведенном на рис. 6, *б* графике (кривая 1) четко прослеживается сезонная изменчивость КЭ в течение года: летом и осенью она меньше, чем зимой. Наибольшая интенсивность циркуляции вод в слое 0 – 300 м наблюдается в феврале – марте, наименьшая — в сентябре – октябре. Особенности сезонной и межгодовой изменчивости среднего по поверхности моря модуля вектора касательного напряжения трения ветра (кривая 1, рис. 6, *а*) обуславливают сезонную и межгодовую изменчивость величин средней по горизонтам КЭ. На рис. 6, *б* видно, что повышенные значения средней в слое 0 – 300 м КЭ наблюдаются в 1988, 1992 и 1993 гг. Подчеркнем, что существенный ее рост виден в 1992 и 1993 гг. Межгодовая изменчивость средней в слое 0 – 300 м КЭ характеризуется хорошо выраженным положительным линейным трендом.

Сезонная и межгодовая изменчивость средней в слое 0 – 300 м КЭ (кривая 2, рис. 6, *б*) заметно отличается от полученной нами. Она характеризуется, во-первых, весьма слабым положительным линейным трендом и, во-вторых, меньшей интенсивностью циркуляции вод. Причина этого состоит в том, что при выполнении реанализа крупномасштабных гидрофизических полей [16] использовались поля из реанализа ERA-40, в котором компоненты вектора касательного напряжения трения ветра оказались заниженными (кривая 2, рис. 6, *а*). Данные по атмосферным параметрам реанализа ERA-Interim в этом отношении являются более предпочтительными.

