

А.И. Мизюк

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь*

**РЕАНАЛИЗ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ НА БАЗЕ  
АССИМИЛЯЦИИ В  $\sigma$ -КООРДИНАТНОЙ МОДЕЛИ ЕЖЕМЕСЯЧНЫХ  
МАССИВОВ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ И СОЛЕННОСТИ  
ДЛЯ ПЕРИОДА 1971 – 1993 гг. ПОСРЕДСТВОМ АЛГОРИТМА  
АДАПТИВНОЙ СТАТИСТИКИ**

При решении задачи реанализа гидрофизических полей Черного моря в период 1971 – 1993 гг. для ассимиляции данных гидрологических съемок по температуре и солёности в  $\sigma$ -координатной модели впервые использован алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза. В зимний период наблюдается корреляция между полями коэффициента вертикального турбулентного обмена и дисперсий ошибок прогноза. Среднегодовые профили вертикальной скорости в глубоководной области Черного моря ( $1050 < H < 2000$  м) количественно восстанавливаются лучше. Сопоставление междесятилетних (со сдвигом 1 год) изменений средних по горизонталю значений температуры и солёности с кривыми междесятилетней изменчивости средней температуры и солёности на тех же горизонтах показало довольно хорошее качественное и количественное соответствие.

**Введение.** Процедура восстановления гидрофизических полей моря на основе архивных натуральных данных измерений и численных гидродинамических моделей циркуляции (ретроспективный анализ) является весьма актуальной задачей. Результаты, полученные при решении такой задачи, могут быть использованы для изучения долговременной изменчивости реконструированных термохалинных и динамических характеристик, а затем для настройки численных моделей экосистемы моря. До недавнего времени такие задачи для бассейна Черного моря не решались. Изменчивость гидрофизических полей моря изучалась для отдельных временных периодов с использованием натуральных данных измерений, полученных в период с 20-х годов прошлого века до настоящего времени, например в [1 – 5]. Анализ тенденций в поведении со временем гидрофизических параметров во многих работах проводился для отдельных областей моря и не может быть основой для выводов о трендах в изменчивости этих параметров на всей акватории.

Задача реанализа гидрофизических полей Черного моря представляется весьма сложной из-за нерегулярности по пространству и времени данных гидрологических измерений, проводившихся до конца 1950-х годов. Гидрологические съемки всей или части акватории моря с измерениями температуры и солёности морской воды проводились лишь в период с 1957 по 1994 гг. Эти данные могут быть использованы при проведении ретроспективного анализа гидрофизических полей в определенные периоды времени. Так, например, в работе [6] приведены результаты реанализа за наиболее обеспе-

ченный данными измерений по месяцам года период 1985 –1994 гг., который позднее был расширен с 1971 по 1993 гг. [7]. Реконструкция гидрофизических полей моря в обеих работах проводилась на базе упрощенного алгоритма ассимиляции ежемесячных массивов температуры и солёности в  $\sigma$ -координатной модели морской динамики.

В то же время, реализованный в региональной модели *РОМ* алгоритм адаптивной статистики для ассимиляции данных по климатической температуре и солёности, как было показано в [8], позволил несколько улучшить качество воспроизводимых климатических гидрофизических полей. Суть алгоритма заключалась в решении уравнений эволюции дисперсий ошибок оценок температуры и солёности совместно с системой гидротермодинамических уравнений модели и дальнейшей коррекции весового множителя ассимиляционных источников в правых частях уравнений переноса-диффузии тепла и солей. Поля дисперсий ошибок прогноза позволяют судить о качестве восстанавливаемых гидрофизических полей.

Важным индикатором качества восстанавливаемых при реанализе гидрофизических полей моря является вертикальная скорость. Она представляет собою один из основных механизмов переноса импульса, тепла и солей от поверхности в глубь моря и тем самым оказывает существенное влияние на формирование всех полей гидрофизических параметров. С другой стороны, уточнение расчетов вертикальной скорости в различных районах моря (прибрежные апвеллинги и даунвеллинги, подъем вод в циклонических круговоротах, особенности вертикальных движений на западном и восточном материковых склонах, в центральной части) необходимо для решения практических задач. Такими являются изучение особенностей формирования гидрохимических полей, выделение и исследование зон первичной продукции, изучение распространения различных загрязнений и др. В работе [9] было показано, что при восстановлении климатических полей Черного моря посредством периодической ассимиляции климатических данных в модели структура полей и экстремальные значения вертикальной скорости течений воспроизводятся лучше, поскольку роль модели возрастает и взаимное согласование гидрофизических полей эффективнее. Аналогичным эффектом обладает алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза, использованный в  $z$ -координатной модели [10]. Попытки провести подобный анализ полей вертикальной скорости, реконструированных в реанализе на базе  $\sigma$ -координатной модели, ранее не предпринимались.

В настоящей работе был выполнен реанализ гидрофизических полей моря за период 1971 – 1993 гг. с ассимиляцией данных гидрологических съёмок по температуре и солёности посредством алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза на основе  $\sigma$ -координатной модели, адаптированной к бассейну Черного моря. Представлены результаты изучения сезонной и межгодовой изменчивости полей температуры, солёности и горизонтальных течений. Проведен сравнительный анализ сезонной и межгодовой изменчивости характеристик гидрофизических параметров с аналогичными характеристиками реанализа, выполненного посредством упрощенного алгоритма ассимиляции гидрологических данных в модели. Приведе-

ны результаты расчетов и сравнительный анализ среднегодовых профилей вертикальной скорости течений в глубоководной части Черного моря ( $1\,050\text{ м} \leq H \leq 2\,000\text{ м}$ ), реконструированных по результатам реанализа двумя различными алгоритмами ассимиляции данных наблюдений.

**Модель циркуляции и процедура усвоения данных в модели.** Реанализ гидрофизических полей Черного моря был проведен на базе региональной модели, описанной в [11] и основанной на известной модели *РОМ* [12]. Отметим лишь ряд ее особенностей. В модели используется  $\sigma$ -координата, которая получается преобразованием направленной вверх координаты  $z$  по формуле

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}, \quad (1)$$

где  $\eta(x, y, t)$  – свободная поверхность моря,  $H(x, y)$  – рельеф морского дна,  $x, y$  – горизонтальные декартовы координаты, направленные на восток и север соответственно,  $t$  – время.

Для параметризации коэффициентов вертикальной турбулентной вязкости и диффузии используется модель турбулентности Рота-Колмогорова с уровнем замыкания 2.5, обобщенная Меллором и Ямадой на случай стратифицированного потока [13]. Уравнения и соотношения  $\sigma$ -координатной модели, а так же вид упрощенных ассимиляционных источников дан в [14]. Приведем здесь лишь уравнения переноса-диффузии тепла и солей с реализацией процедуры усвоения данных измерений посредством алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза. Они имеют вид:

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TuD}{\partial x} + \frac{\partial TvD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T + DQ_T; \quad (2)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SuD}{\partial x} + \frac{\partial SvD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_S + DQ_S, \quad (3)$$

где  $T$  – температура,  $S$  – соленость;  $u, v$  – компоненты скорости течений вдоль осей  $x, y$ ;  $\omega$  – скорость нормальная к  $\sigma$ -поверхности;  $D = H + \eta$ ;  $K_H$  – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии;

$$F_\phi \equiv \frac{\partial}{\partial x}(Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hq_y), \quad q_x \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial x}, \quad q_y \equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial y},$$

функция  $\phi$  представляет  $T, S$ ;  $Q_T, Q_S$ , – функции мощности ассимиляционных источников, вид которых определяется формулами:

$$Q_T(\bar{x}, t) = \frac{\sigma_T^2(\bar{x}, t)}{REL \cdot [\sigma_T^2(\bar{x}, t) + \sigma_{T_m}^2(\bar{x}, t)]} \left[ T^{obs}(\bar{x}, t) - T(\bar{x}, t) \right], \quad (4)$$

$$Q_S(\bar{x}, t) = \frac{\sigma_S^2(\bar{x}, t)}{REL \cdot [\sigma_S^2(\bar{x}, t) + \sigma_{S_m}^2(\bar{x}, t)]} [S^{obs}(\bar{x}, t) - S(\bar{x}, t)], \quad (5)$$

$REL$  – время релаксации;  $\sigma_T^2(\bar{x}, t)$ ,  $\sigma_S^2(\bar{x}, t)$  – дисперсии ошибок оценок температуры и солёности;  $\sigma_{T_m}^2(\bar{x})$  и  $\sigma_{S_m}^2(\bar{x})$  – дисперсии ошибок оптимальной интерполяции измерений в узлы сеточной области;  $T^{obs}(\bar{x}, t)$  и  $S^{obs}(\bar{x}, t)$  – измеренные значения,  $T(\bar{x}, t)$ ,  $S(\bar{x}, t)$  – модельные значения температуры и солёности;  $\bar{x} = (x, y, \sigma)$ . Уравнения для дисперсий ошибок оценок температуры и солёности в  $\sigma$ -координатах имеют вид:

$$\frac{\partial \sigma_T^2 D}{\partial t} + \frac{\partial \sigma_T^2 u D}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_T^2 v D}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_T^2 \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial \sigma_T^2}{\partial \sigma} \right] + F_{\sigma_T} + \frac{D}{REL} (\sigma_{*T}^2 - \sigma_T^2), \quad (6)$$

$$\frac{\partial \sigma_S^2 D}{\partial t} + \frac{\partial \sigma_S^2 u D}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_S^2 v D}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_S^2 \omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_H}{D} \frac{\partial \sigma_S^2}{\partial \sigma} \right] + F_{\sigma_S} + \frac{D}{REL} (\sigma_{*S}^2 - \sigma_S^2), \quad (7)$$

где  $F_\psi \equiv \frac{\partial}{\partial x}(Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hq_y)$ ,  $q_x \equiv A_H \frac{\partial \psi}{\partial x}$ ,  $q_y \equiv A_H \frac{\partial \psi}{\partial y}$ , функция  $\psi$

представляет  $\sigma_T^2, \sigma_S^2$ ;  $\sigma_{*T}^2, \sigma_{*S}^2$  – некоторые «типичные» дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности. Отметим, что дифференциальные уравнения типа (6), (7), полученные для  $z$  – координатной модели без источников в правых частях, использовались ранее в [15], а с учетом источников – в работе [10].

