

ОПЕРАТИВНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ И МОРСКИЕ ПРОГНОЗЫ

УДК 551.465

Г.К.Коротаев, В.В.Кныш, А.И.Мизюк

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

АВТОМОДЕЛЬНОЕ ФОРМИРОВАНИЕ ПСЕВДОПОЛЕЙ ПЛОТНОСТИ (СОЛЕННОСТИ, ТЕМПЕРАТУРЫ) ЧЕРНОГО МОРЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ РЕАНАЛИЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ (МОДЕЛЬНЫЕ ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ)

Предложена процедура автомодельного формирования псевдополей плотности (солёности, температуры) Чёрного моря в те моменты (интервалы) времени, когда данных контактных измерений термохалинных параметров явно недостаточно. Верификация псевдополей оценивается по результатам проведения специальных модельных численных экспериментов. Псевдополя плотности (солёности, температуры) формировались способом с экстраполяцией на выбранные интервалы по времени вперед. Экстраполяция по времени возможна также по схеме «назад». Выявлен оптимальный интервал экстраполяции. Предложенная процедура может быть использована для подготовки более качественных ежемесячных полей термохалинных параметров моря в период с 1957 г. по настоящее время с целью проведения уточненного ретроспективного анализа.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: численное моделирование, реанализ, псевдополя плотности, солёности, температуры, гидрофизические поля, Чёрное море.

В настоящее время с учетом совершенствования численных моделей циркуляции вод морей и океанов и методов ассимиляции наблюдений появляется возможность ретроспективного анализа гидрофизических параметров всего Чёрного моря на временном интервале с 1957 г. вплоть до текущих дней. Эта задача весьма актуальна, поскольку ее решение позволит получить знания о тенденциях многолетней изменчивости термохалинных и динамических характеристик моря. Результаты таких исследований являются важными как для оценки региональных климатических изменений, так и для изучения функционирования экосистемы моря на основе разрабатываемых трехмерных экологических моделей [1]. В период времени с 1957 г. по настоящее время накоплено достаточно много нерегулярных, как по пространству, так и по времени, данных контактных измерений температуры и солёности, позволяющих выполнить реанализ. На этом интервале выделяются периоды с разным распределением по месяцам термохалинных съемок: 1957 – 1965, 1966 – 1970, 1971 – 1993 и 1994 – 2003 гг. Два периода (1957 – 1965 и 1971 – 1993 гг.) хорошо обеспечены наблюдениями температуры и солёности. Остальные периоды времени характеризуются малым количеством съемок в течение года (1 – 2 съемки), их отсутствием в отдельные годы, либо измерениями термохалинных параметров на немногих отдельных разрезах.

© Г.К.Коротаев, В.В.Кныш, А.И.Мизюк, 2010

С мая 1992 г. появился новый вид весьма важной информации о поверхности Черного моря – аномалии его уровня, получаемые в оперативном режиме по спутниковым альтиметрическим измерениям. По этим данным стало возможным воспроизвести с определенной дискретностью по времени поля динамического альтиметрического уровня моря [2, 3]. С июня 2002 г. по настоящее время накопились данные измерений температуры и солености буями-профилемерами. Буй-профилемеры проводят наблюдения в отдельных точках моря с известными координатами неравномерно по пространству.

С другой стороны, в настоящее время существует ряд апробированных численных моделей течений [4 – 6], характеризующихся весьма высоким уровнем физической адекватности. Некоторые из упомянутых моделей успешно использовались для выполнения реанализа за периоды: 1985 – 1994 гг. [7] и 1971 – 1993 гг. [8].

Для выполнения реанализа с 1957 г. по настоящее время необходимо иметь эффективный способ экстраполяции имеющихся редких данных измерений температуры и солености на те месяцы и области моря, в которых измерения не проводились. Необходимо также предложить способ восстановления полей солености и температуры, используя имеющиеся измерения на буйх-профилемерах.

В настоящей работе предложена процедура автомодельного формирования (с экстраполяцией по времени) псевдополей по плотности (солености, температуре) Черного моря, позволяющая решить отмеченные выше проблемы и впоследствии провести реанализ гидрофизических полей для всей акватории моря на максимально возможном временном интервале. Представлены результаты модельных численных экспериментов, позволяющие оценить эффективность формирования псевдополей при разных временных интервалах экстраполяции. Приведены оценки статистических характеристик – дисперсии псевдополей и «истинных» полей плотности, дисперсии разностей между «истинными» и псевдополями плотности, коэффициенты корреляции между «истинными» и псевдополями плотности на различных горизонтах и при разных временных интервалах экстраполяции. Они позволили оценить оптимальные интервалы экстраполяции имеющихся наблюдений.