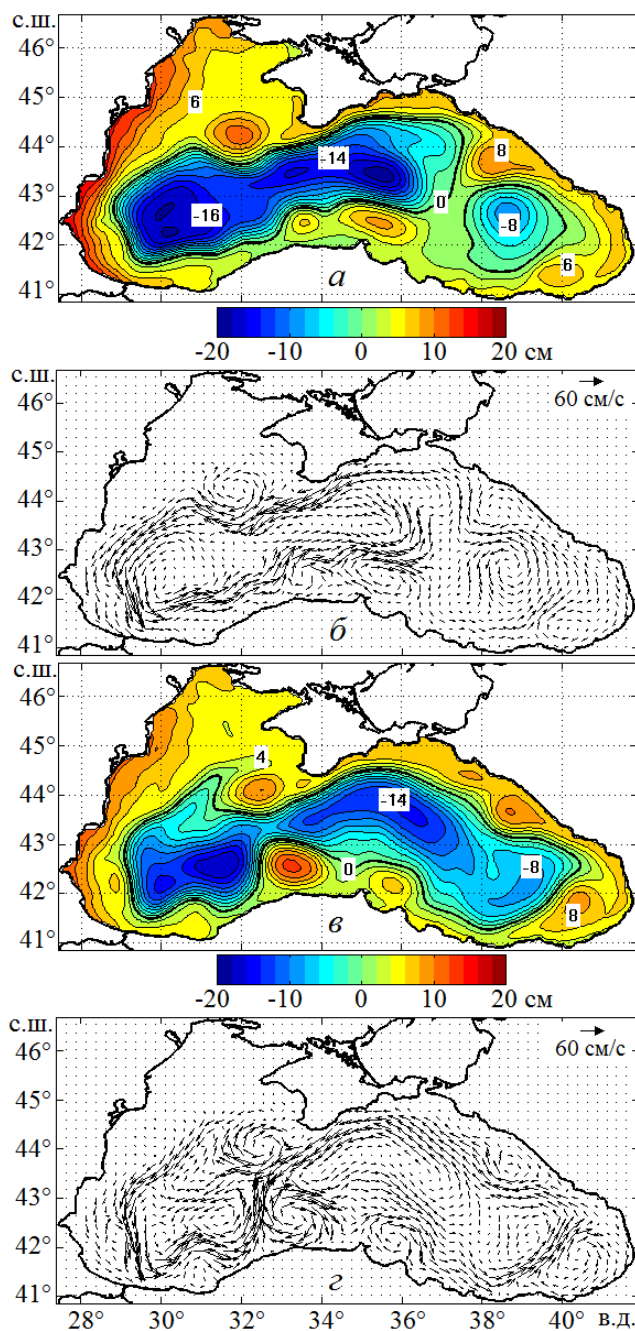


Р и с. 6. Сезонная и межгодовая изменчивость: *а* – модуля вектора касательного напряжения трения ветра (кривая 1 – по данным *ERA-Interim*, кривая 2 – по данным *ERA-40*); *б* – средней в слое 0 – 300 м кинетической энергии (кривая 1 – по данным реанализа за 1980 – 1993 гг. с ассимиляцией среднегодовых профилей температуры и солёности, кривая 2 – по данным реанализа крупномасштабных гидрофизических полей за 1971 – 1993 гг.)

Проведем анализ воспроизводимости вихреразрешающей моделью наблюдаемых синоптических вихреобразований. Основное внимание обратим на вихри, формирующиеся как справа от ОЧТ, так и в восточном и западном циклонических круговоротах. Для анализа используем данные восстановления гидрофизических полей в отмеченных выше трех численных экспериментах в нормальном (1987) и холодном (1993) годах по шкале зимних термических условий [26].

Топография уровня моря 25 апреля 1987 г. в прогностическом расчете отличается от полученной в численном эксперименте с коррекцией модельных профилей соответствующими среднегодовыми профилями невозмущенных температуры и солёности (рис. 7, *а*, *в*). В прогностическом расчете (рис. 7, *а*) вследствие взаимодействия двух антициклонических вихрей – Синопского и Кавказского – возникают два циклонических круговорота. Центральнo-западный циклонический круговорот включает в себя два циклониче-

ческих вихря. Присутствуют также Батумский и Севастопольский антициклоны. Перепад уровня моря в прогностическом расчете составляет 35 см.



Р и с. 7. Топография уровня моря (см) и течения (см/с) на глубине 50 м, восстановленные на 25.04.1987 г. в прогностическом расчете (*a*, *б*) и с ассимиляцией в модели среднегодовых профилей температуры и солёности (*в*, *г*)

На рис. 7, в, построенном по результатам реанализа, видно, что на указанную дату охватывающий все море циклонический круговорот состоит из интенсивных западного и восточного циклонических круговоротов и юго-восточного циклонического вихря меньшей интенсивности. Справа от ОЧТ наблюдается большее количество синоптических антициклонических вихрей: Босфорский, Сакарьякский, Синопский, Кизилирмакский, Батумский, два Кавказских и Севастопольский. Перепад уровня в этом расчете составляет 31 см, однако синоптическая изменчивость гидрофизических полей Черного моря справа от ОЧТ более выражена в сравнении с прогностическим расчетом.