Дисперсии ошибок оценок температуры и солёности в момент ассимиляции данных корректируются в соответствии с формулами [8]

$$\sigma_T^2(\bar{x}, t_l^+) = \sigma_T^2(\bar{x}, t_l^-) - \frac{\sigma_T^2(\bar{x}, t_l^-) \sigma_T^2(\bar{x}, t_l^-)}{\sigma_T^2(\bar{x}, t_l^-) + \sigma_{T_m}^2(\bar{x})}, \quad (8)$$

$$\sigma_S^2(\bar{x}, t_l^+) = \sigma_S^2(\bar{x}, t_l^-) - \frac{\sigma_S^2(\bar{x}, t_l^-) \sigma_S^2(\bar{x}, t_l^-)}{\sigma_S^2(\bar{x}, t_l^-) + \sigma_{S_m}^2(\bar{x})}, \quad (9)$$

где «-» и «+» означают значения дисперсий до и после коррекции соответственно.

В модели учитывается сток рек в бассейн моря, а также водообмен с Азовским и Мраморным морями через Керченский и Босфорский проливы соответственно [14]. Шаги модельной сетки по горизонтали равнялись 8,1 км вдоль параллели и 6,95 км вдоль меридиана. По вертикали использовалось 26  $\sigma$ -поверхностей. Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена принимались равными:  $A_M = 300 \text{ м}^2/\text{с}$  в уравнениях для импульса,  $A_H = 60 \text{ м}^2/\text{с}$  в уравнениях переноса-диффузии тепла, соли и дисперсий ошибок прогноза. Шаг по времени равнялся: 10 сек – для баротропной моды, 5 мин – для бароклинной моды. Параметр релаксации  $REL=1$  сутки.

В качестве атмосферного воздействия использовались поля скорости ветра, поверхностной температуры, потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, потоков явного и скрытого тепла, осадков ( $P$ ), испарения ( $E$ ), которые входят в массив глобального реанализа *ERA-40* [16]. Этот массив создан в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) с пространственным разрешением  $1,125^\circ \times 1,125^\circ$  и временной дискретностью 6 часов за период 1958 – 2002 гг. Полная схема проведения реанализа и анализ гидрологических съемок представлены в [7].

Для реализации алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза в задаче реанализа необходимы фактические дисперсии ошибок оптимальной интерполяции температуры и солёности, входящие в формулы (4), (5), (8) и (9). Их оценки рассчитывались для каждого месяца на отдельно взятом горизонте как произведение дисперсии самого поля температуры (солёности) на этом горизонте на относительную дисперсию ошибок оптимальной интерполяции температуры (солёности) в точки сетки модели, рассчитываемую в соответствии с [17]. Таким образом, было получено 275 массивов (23 года по 12 месяцев) на 35 горизонтах. Для использования в численных расчетах эти данные были предварительно проинтерполированы на 26  $\sigma$ -поверхностей модели, а затем при численном интегрировании производилась интерполяция на каждый шаг по времени бароклинической моды. «Типичные» дисперсии ошибок прогноза, входящие в уравнения (6), (7), были взяты из работы [8]. При численном решении этих уравнений использовалась схема Смоляркевича [18]. Параметры схемы брались в соответствии с результатами работы [19].

Инструментальные измерения вертикальной скорости течений в Черном море отсутствуют, а имеющаяся информация о ней не многочисленна и основана на косвенных методах. Таким образом, разработка более точных методов восстановления этого параметра и оценка его достоверности – весьма важная задача. Анализ вертикальной скорости, рассчитываемой в  $\sigma$ -координатной модели по данным о скорости нормальной к  $\sigma$ -поверхностям, представляет определенную трудность из-за ошибок, возникающих при интерполяции с  $\sigma$ -поверхностей на  $z$ -горизонты. Поэтому использовалась следующая методика расчета вертикальной скорости течений. Рассчитанные компоненты горизонтальной скорости течений  $u$  и  $v$  были проинтерполированы на 35  $z$ -горизонтов. Затем вертикальная скорость течений рассчитывалась непосредственно интегрированием горизонтальной дивергенции скорости от поверхности до горизонта  $z$ , согласно дискретному уравнению неразрывности в  $\sigma$ -координатах, с граничным условием

$$w_0 = \frac{\partial \eta}{\partial t} + P - E :$$

$$w_z = \int_0^z \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz + \frac{\partial \eta}{\partial t} + P - E , \quad (8)$$

Производные  $\frac{\partial u}{\partial x}$  и  $\frac{\partial v}{\partial y}$  аппроксимировались направленными вперед конечными разностями.

**Сравнительный анализ крупномасштабной циркуляции моря.** При анализе исходными были гидрофизические поля Черного моря, восстановленные в ходе реанализа за период 1971 – 1993 гг. на базе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза с дискретностью 5 суток (вариант 1 реанализа). Поля температуры, солености и скорости течений сопоставлялись с аналогичными, полученными в [7] по упрощенному алгоритму (вариант 2 реанализа).

При решении задачи восстановления климатических полей Черного моря на базе ассимиляции в модели данных посредством алгоритма адаптивной статистики [10] было показано, что наибольший вес в уравнениях дисперсии ошибок оценок температуры и солености (6), (7) имеет релаксационное слагаемое с «типичной» дисперсией ошибок прогноза. Однако, в периоды осенне-зимней конвекции (наибольшие значения коэффициента вертикального турбулентного обмена на верхних горизонтах) сопоставимый вес в этих уравнениях может иметь слагаемое, отвечающее за вертикальный турбулентный обмен в правых частях уравнений (6), (7). Между структурами полей дисперсии ошибок солености и коэффициента вертикальной диффузии, которые показаны на рис. 1, наблюдается корреляция: областям с малыми значениям коэффициента соответствуют области с пониженными значениями дисперсии ошибок прогноза. Такая корреляция определяется видом профиля «типичной» дисперсии ошибок прогноза.

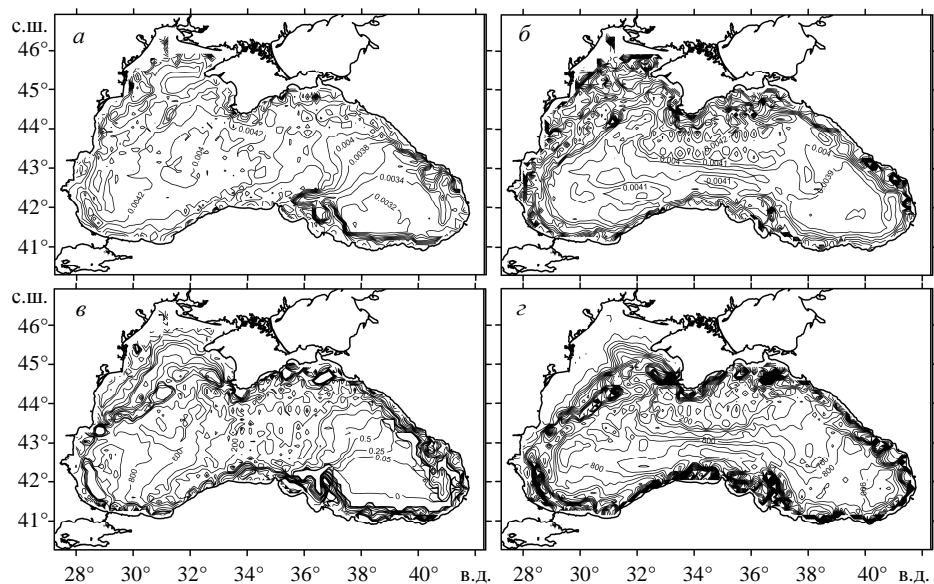


Рис. 1. Распределения дисперсий ошибок прогноза солености на глубине 20 м 30 января 1975 г. и 1993 г. (а) и (б) соответственно; распределения коэффициента вертикальной турбулентной диффузии на те же даты (в) и (г) соответственно.