Принцип автомодельного формирования псевдополей плотности (солености, температуры) Черного моря. Приближенное автомодельное описание трехмерного поля плотности на синоптических масштабах в главном термоклизе океана было выполнено в [9]. В этой работе использовалось подобное поведение изопикнических поверхностей в основном термоклизе. Отклонение плотности от плотности в абиссали определялось по известному из наблюдений осредненному профилю условной плотности.

Принцип автомодельного приближенного формирования псевдополей плотности (солености) Черного моря основывается на подобии между структурой (изолиниями) поля уровня моря и структурой (изолиниями) полей плотности (солености) в главном пикноклизе (постоянном галоклизе). Действительно, в [10, 11] показано, что при определении уровня глубокого бароклинного океана (моря) первым приближением может служить простая формула расчета уровенной поверхности динамическим методом, если $z=H$ принять за нулевую поверхность

$$\zeta_d = -\frac{1}{\rho_0} \int_0^H \rho dz, \quad (1)$$

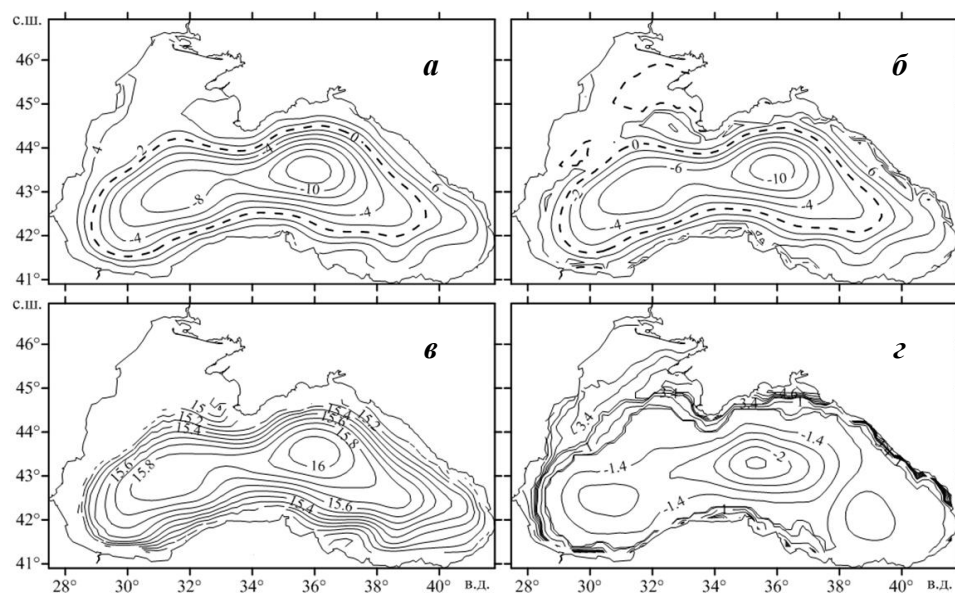
где ζ_d – динамический уровень моря, H – глубина моря, ρ_0 – постоянная плотность морской воды, ρ – аномалия плотности. В отмеченных работах решение полного дифференциального уравнения для уровня предложено находить в виде суммы

$$\zeta = \zeta_d + \zeta_a, \quad (2)$$

где ζ_a – адинамический уровень. Для определения ζ_a в [10, 11] получено соответствующее дифференциальное уравнение. Отметим, что из формул (1), (2) и выражения для давления (при $z = H(x, y)$) следует, что функция $\rho_0 g \zeta_a$ представляет собой аномалию давления на дне океана. Градиенты адинамического уровня определяют геострофические течения в придонном слое моря.

Рассмотрим сначала климатические поля Черного моря, реконструированные посредством непрерывной ассимиляции климатических распределений температуры и солёности в модели течений [12]. Расчёты проводились на сетке $14,8 \times 14,8$ км, по вертикали использовалось 44 горизонта. На поверхности моря задавались климатические составляющие касательного трения ветра на каждые сутки года, сезонно изменяющиеся суммарный климатический поток тепла и климатическая солнечная радиация, поглощённая морем, осадки, испарения и солёность [12].