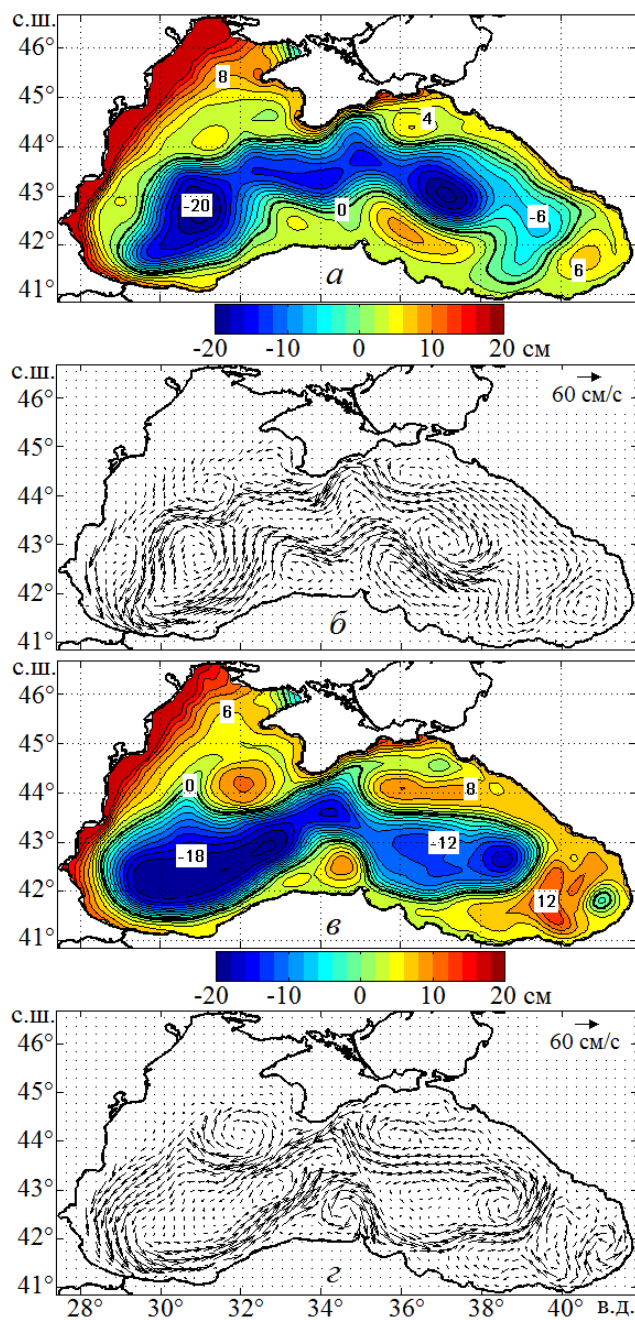
Вихреобразования, проявляющиеся в поле уровня, четко прослеживаются на картах течений (рис. 7, б, з). Течения на глубине 50 м в центрально-западном циклоническом круговороте прогностического расчета более интенсивны, чем в ОЧТ по данным реанализа за 1980 – 1993 гг. Максимальные значения модуля вектора скорости течений равны 53,9 и 48,5 см/с соответственно. В то же время интенсивность течений в большинстве антициклонов справа от ОЧТ на рис. 7, з выше, чем в антициклонах на рис. 7, б.

Топография уровня моря, восстановленная на 05.05.1993 г. (рис. 8), показывает, что ОЧТ, восточный и западный циклонические круговороты и синоптическая изменчивость справа от ОЧТ ярко выражены как по данным первого, так и второго численных экспериментов. Однако количество вихрей больше и интенсивность антициклонической циркуляции выше в реанализе с коррекцией модельных значений температуры и солёности их среднегодовыми профилями. Перепад уровня составляет 46 см в прогностическом расчете и 53 см – в реанализе. Обращает на себя внимание полученный в этом реанализе циклон, находящийся на периферии Батумского антициклона в юго-восточном районе Черного моря. Отметим, что Синопский, Батумский, Кавказский и Севастопольский антициклоны, воспроизводимые в обоих экспериментах, образуются в различные моменты времени.