При изучении изменчивости крупномасштабной циркуляции вод Черного моря по результатам варианта 1 реанализа важным является поведение

со временем среднегодовых значений КЭ течений, а также сопоставление с результатами, полученными в реанализе на базе упрощенного алгоритма ассимиляции данных. Рассчитанная величина КЭ осреднялась в слоях и на отдельных горизонтах. Показательной является диаграмма КЭ в слое 0 – 300 м, представленная на рис. 2. Как видно, в течение каждого года наблюдается сезонная изменчивость интенсивности циркуляции вод: летом значения КЭ значительно меньше, чем зимой. Максимальные значения КЭ приходятся на период февраль-март, минимальные – на сентябрь-октябрь. Отмечается и межгодовая изменчивость интенсивности течений. Более ярко выражены годы с высокими (1977, 1988, 1991, 1993 гг.) и низкими (1974, 1978, 1989, 1990 гг.) в среднем за год значениями КЭ во всем слое.

Подробнее межгодовая изменчивость и различия в трендах КЭ, восстановленных в двух вариантах реанализа, представлены рис. 3. Ход кривых имеет схожий характер для обоих вариантов. Величины КЭ, рассчитанные в варианте 1, оказались несколько ниже для всех слоев. Как видно, в слоях с глубинами 0 – 50 м и 50 – 150 м в поведении со временем энергии в обоих вариантах расчетов тенденции положительные. Характеристики линейных трендов КЭ в этих слоях для варианта 1 несколько больше, чем в варианте 2:  $9,37 \times 10^{-3}$ ;  $7,28 \times 10^{-3}$  Дж/м<sup>3</sup>/год (вариант 1) и  $3,46 \times 10^{-3}$ ;  $3,54 \times 10^{-3}$  Дж/м<sup>3</sup>/год (вариант 2) соответственно. Линейные тренды средней в слое 200 – 300 м КЭ уменьшаются со следующими значениями коэффициента наклона:  $-3,93 \times 10^{-4}$  (вариант 1) и  $-8,79 \times 10^{-4}$  м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup>/год (вариант 2). Сопоставление временного хода годовых величин КЭ в отмеченных выше слоях с кривыми десятилетней изменчивости средней КЭ на междекадных периодах времени 1966 – 1975 гг., 1971 – 1980 гг., 1976 – 1985 гг., 1981 – 1990 гг. и 1986 – 1995 гг. в этих же слоях [20] (см. рис. 4) позволяет сделать вывод о том, что тенденции в изменчивости качественно совпадают. В слоях 0 – 50 м и 50 – 150 м среднегодовые значения КЭ, восстановленные в варианте 1 реанализа, по сравнению с вариантом 2 количественно оказались ближе к значениям величин КЭ, полученным в работе [20] (рис. 4). Для примера на этом рисунке приведены графики поведения междесятилетних (со сдвигом 1 год) значений КЭ в соответствующих слоях, полученные по результатам варианта 1 реанализа. В слое 200 – 300 м характеристики трендов качественно совпадают. Однако значения КЭ, вычисленные по рассчитанным динамическим методом (глубина «нулевой» поверхности равнялась 300 м) геострофическим скоростям течений, являются значительно меньшими (см. рис. 4, в).

Тенденции межгодовой изменчивости КЭ на отдельных горизонтах различны. На поверхности характеристика тренда отрицательная. Такое поведение со временем энергии можно объяснить временным ходом среднегодового осредненного по поверхности моря модуля вектора касательного трения ветра (тренд отрицательный). На глубинах 50, 75, 100 и 150 м кинетическая энергия на исследуемом временном интервале увеличивается. Выделяются годы с меньшими (1974, 1978, 1980, 1983, 1986 и 1990 гг.) и большими (1972, 1977, 1981, 1988, 1991 и 1993 гг.) среднегодовыми величинами. Положительный тренд КЭ на этих горизонтах объясняется межгодовой изменчивостью вихря касательного трения ветра, показанной на рис. 5.

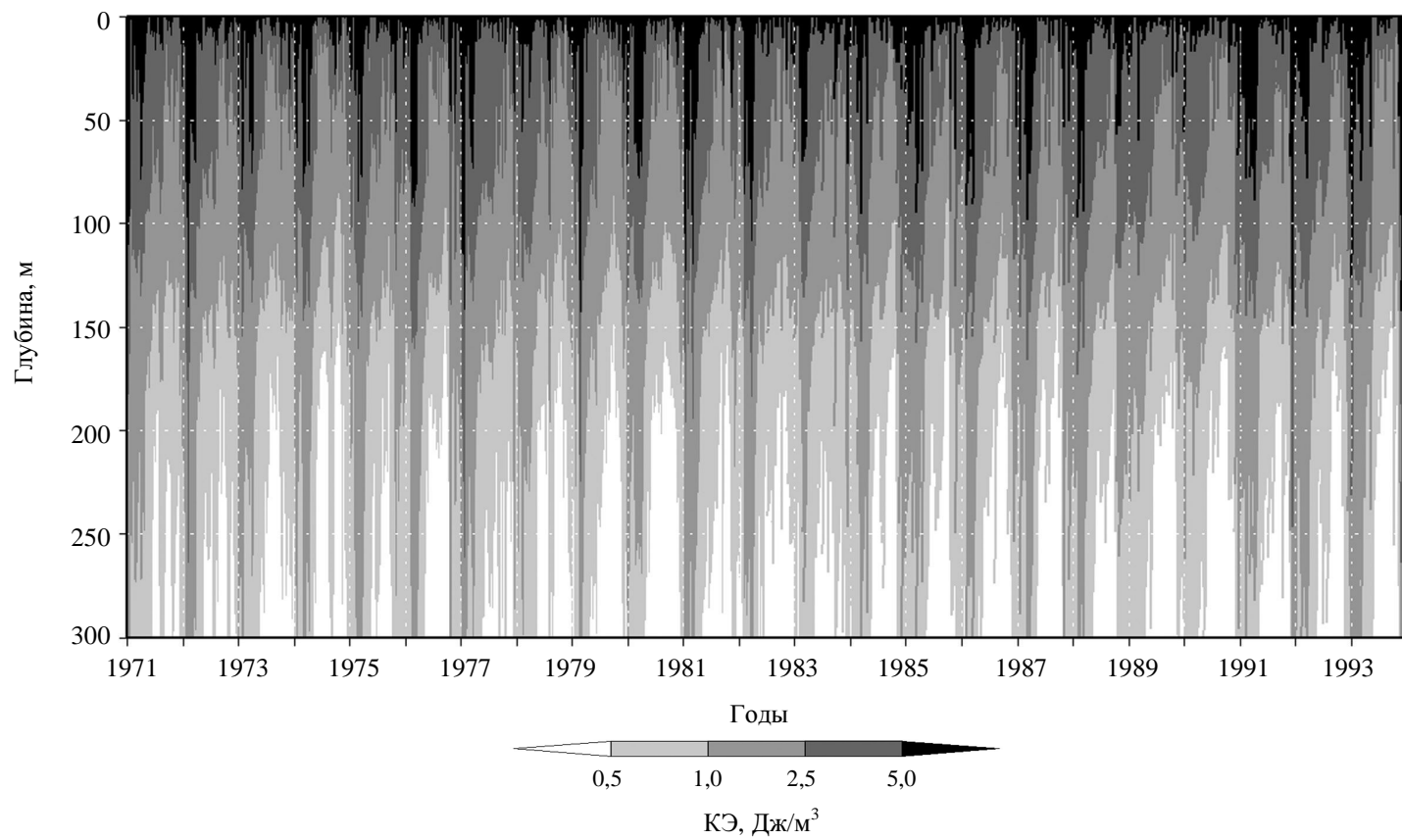


Рис. 2. Диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам кинетической энергии (Дж/м<sup>3</sup>) в слое от 0 до 300 м по результатам реанализа (вариант 1)



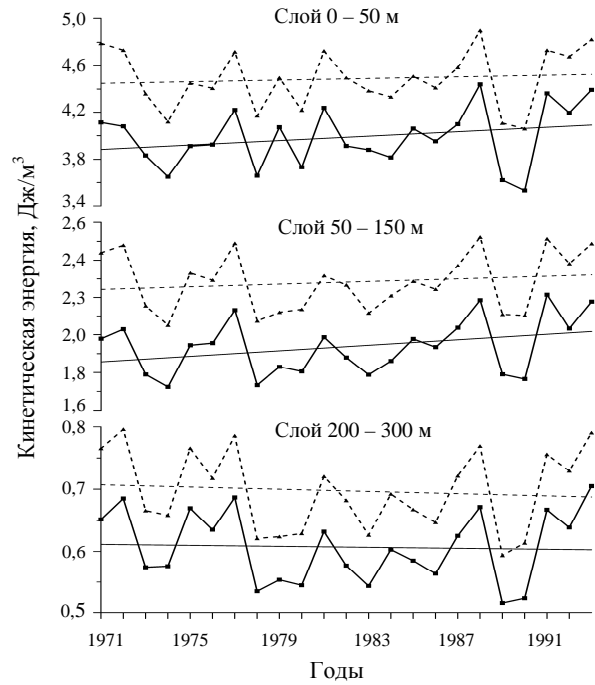


Рис. 3. Межгодная изменчивость средней по слоям КЭ для двух вариантов реанализа: ■—■— вариант 1; ▲-▲-▲ – вариант 2