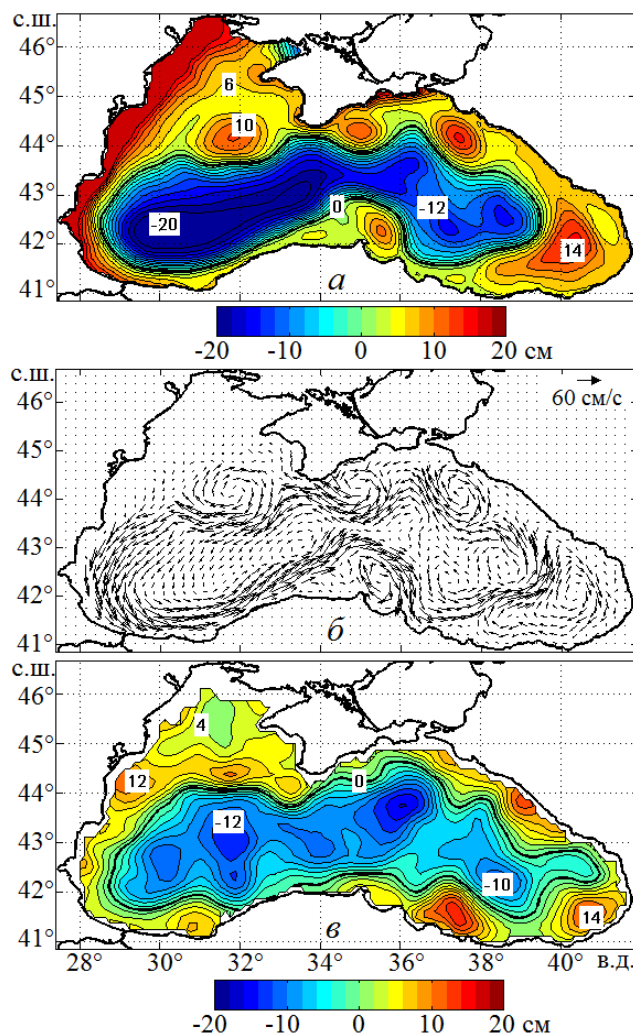
Интенсивность ОЧТ, восстановленная в реанализе, выше, чем в прогностическом расчете (рис. 8, б, з). Максимальные значения модуля вектора скорости течений, полученные в этих численных экспериментах, равны 51,2 и 45,1 см/с соответственно. Интенсивность циркуляции в антициклонических структурах справа от ОЧТ выше на карте рис. 8, з, чем на карте рис. 8, б.

Ценной информацией для качественной и количественной оценки восстановленных в численных экспериментах полей уровня моря являются карты динамического уровня, построенные по данным альтиметрии. Отметим, что поля альтиметрического динамического уровня Черного моря впервые были получены в работе [27]. В данной работе для построения таких полей использовался региональный массив аномалий уровня Черного моря AVISO (*Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques*) для периода с октября 1992 г. по 2011 г. (<http://www.aviso.oceanobs.com/>). Эти данные были получены по комбинированным измерениям вдольтрековых аномалий уровня с нескольких спутников с помощью методов, предложенных в статьях [28, 29]. Пространственное разрешение карт аномалий уровня составляет $1/8^\circ$ (~12,5 км), что в два раза выше, чем для глобального массива данных ($1/4^\circ$). Временное разрешение составляет 7 дней (*delayed-time product*). Поля альтиметрического динамическо-

го уровня моря получены посредством суммирования значений аномалий уровня со значениями среднегодового климатического уровня, восстановленного по модели с ассимиляцией климатических значений температуры и солености [30].



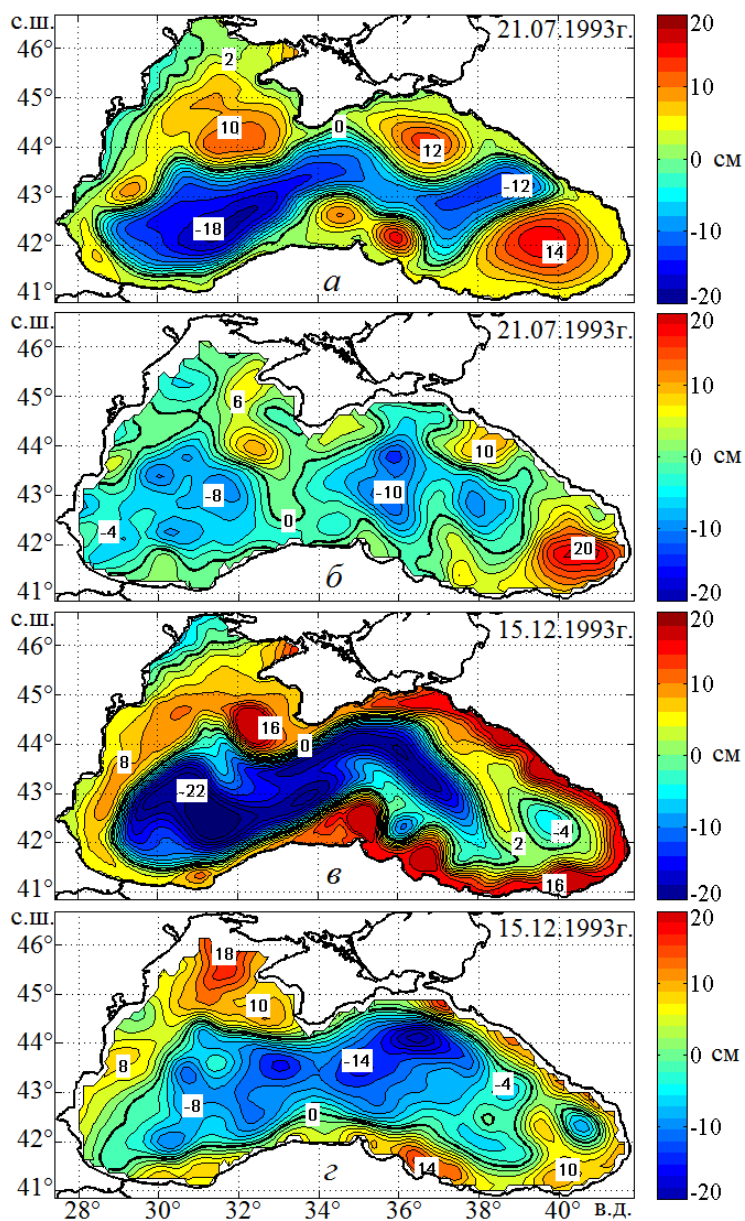
Р и с. 8. Топография уровня моря (см) и течения (см/с) на глубине 50 м, восстановленные на 05.05.1993 г. в прогностическом расчете (а, б) и с ассимиляцией в модели среднегодовых профилей температуры и солености (в, г)



Р и с. 9. Топография уровня моря (см) (*а*) и течения (см/с) на глубине 50 м (*б*), восстановленные на 05.05.1993 г. в реанализе за 1980 – 1993 гг. с увеличением компонентов вектора касательного напряжения трения ветра в 1,5 раза в 1993 г., а также динамический уровень моря (см) на 05.05.1993 г. по данным альтиметрических измерений (*в*)

Сопоставление полученной в реанализе карты рельефа свободной поверхности на 05.05.1993 г. (рис. 8, *в*) с картой альтиметрического динамического уровня (рис. 9, *в*) свидетельствует о невысокой корреляции между ними. Анализ полей уровня и течений, восстановленных в расчете с увеличенными в 1,5 раза компонентами вектора тангенциального напряжения трения ветра (рис. 9, *а*, *б*), показал следующее. Интенсивность ОЧТ, а также циркуляции в антициклонах справа от него оказались заметно выше, чем без увеличения компонентов вектора (рис. 8, *в*, *г*). Перепад уровня равен 55 см. Количество антициклонов увеличилось. Структуры полей альтиметрического уровня и уровня, воспроизведенного в реанализе, близки между собой (рис. 9, *а*, *в*). Между антициклоническими вихрями наблюдается расхождение

по их расположению. Интенсивность поверхностных геострофических течений градиентной природы в некоторых антициклонах альтиметрического уровня выше, чем интенсивность аналогичной циркуляции в антициклонах уровня, восстановленного в модели (рис. 9, а, в).