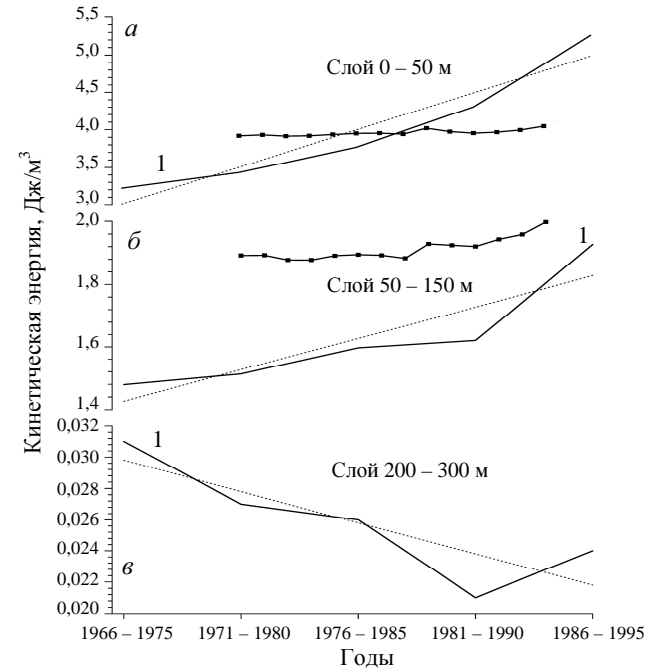


Рис. 4. Междесятилетия изменчивость средней по слоям КЭ (со сдвигом 1 год) по результатам реанализа (вариант 1) и междесятилетия изменчивость КЭ в зимний период по данным [20] – кривые 1. Условные обозначения – см. рис. 3.

Тренд во временном ходе КЭ на глубине 200 м характеризуется как слабый отрицательный с усилением на глубине 300 м. Глубже кинетическая энергия во временном ходе уменьшается.

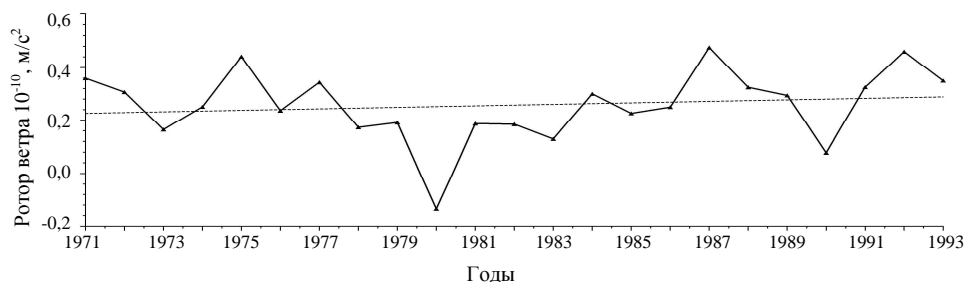


Рис. 5. Межгодовая изменчивость среднего по акватории Черного моря ротора скорости ветра в период с 1971 по 1993 гг.

На рис. 6 приведены карты течений для двух вариантов реанализа. Хорошо видны Основное черноморское течение и справа от него антициклонические вихри: Кизилирмакский, Батумский, Кавказский, Севастопольский, Кали-Акрский и Босфорский. Кавказский и Севастопольский антициклоны ярче проявляются в полях течений, полученных с использованием алгоритма адаптивной статистики.

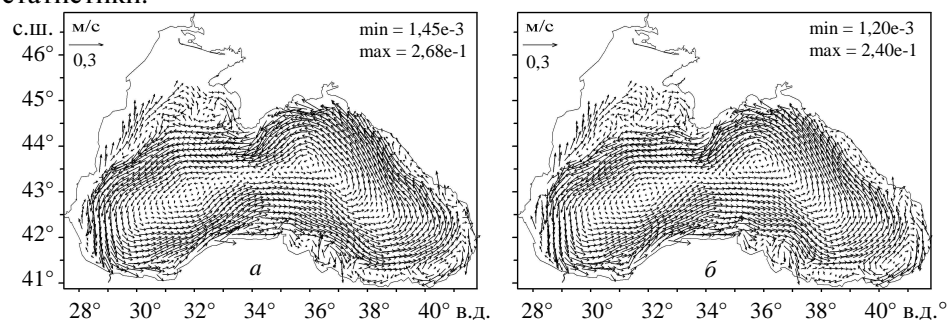


Рис. 6. Поля скоростей течений на горизонте 50 м, восстановленных в ходе реанализа: *а* – по варианту 2; *б* – по варианту 1.

На рис. 7 показаны среднегодовые профили вертикальной скорости, которые были получены интегрированием среднегодовых полей вертикальной скорости по пространству в зоне моря с характерной циклонической завихренностью, где глубины больше 1 000 м и меньше 2 150 м. Профили, рассчитанные для каждого года, имеют схожий вид. В них наблюдаются локальные максимумы на глубинах 80 – 90 м и 180 – 200 м и локальный минимум на глубине около 120 м. Глубже 400 м значения рассчитанной вертикальной скорости течений растут, что объясняется ростом ошибок интерполяции с глубиной в использованных полях горизонтальных скоростей течений. Выделяются годы, в которых величины среднегодовой вертикальной скорости течений на всех горизонтах меньше в варианте 1, чем в варианте 2 (см. рис. 7, *а*, *б*). В отдельные годы на глубинах выше первого локального минимума значения средней вертикальной скорости меньше в варианте реанализа с использованием алгоритма адаптивной статистики ошибок, глубже значения среднегодовой вертикальной скорости течений несколько

меньше в варианте 2 (см. рис. 7, в, г). В основном, значения вертикальной скорости течений, рассчитанные по результатам варианта 1 реанализа, оказались более близкими к адаптированным значениям вертикальной скорости, полученным в работе [9].

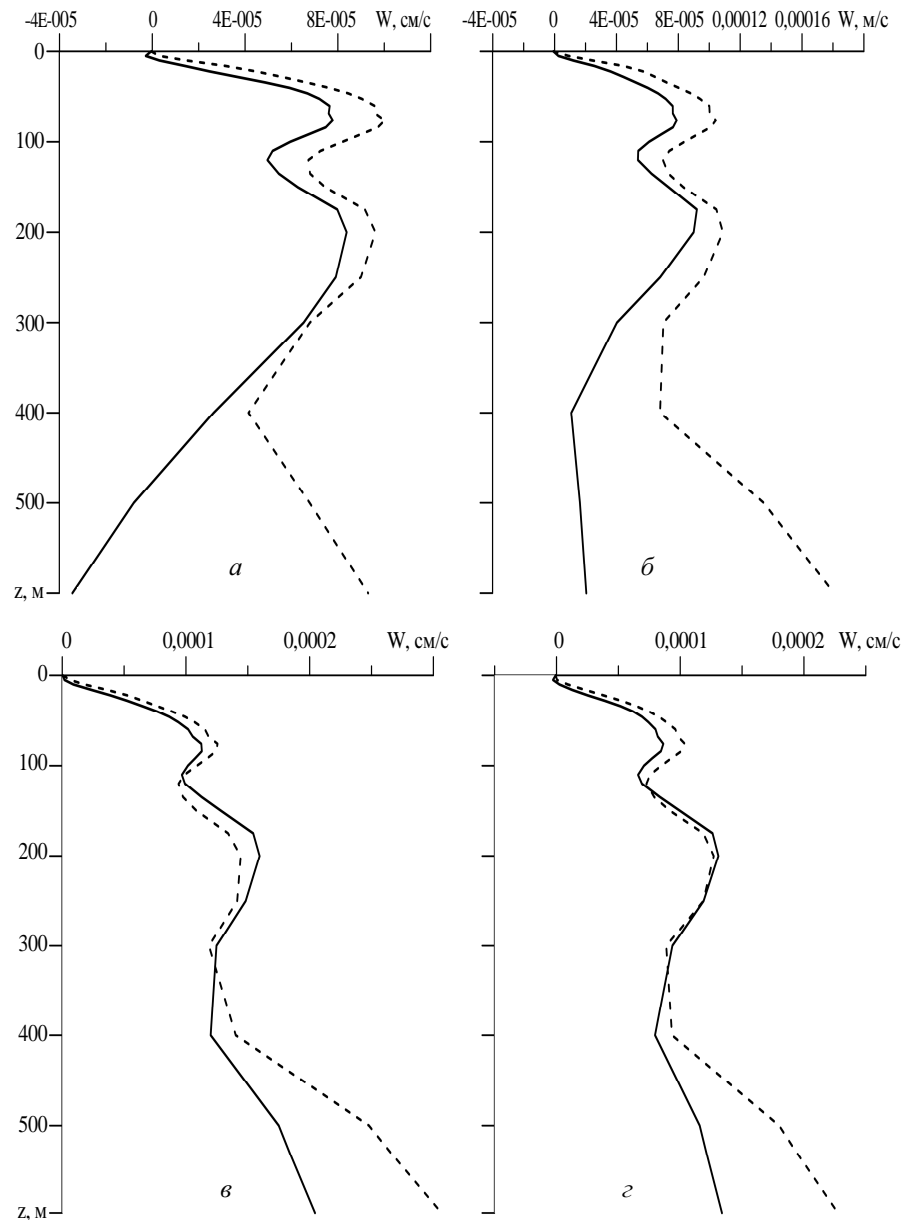


Рис. 7. Среднегодовые профили вертикальной скорости течений в глубоководной области моря ( $1\ 050 < H < 2\ 000$  м) в: а – 1971 г., б – 1975 г., в – 1988 г., г – 1991 г. Сплошная линия – вариант 1, штриховая линия – вариант 2.

Главными характеристиками адаптированных полей вертикальных течений являются сопоставимые значения их с косвенными данными о вертикальной скорости моря. Можно сделать вывод о преимуществе алгоритма адаптивной статистики по сравнению с упрощенным алгоритмом ассимиляции данных [7].

**Сравнительный анализ термохалинных характеристик.** При изучении межгодовой и сезонной изменчивости термохалинных характеристик важным является их поведение в деятельном слое моря. Распределение средней на горизонтах температуры в слое 0 – 300 м за период 1971 – 1993 гг. отображено на рис. 8. Его анализ позволяет выделить различные физические процессы, влияющие на вертикальную структуру водных масс для каждого анализируемого года.

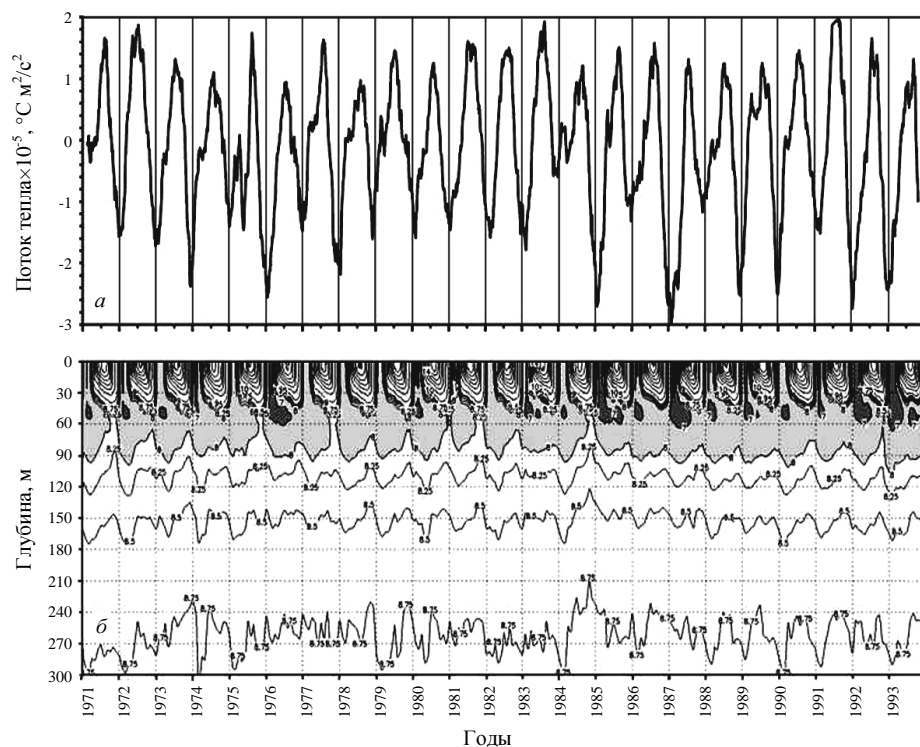


Рис. 8. Изменчивость среднего по акватории моря потока тепла (а) и диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам температуры ( °С) в слое 0 – 300 м по результатам реанализа (вариант 1) – (б).

Так, например, на диаграмме можно выделить процессы формирования и обновления вод холодного промежуточного слоя (ХПС). Положение верхней и нижней границы ХПС обычно определяют по изотерме 8°C.

Нетрудно видеть, что в период весенне-летнего прогрева образуется сезонный термоклин. Его глубина колеблется от 10 до 40 м. На диаграмме можно видеть, как в этот период уменьшается толщина ХПС из-за заглубления его верхней границы. Температура вод ХПС к осени в среднем увеличивается. Согласно классификации термических условий зим [21] 1987 и 1989 гг. харак-

теризуются нормальными, а 1976, 1985, 1992 и 1993 гг. – холодными зимними термическими условиями воздуха. Для последних можно отметить, что результат воздействия таких условий на море приводит к увеличению толщины ХПС по сравнению с другими годами. В отдельные годы (1971, 1975, 1977, 1980, 1981 и 1984 гг.) средняя температура на всех горизонтах слоя 0 – 300 м осенью становится выше 8 °С. Это происходит в результате значительного суммарного притока тепла летом (рис. 7, а). Сплошность вод ХПС на отдельных горизонтах в эти годы нарушается. Сравнение с результатами реанализа, полученного по упрощенному алгоритму ассимиляции данных измерений [7], показывает, что поведение средней на горизонтах температуры в слое 0 – 150 м для обоих вариантов имеет похожий характер. Несмотря на то, что средняя температура в слое 0 – 300 м в варианте 1 реанализа оказалась выше, чем в варианте 2, средние значения этого параметра на горизонтах 46, 52, 60 м оказались ниже в варианте реанализа с использованием алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза, что объясняет наличие вод с температурой 7 °С и меньше на этих горизонтах в зимний период для 1971 – 1973, 1980, 1984, 1990 и 1991 гг. (см. рис. 1). Этого не наблюдалось в варианте 2 в отмеченные годы.

Полученный результат в большей степени соответствует данным работы [21], согласно с которыми отмеченные годы характеризовались холодными (1972 г.) и средними (1973, 1980, 1990, 1991 гг.) зимними термическими условиями, при которых происходило интенсивное, либо умеренное обновление ХПС. В связи с этим вентиляция глубинных анаэробных вод Черного моря путем окисления сероводорода происходила более эффективно [22, 23]. Отмеченный результат является веским аргументом в пользу использования в реанализе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза.

Более подробно увидеть отличия между двумя вариантами реанализа и тенденциями в межгодовой изменчивости температуры моря позволяет рис. 9, на котором показана межгодовая изменчивость средней по горизонтам температуры и ее линейные тренды в двух вариантах реанализа. Видно, что во временном ходе этого параметра на горизонтах 50 и 150 м прослеживается спад, который имеет место на всех горизонтах от поверхности до 150 м включительно. Характеристики линейных трендов на глубинах 50 и 100 м равны:  $-2,22 \times 10^{-2}$  и  $-3,33 \times 10^{-3}$  °С/год (вариант 1),  $-2,23 \times 10^{-2}$  и  $-2,98 \times 10^{-3}$  °С/год (вариант 2). На горизонте 175 м и глубже в поведении межгодовых значений температуры наблюдается тенденция к увеличению (см. рис. 9). Характеристики трендов температуры на глубине 200 м положительные и составляют  $2,84 \times 10^{-4}$  (вариант 1) и  $3,56 \times 10^{-4}$  °С/год (вариант 2). Температура, реконструированная в обоих вариантах, на этом горизонте и ниже отличается не значительно, а значения трендов в обоих вариантах так же положительные. На междекадных периодах времени 1966 – 1975 гг., 1971 – 1980 гг., 1976 – 1985 гг., 1981 – 1990 гг. и 1986 – 1995 гг. тенденции в поведении температуры, полученной в [24], качественно совпадают с данными реанализа на всех горизонтах (рис. 10). Кроме того, на рассматриваемых горизонтах наблюдается вполне удовлетворительное количественное соответствие с междесятилетней изменчивостью (со сдвигом 1 год) средней температуры, восстановленной в обоих вариантах расчетов.

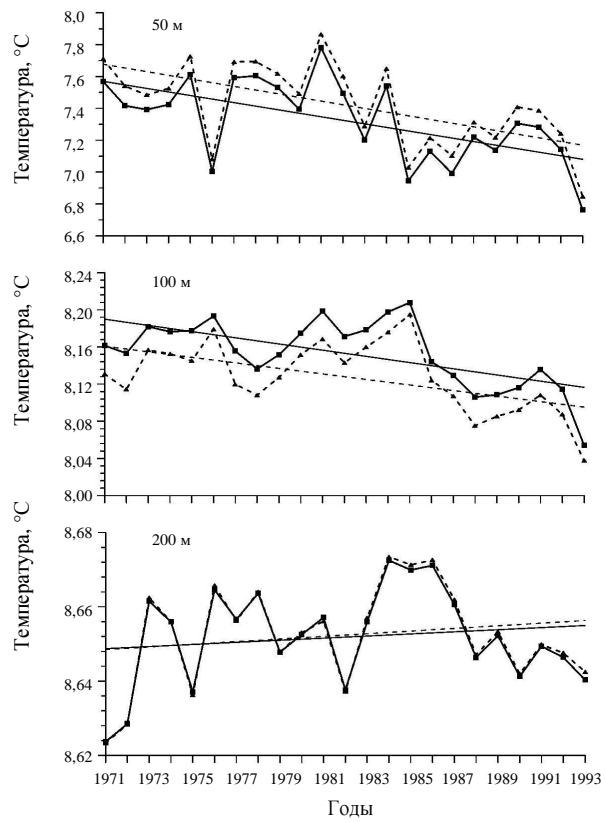


Рис. 9. Межгодовая изменчивость средней на горизонтах температуры и ее линейные тренды в двух вариантах реанализа: ■-■-■ – вариант 1; ▲-▲-▲ – вариант 2.