Р и с. 10. Топография уровня моря (см), восстановленного в реанализе за 1980 – 1993 гг. с увеличением компонентов вектора касательного напряжения трения ветра в 1,5 раза в 1993 г. (а, в), и альтиметрический динамический уровень моря (см) (б, г)

Как показывает анализ, синоптическая изменчивость гидрофизических полей ярко проявляется тогда, когда интенсифицируется ОЧТ. К лету ОЧТ имеет тенденцию к разрушению (рис. 10, *а, б*). Видно, что интенсивные синоптические вихри справа от ОЧТ, восстановленные в модели, присутствуют также в поле альтиметрического динамического уровня (рис. 10, *а, б*). Понижение уровня в северо-западной области моря коррелирует с таковым на карте альтиметрического уровня. Различие состоит в том, что ОЧТ, восстановленное в модели, не разрушилось. Интенсивность течений в Батумском антициклоне существенно выше по альтиметрическим данным. По этим данным наблюдается много мезомасштабных вихревых структур в западном и восточном циклонических круговоротах (рис. 10, *б*).

Общие структуры в полях восстановленного в модели и альтиметрического уровней моря наблюдаются в зимний период (рис. 10, *в, г*). Весьма близки структуры полей в юго-восточной области. ОЧТ ярко выражено в обоих случаях. Севастопольский антициклон на карте альтиметрического уровня выражен слабо.

Выводы

Основные результаты численных экспериментов состоят в следующем. Синоптическая изменчивость гидрофизических полей Черного моря восстановлена в реанализе за 1980 – 1993 гг., который выполнен с использованием вихреразрешающей модели МГИ НАН Украины, атмосферных полей из реанализа *ERA-Interim* с пространственным разрешением $0,75^\circ$ и с ассимиляцией среднегодовых профилей невозмущенных температуры и солёности.

В слое 0 – 300 м четко проявляется межгодовая изменчивость средней по горизонтам температуры. Тенденции изменчивости средней в слое 0 – 300 м температуры качественно совпадают с таковыми по результатам реанализа за 1971 – 1993 гг., наиболее обеспеченные данными наблюдений.

Линейные тренды средней солёности в слое 100 – 250 м по данным реанализа с ассимиляцией среднегодовых профилей и реанализа за 1971 – 1993 гг. положительны и качественно одинаковы. Данные реанализа за 1980 – 1993 гг. подтверждают распределение вод верхнего слоя моря.

Синоптическая изменчивость гидрофизических полей ярко выражена тогда, когда интенсифицируется ОЧТ. Летом и осенью ОЧТ имеет тенденцию к разрушению.

Структуры полей альтиметрического уровня и уровня моря, воспроизведенного в реанализе за 1980 – 1993 гг., близки между собой, однако положения синоптических вихрей справа от ОЧТ не совпадают. В период разрушения ОЧТ поверхностная геострофическая циркуляция вод моря, полученная

по альтиметрическим данным, и циркуляция, восстановленная в реанализе, различаются между собой в наибольшей степени.

При воспроизведении синоптической изменчивости гидрофизических полей по предложенной методике необходимо учитывать сезонную изменчивость ассимилируемых в модели профилей невозмущенных температуры и солёности.

Авторы выражают благодарность С.Г. Демьшеву за консультации по вопросам модификации численной модели, А.А. Кубрякову, любезно предоставившему картированные аномалии уровня Черного моря, а также В.Л. Дорофееву, предложившему соотношение для коррекции модельных температуры и солёности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кныш В.В., Кортаев Г.К., Моисеенко В.А. и др.* Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2011. – 47, № 3. – С. 433 – 446.
2. *Полонский А.Б., Ловенкова Е.А.* Тренд температуры и солёности деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины // Там же. – 2004. – 40, № 6. – С. 832 – 841.
3. *Белокопытов В.Н., Шокурова И.Г.* Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солёности в Черном море в период 1951 – 1995 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2005. – Вып. 12. – С. 12 – 21.
4. *Oguz T., Dippner J.W., Kaymaz Z.* Climatic regulation of the Black Sea hydrometeorological and properties at interannual-to decadal time scales // J. Mar. Syst. – 2006. – 60, № 3 – 4. – P. 235 – 254.
5. *Полонский А.Б., Шокурова И.Г., Белокопытов В.Н.* Десятилетняя изменчивость температуры и солёности в Черном море // Морской гидрофизический журнал. – 2013. – № 6. – С. 27 – 40.
6. *Полонский А.Б., Шокурова И.Г.* Декадная изменчивость характеристик пикноклина и геострофической циркуляции вод Черного моря в зимний период // Метеорология и гидрология. – 2009. – № 4. – С. 75 – 92.
7. *Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н.* Оценка качества массива данных гидрологических измерений, подготовленного для решения задачи реанализа состояния Черного моря за период 1985 – 1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – Вып. 16. – С. 184 – 189.
8. *Oguz T., Besiktepe S.* Observations on the Rim Current structure, CIW formation and transport in the western Black Sea // Deep-Sea Res. Part I. – 1999. – 46, № 10. – P. 1733 – 1753.
9. *Sokolova E., Stanev E.V., Yakubenko V. et al.* Synoptic variability in the Black Sea. Analysis of hydrographic survey and altimeter data // J. Mar. Syst. – 2001. – 31, № 1 – 3. – P. 45 – 63.
10. *Staneva J.V., Dietrich D.E., Stanev E.V. et al.* Rim current and coastal eddy mechanisms in an eddy-resolving Black Sea general circulation model // Ibid. – 2001. – 31, № 1 – 3. – P. 137 – 157.

11. *Zatsepin A.G., Ginzburg A.I., Kostianoy A.G. et al.* Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing // *J. Geophys. Res.* – 2003. – 108, № C8. – P. 3246 – 3272.
12. *Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др.* Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейфтерным данным // *Океанология.* – 2004. – 44, № 1. – С. 34 – 48.
13. *Enriquez C.E., Shapiro G.I., Souza A.J. et al.* Hydrodynamic modeling of mesoscale eddies in the Black Sea // *Ocean Dyn.* – 2005. – 55. – P. 476 – 489.
14. *Джиганишин Г.Ф., Полонский А.Б., Толстошеев А.П.* Исследование синоптических и инерционных движений в поле Основного Черноморского течения по данным дрейфтерных измерений // *Морской гидрофизический журнал.* – 2013. – № 2. – С. 3 – 25.
15. *Мизюк А.И., Кныш В.В., Коротаев Г.К.* Методика восстановления гидрофизических полей Черного моря в период 2007 – 2008 гг. на основе ассимиляции в модели данных измерений буев-профиломеров // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2011. – Вып. 24. – С. 38 – 55.
16. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Мизюк А.И. и др.* Усвоение гидрологических наблюдений для расчета течений в морях и океанах // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2012. – 48, № 1. – С. 67 – 85.
17. *Paulson C.A., Simpson J.J.* Irradiance measurements in the upper ocean // *J. Phys. Oceanogr.* – 1977. – 7, № 6. – P. 952 – 956.
18. *Pacanowski R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *Ibid.* – 1981. – 11, № 11. – P. 1443 – 1451.
19. *Arakawa A.* Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow // *J. Comput. Phys.* – 1966. – № 1. – P. 119 – 143.
20. *Matsuno T.* Numerical integrations of the primitive equations by a simulated backward difference method // *J. Meteor. Soc. Japan. Ser. 2.* – 1966. – 44, № 1. – P. 76 – 84.
21. *Демьшев С.Г.* Численная модель оперативного прогноза течений в Черном море // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2012. – 48, № 1. – С. 137 – 149.
22. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. IV. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия.* – СПб.: Гидрометеоиздат, 1991. – 429 с.
23. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демьшев С.Г. и др.* Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солености и их ассимиляции в модели // *Морской гидрофизический журнал.* – 2005. – № 3. – С. 11 – 30.
24. *Титов В.Б.* Формирование зимней гидрологической структуры Черного моря в зависимости от суровости зим // *Океанология.* – 2000. – 40, № 6. – С. 826 – 832.
25. *Титов В.Б.* Об оценке температурного режима атмосферы, формирующего гидрологическую структуру Черного моря // *Метеорология и гидрология.* – 2000. – № 10. – С. 78 – 84.
26. *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.
27. *Коротаев Г.К., Саенко О.А., Коблински Ч. Дж. и др.* Оценка точности, методика и некоторые результаты усвоения альтиметрических данных *TOPEX/POSEIDON* в модели общей циркуляции Черного моря // *Исследование Земли из космоса.* – 1998. – № 3. – С. 3 – 17.