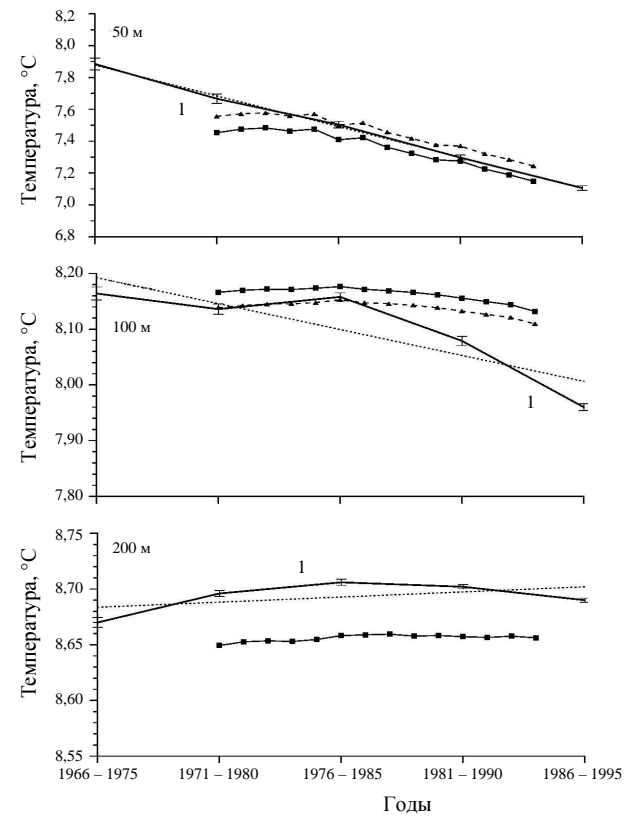


Рис. 10. Междесятилетия изменчивость по результатам работы [24] (кривые 1, доверительные интервалы (I) оценены по критерию Фишера) и междесятилетия изменчивость (со сдвигом 1 год) средней на горизонтах температуры в двух вариантах реанализа. Обозначения см. на рис. 9

Тот факт, что кривые междесятилетней изменчивости (со сдвигом в 1 год) годовых значений температуры, восстановленной в варианте 2 реанализа, расположены ближе к кривым 1 объясняется большим влиянием данных измерений в процессе восстановления гидрофизических полей. Однако, как показано в работах [9, 25], в этом случае менее эффективно происходит взаимное согласование реконструируемых полей посредством геострофического приспособления, вследствие чего наибольшие неточности возникают при вычислении вертикального компонента вектора скорости. Использование алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза при решении задачи восстановления климатических полей Черного моря на основе  $z$ -координатной модели [10] позволило так же лучше восстановить вертикальную скорость как качественно, так и количественно.

Важным гидрофизическим параметром при изучении долговременной изменчивости термохалинных характеристик в Черном море является соленость, так как она определяет стратификацию вод по плотности в большей степени, чем температура. Представление о сезонной и межгодовой изменчивости средней по горизонтам солености в слое 0 – 300 м дает диаграмма, представленная на рис. 11. Сезонный сигнал наблюдается во всей толще слоя. На глубинах 0 – 20 м наблюдаются наименьшие значения солености. Максимальное значение средней солености (18,43 ‰) на поверхности наблюдается в 1976 г.

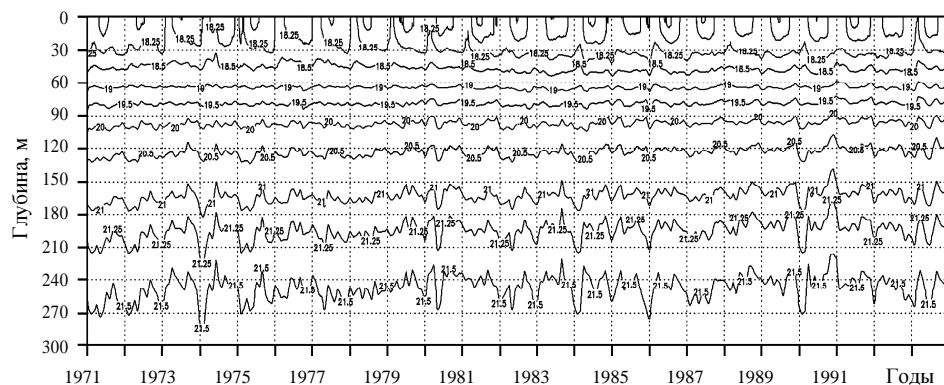


Рис. 11. Диаграмма межгодовой и сезонной изменчивости средней по горизонтам солености (‰) в слое 0 – 300 м по результатам реанализа (вариант 1).

Изучая межгодовые тенденции изменчивости средней в слоях моря солености, восстановленной в реанализе (вариант 1), можно отметить следующее. В слое 0 – 20 м линейный тренд солености в период 1971 – 1993 гг. отрицательный и составляет  $-0,86 \times 10^{-2}$  ‰/год. Заметное уменьшение солености вод в этом слое начинается с 1977 г. В изменчивости средней солености в слое постоянного галоклина (20 – 150 м) наблюдается положительная тенденция ( $0,32 \times 10^{-2}$  ‰/год), что в 2 раза больше, чем в варианте 2 реанализа. Линейные тренды изменчивости осредненной солености в слоях 150 – 300 м и 500 – 1000 м также положительны. Эти характеристики качественно совпадают с аналогичными, полученными в варианте 2. Основной вклад в межгодовую изменчивость средней по объему солености вносит изменчивость со временем солености в слое постоянного галоклина.

Различия в тенденциях межгодовой изменчивости осредненной на горизонтах солёности, реконструированной в двух различных вариантах реанализа, хорошо видны на рис. 12. На горизонтах с 50 до 300 м среднегодовые значения солёности оказались больше в реанализе с использованием алгоритма адаптивной статистики. В изменчивости среднегодовых величин солёности на горизонтах от 0 до 50 м наблюдаются отрицательные тренды: на глубине 50 м характеристики трендов составляют:  $-0,26 \times 10^{-2}$  ‰/год (вариант 1) и  $-0,29 \times 10^{-2}$  ‰/год (вариант 2). В поведении средней солёности со временем на этом горизонте выделяются периоды с повышенными (1970-е и 1990-е гг.) и пониженными (1980-е гг.) значениями солёности. С 75 м и глубже в изменчивости солёности отмечаются положительные тенденции. Так, например, на горизонтах 75 и 100 м характеристики трендов составляют:  $0,25 \times 10^{-2}$  и  $0,45 \times 10^{-2}$  ‰/год (вариант 1),  $0,28 \times 10^{-2}$  и  $0,50 \times 10^{-2}$  ‰/год (вариант 2).

Представленные на рис. 13 графики десятилетней изменчивости средней солёности на соответствующих горизонтах для периодов 1966 – 1975 гг., 1971 – 1980 гг., 1976 – 1985 гг., 1981 – 1990 гг. и 1986 – 1995 гг., полученные в [24], позволяют сделать вывод о качественном совпадении в тенденциях изменчивости этого параметра с результатами реанализа. Поведение со временем средних значений солёности за декадные (со сдвигом 1 год) периоды удовлетворительно согласуется количественно с десятилетней изменчивостью [24]. Особенно это заметно на горизонте 50 м, где совпали положения минимума солёности, соответствующего декаднему периоду 1981 – 1990 г., а так же рост солёности в последующие десятилетние периоды.

Более близкое расположение кривых десятилетней изменчивости (со сдвигом 1 год) годовых значений солёности, восстановленной в варианте 2 реанализа, к кривым 1 объясняется большим влиянием данных измерений на результаты восстановления гидрофизических полей. В случае квазиоптимального расчета коэффициентов в источниках (4), (5) (вариант 1 реанализа), в котором влияние модели возрастает, согласование гидрофизических полей усиливается [9, 25].

Поскольку солёность черноморских вод является определяющей при формировании плотности, т. е. горизонтальных и вертикальных течений, то с учетом изложенных выше результатов алгоритму адаптивной статистики следует отдать предпочтение.

При изучении особенностей поведения среднегодовых средних на горизонтах температуры и солёности интересен вопрос об изменчивости вертикальной стратификации вод Черного моря. Об изменении этой характеристики в верхнем слое 0 – 200 м можно судить по линейным трендам в поведении со временем разностей значений солёности и температуры между горизонтами 200 и 50 м, а также 100 и 50 м [24] – см. рис. 14 и рис. 15.