28. *Le Traon P.-Y., Dibarboure G., Ducet N.* Use of a high-resolution model to analyze the mapping capabilities of multiple-altimeter missions // *J. Atmos. Ocean. Technol.* – 2001. – № 18. – P. 1277 – 1288.
29. *Pascual A., Faugère Y., Larnicol G. et al.* Improved description of the ocean mesoscale variability by combining four satellite altimeters // *Geophys. Res. Lett.* – 2006. – № 33. – L02611. – P. 1 – 16.
30. *Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В. и др.* Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ -координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солёности // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – Вып. 16. – С. 243 – 265.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь
E-mail: vaknysh@yandex.ru

Материал поступил
в редакцию 29.01.14
После доработки 03.03.14

АНОТАЦІЯ Синоптична мінливість гідрофізичних полів Чорного моря відтворена за результатами реаналізу, виконаного за період 1980 – 1993 рр. за допомогою вихоророзділювальної моделі МГІ НАН України з використанням атмосферних полів з реаналізу *ERA-Interim* і з ассимиляцією в моделі спеціально підготовлених середньорічних профілів незбурених температури та солоності. Діаграми міжрічної і сезонної мінливості середньої за горизонтами температури підтверджують залежність характеристик холодного проміжного шару моря від зимових термічних умов. Отримано, що тенденції мінливості середніх за шарами температури (0 – 300 м) та солоності (100 – 250 м) з реаналізу з вихоророздільністю та реаналізу великомасштабних гідрофізичних полів за період 1971 – 1993 рр., найбільш забезпечений даними вимірювань, якісно співпадають. Виявлена при реаналізі синоптична мінливість в 1980 – 1993 рр. характеризується наявністю відомих антициклонічних вихорів праворуч від Основної Чорноморської течії та інтенсивних циклонічних кругообігів. Синоптичні вихрові структури присутні в полях розрахованого та альтиметричного рівнів моря, але відрізняються за розташуванням.

Ключові слова: реаналіз *ERA-Interim*, профілі незбурених температури та солоності, прогностичний розрахунок, ассимиляція профілів, синоптичні вихори, порівняння з даними альтиметрії.

ABSTRACT Mesoscale variability of the Black Sea hydrophysical fields is reproduced based on the results of reanalysis for 1980 – 1993 carried out by the eddy-resolving model of MHI NAS of Ukraine. The model is run using the atmospheric fields from *ERA-Interim* reanalysis and assimilation of specially prepared annual-average profiles of undisturbed temperature and salinity. Diagrams of inter-annual and seasonal variability of average over horizons temperature confirm dependence of cold intermediate layer characteristics on winter thermal conditions. It is found that variability trends of average over layers temperature (0 – 300 m) and salinity (100 – 250 m) derived from the eddy-resolving reanalysis and those obtained from reanalysis of large-scale hydrophysical fields for 1971 – 1993 (mostly provided with measurements) are in qualitative agreement. Mesoscale variability revealed in reanalysis for 1980 – 1993 is characterized by presence of known anticyclone eddies to the right of the Rim current and intense cyclonic gyres. Mesoscale vortex structures are present both in the simulated sea levels and the altimetry ones, but they differ in location.

Keywords: *ERA-Interim* reanalysis, profiles of undisturbed temperature and salinity, prognostic calculation, assimilation of profiles, mesoscale eddies, comparison with altimetry data.