Представление о поведении этих разностей в варианте 1 реанализа дает рис. 14. Видно, что на всем интервале 1971 – 1993 гг. наблюдаются положительные тренды с характеристиками:  $0,55 \times 10^{-2}$  ‰/год (см. рис. 14, а),  $0,71 \times 10^{-2}$  ‰/год (см. рис. 14, б);  $0,023$  °С/год (штриховая линия) и  $0,019$  °С/год (сплошная линия) (см. рис. 15). Отметим, однако, что в изменчивости разностей солёности между горизонтами 200 и 50 м наблюдается максимум в 1983 г.,



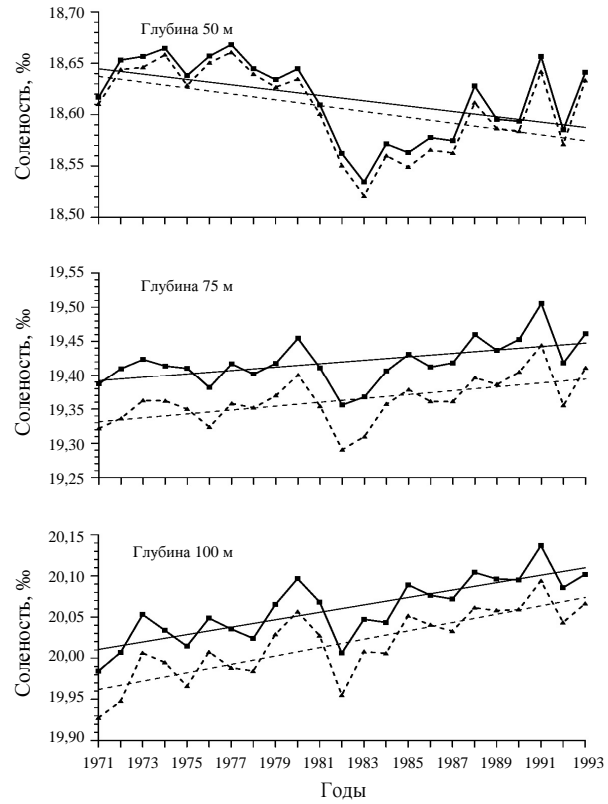


Рис. 12. Межгодовая изменчивость средней на горизонтах солености и ее линейные тренды в двух вариантах реанализа: ■-■-■ – вариант 1; ▲-▲-▲ – вариант 2.

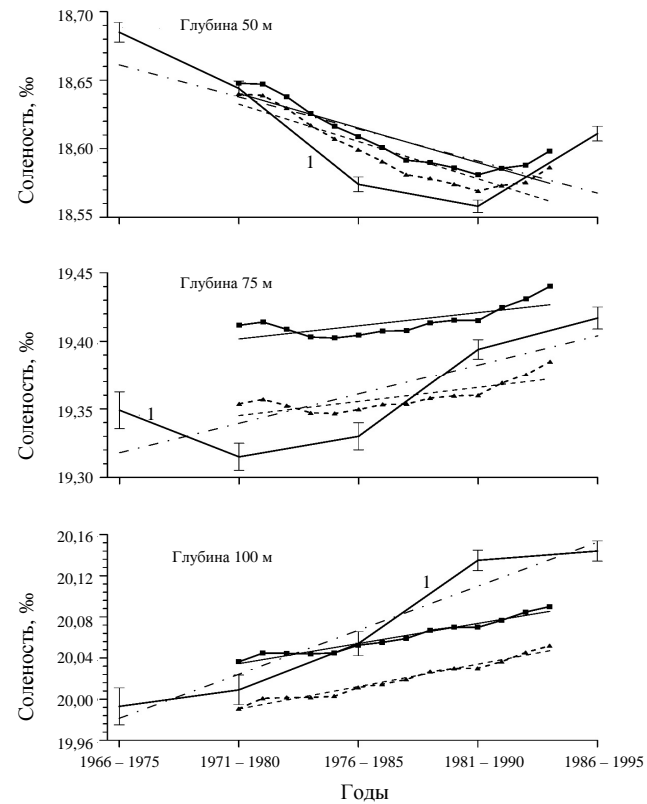


Рис. 13. Междесятилетняя изменчивость по результатам работы [24] (кривые 1, доверительные интервалы (I) оценены по критерию Фишера) и междесятилетняя изменчивость (со сдвигом 1 год) средней на горизонтах солености в двух вариантах реанализа. Обозначения см. на рис. 12.

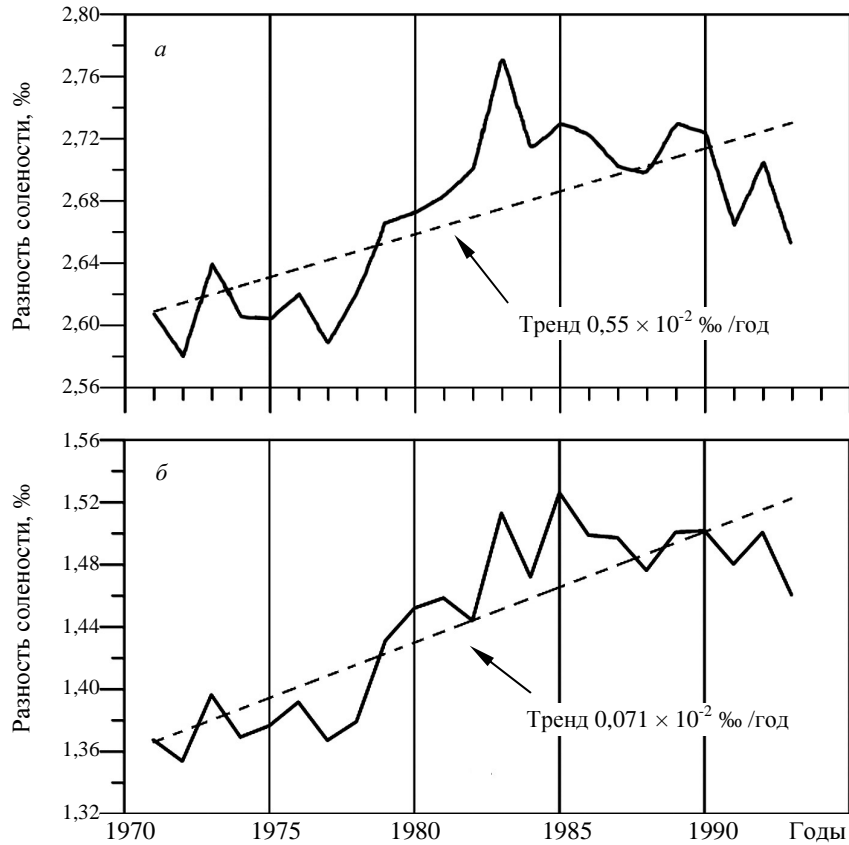


Рис. 14. Поведение со временем среднегодовых разностей (сплошные линии): *a* – между средними значениями солёности на горизонтах 200 и 50 м; *б* – между средними значениями солёности на горизонтах 100 и 50 м (пунктирные линии – тренды в разностях солёности на соответствующих глубинах).

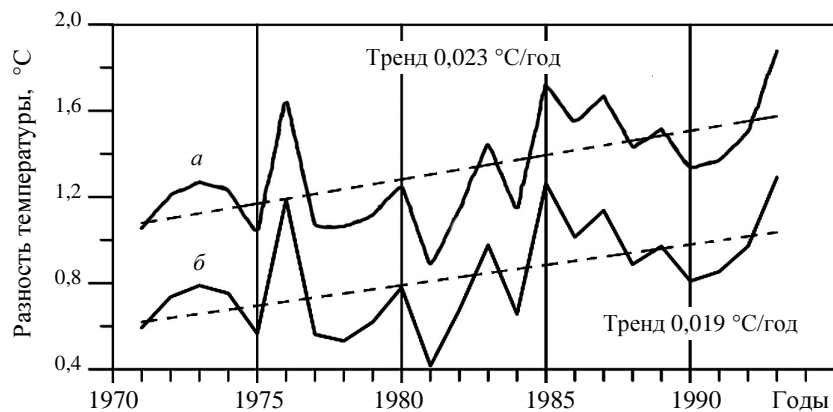


Рис. 15. Поведение со временем среднегодовых разностей (сплошные линии): *a* – между средними значениями температуры воды на горизонтах 200 и 50 м; *б* – между средними значениями температуры воды на горизонтах 100 и 50 м (пунктирные линии – тренды в разностях температуры на соответствующих глубинах).

позднее которого величина разности падает. В поведении со временем разности соленостей между горизонтами 100 и 50 м выделяется два максимума (1983 г. и 1985 г). После 1985 г. величина разности так же уменьшается вплоть до 1993 г. Изменение со временем разностей температур имеет волнообразный характер: рост-падение величин с 1971 по 1981 гг. (локальный максимум в 1976 г), с 1981 по 1990 гг. (локальный максимум 1985 г.) и резкий рост значений разности с 1990 по 1993 гг. Можно сделать вывод о том, что в период 1971 – 1993 гг. по результатам реанализа (вариант 1) наблюдается усиление вертикальной стратификации вод Черного моря. Оно является показателем накопления тепла и соли в нижних слоях по отношению к верхним слоям. Отметим, что этот результат согласуется с данными работы [24], где подобный феномен был выявлен по данным измерений температуры и солености на десятилетнем масштабе долговременной изменчивости в период 1951 – 1995 гг.

Положительные тренды межгодовой изменчивости средней на горизонтах температуры на 200 м и глубже и солености ниже 50 м могут быть объяснены именно усилением вертикальной стратификации вод моря. В частности, оно уменьшает поток тепла из нижних слоев и способствует повышению температуры воды в слоях ниже 200 м. Усиление вертикальной стратификации вод ослабляет вертикальное турбулентное перемешивание и способствует росту солености в постоянном галоклине.

**Выводы.** Алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза впервые использован для ассимиляции данных гидрологических съемок по температуре и солености в региональной модели *РОМ* при решении задачи реанализа гидрофизических полей Черного моря в период 1971 – 1993 гг. Реконструированные гидрофизические поля были использованы для сопоставления с результатами реанализа на базе упрощенного алгоритма ассимиляции данных, а также для анализа долговременной изменчивости отдельных термохалинных и динамических характеристик.

Структура полей дисперсии ошибок прогноза в зимний период отдельных лет определяется вертикальной турбулентной диффузией в верхнем слое. Вследствие этого наблюдается корреляция между полями коэффициента вертикального турбулентного обмена и дисперсий ошибок прогноза.

Из-за неизбежных ошибок интерполяции с  $\sigma$ -поверхностей на  $z$ -горизонты применена методика расчета полей вертикальной скорости течений апостериори из уравнения неразрывности. Сравнительный анализ среднегодовых профилей вертикальной скорости в глубоководной области Черного моря ( $1\ 050 < H < 2\ 000$  м), рассчитанных по результатам варианта 1 реанализа, с аналогичными, рассчитанными в варианте 2 реанализа, показал, что количественно значения вертикальной скорости в первом случае оказались ближе к адаптированным значениям, полученным в модели циркуляции с вертикальной  $z$ -координатой [9]. Главными характеристиками адаптированных полей вертикальных течений являются сопоставимые значения их с косвенными данными о вертикальной скорости моря [26]. Можно сделать вывод о преимуществе алгоритма адаптивной статистики по сравнению с упрощенным алгоритмом ассимиляции данных [7].

Сравнительный анализ изменчивости среднегодовых значений кинетической энергии в двух вариантах реанализа показал, что качественно тен-

денции в поведении этой характеристики со временем совпадают. Значения энергии в разных слоях при использовании алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза получились меньшими, чем при ассимиляции в модели данных измерений посредством упрощенного алгоритма, в котором роль данных измерений преувеличена. Согласование гидрофизических полей моря является более эффективным, если для ассимиляции в модели данных наблюдений использовать алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза. В этом случае влияние измерений термохалинных параметров в процессе реконструкции полей моря квазиоптимально.

Среднегодовые осредненные по горизонтам значения температуры на глубинах 46, 52, 60 м оказались ниже в первом варианте реанализа для 1971 – 1973 гг., 1980, 1984, 1990 и 1991 гг. Полученный результат в большей степени соответствует данным работы [21], согласно с которыми отмеченные годы характеризовались холодными (1972 г.) и нормальными (1973, 1980, 1990, 1991 гг.) зимними термическими условиями, при которых происходило интенсивное, либо умеренное обновление ХПС. Отмеченный результат является следующим из аргументов в пользу использования в реанализе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза.

Сопоставление междесятилетних (со сдвигом 1 год) изменений средних по горизонтам значений температуры и солёности в варианте 1 реанализа с кривыми междесятилетней изменчивости средней температуры и солёности на тех же горизонтах, полученных по данным измерений в работе [24], показало довольно хорошее качественное и количественное соответствие.

Анализ изменчивости среднегодовых разностей между средними значениями температуры и солёности на горизонтах 100 и 50 м, 200 и 50 м позволил выявить усиление вертикальной стратификации вод Черного моря в периоды 1971 – 1993 гг., 1971 – 1985 г. по температуре и солёности соответственно.

Положительные линейные тренды межгодовой изменчивости средней на горизонтах температуры на 200 м и глубже и солёности ниже 50 м могут быть объяснены усилением вертикальной стратификации вод моря. Усиление вертикальной стратификации уменьшает поток тепла из нижних слоев и способствует повышению температуры воды в слоях ниже 200 м, а так же увеличению солёности глубже 50 м.

Автор выражает благодарность Моисеенко В.А. и Белокопытову В.Н. за подготовку ежемесячных массивов температуры и солёности для периода 1971 – 1993 гг., а также Кубрякову А.И. за предоставленную региональную модель *РОМ*.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1984. – 238 с.
2. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.IV. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. – С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1991. – С. 103-262.

3. *Еремеев В.Н., Иванов В.А., Тужилкин В.С.* Климатические черты внутригодовой изменчивости гидрофизических полей шельфовой зоны Черного моря // Севастополь. Препринт / МГИ АН СССР, 1991. – 53 с.
4. *Полонский А.Б., Ловенкова Е.А.* Тренд температуры и солёности деятельного слоя в Черном море во второй половине XX века и его возможные причины // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 2004. – т. 40, № 6. – С. 832-841.
5. *Полонский А.Б., Ловенкова Е.А.* Долговременные тенденции в изменчивости характеристик пикноклина Черного моря // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 2006. – т. 42, № 3. – С. 419-430.
6. *Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К.* Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985 – 1994 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь.: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – вып. 16. – С. 279-290.
7. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Моисеенко В.А., Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В.* Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Известия РАН: Физика атмосферы и океана. – 2011. – т. 47, № 3. – С. 1-14.
8. *Мизюк А.И., Кныш В.В., Кубряков А.И., Коротаев Г.К.* Ассимиляция климатических гидрологических данных в  $\sigma$  – координатной модели Черного моря посредством алгоритма адаптивной статистики // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 6 – С. 3-22.
9. *Демьшев С.Г., Кныш В.В.* Реконструкция адаптированной вертикальной скорости Черного моря на базе синтеза модели циркуляции и климатических данных по температуре и солёности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2004. – вып. 11. – С. 93-104.
10. *Кныш В.В., Демьшев С.Г., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К.* Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – №1. – С. 26-38.
11. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean model / Three dimensional shelf models, Coastal Estuarine Sci., vol.5, edited. by N. Heaps, AGU, Washington D. C., 1987. – P. 1-16.
12. *Кубряков А.И.* Применение технологии вложенных сеток при создании системы мониторинга гидрофизических полей в прибрежных районах Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2004. – вып. 11. – С. 31-50.
13. *Mellor G.L. and Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem // Rev. Geophys. and Spase Physics. – 1982. – № 20. – P. 851-875.
14. *Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К.* Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в  $\sigma$ -координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солёности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – вып. 16. – 2008. – С. 243-265.

15. *Кныш В. В., Мусеенко В. А., Чернов В. В.* Четырехмерный анализ гидрофизических полей Тропической Атлантики // В кн.: Гидрофизика Тропической Атлантики. – Киев: Наукова думка, 1993. – С. 119-140.
16. *Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 re-analysis // *Quart. Journ. Royal. Meteorol. Soc.* – 2005. – v. 131, № 612. – P. 2961-3012.
17. *Мусеенко 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.
18. *Smolarkiewicz P.K.* A simple positive definite advection transport scheme with small implicit diffusion // *Monthly Weather Review.* – 1983. – v. 111, № 3. – P. 479-486.
19. *Мизюк А.И.* Особенности реализации алгоритма адаптивной статистики в  $\sigma$ -координатной модели в задаче восстановления гидрофизических полей Черного моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2009. – вып. 18. – С. 180-192.
20. *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.
21. *Титов В.Б.* Влияние многолетней изменчивости климатических условий на гидрологическую структуру и межгодовое обновление холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология.* – 2003. – т. 43, № 2. – С.176-184.
22. *Овчинников И.М., Титов В.Б.* Основные научные результаты гидрофизических исследований Черного моря в свете его современных экологических проблем // *Докл. РАН.* – 1993. – т. 330, № 4. – С. 504-507.
23. *Прокопов О.И.* Сезонная изменчивость элементов термической структуры деятельного слоя северо-восточной части Черного моря // *Метеорология и гидрология.* – 1997. – № 10. – С. 68-77.
24. *Белокопытов В.Н., Шокурова И.Г.* Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености 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.
25. *Демьяшев С. Г., Кныш В. В., Коротаев Г. К.* Результаты расчета адаптированных полей Черного моря на основе ассимиляции в модели данных по климатической температуре и солености // *Известия РАН.: Физика атмосферы и океана.* – 2006. – т.42, № 5. – С. 604-617.
26. *Top Z., Pope L.* Noble gases and tritium in the Black Sea / In: *The Black Sea Oceanography* (Eds. E. Izdar and J. Murray). – NATO Science Series. – 1992. – v. 351. – P. 65-74, doi: 10.1007/978-94-011-2608-3\_4.

Материал поступил в редакцию 15.02.2011 г.

После доработки 20.07.2011 г.