Рис. 1, а, в подтверждает подобие между распределением изолиний уровня моря и распределением изолиний плотности в главном пикноклине. Так, на обеих картах отчетливо выделяется интенсифицированный восточный цик-



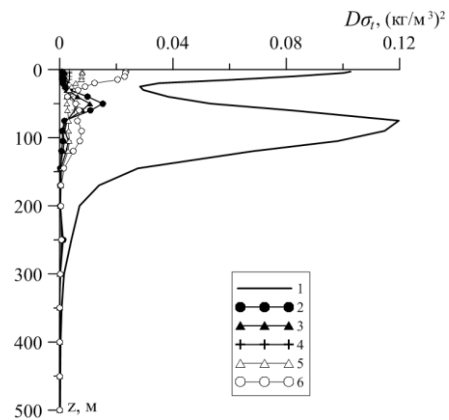
Р и с. 1. Поля климатического уровня моря (см) 24 января: полного (*a*); динамического (*б*); адинамического (*г*). Поле условной плотности (кг/м^3) на 105 м на ту же дату (*в*).

лонический круговорот и менее интенсивный западный циклонический круговорот. Различия между структурами полей ζ и ζ_d не значительны (рис.1, а, б). Градиенты адиабатического уровня существенно меньше градиентов полного и динамического уровня. Они повышены на материковом склоне, в северо-западном мелководном районе и в центральной части моря (рис.1, г).

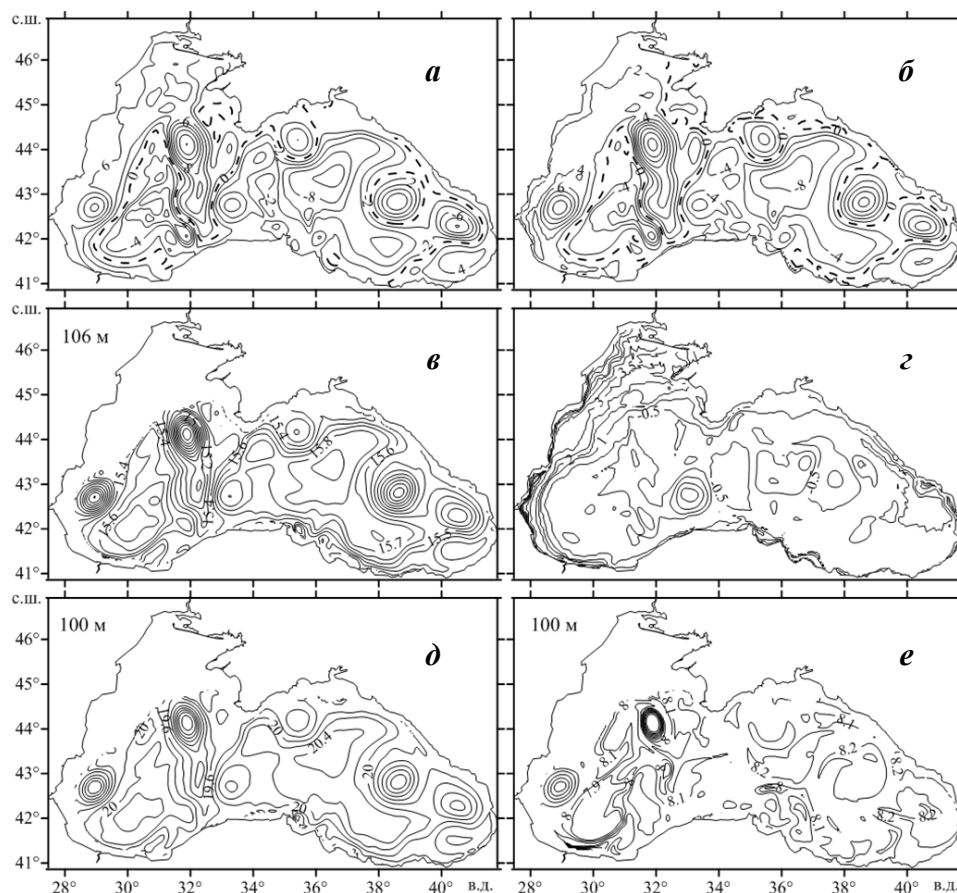
Мерой подобия структур полей уровня моря и плотности являются значения дисперсий, вычисленные по распределению плотности вдоль конкретных значений изолиний уровня, и их изменения по глубине по сравнению с профилем дисперсии самого поля плотности (рис.2). Глубже горизонта 50 м дисперсии климатической плотности вдоль изолиний уменьшаются и они существенно меньше, чем дисперсия поля плотности. В слое 0 – 50 м подобие структур полей климатического уровня моря и плотности хуже. На горизонте 50 м дисперсия, рассчитанная по распределению плотности вдоль изолинии уровня равной минус 9 см, в 3,2 раза меньше, чем дисперсия поля плотности. Заметим, что величины плотности вдоль конкретных значений изолиний уровня моря на горизонтах здесь и далее определялись билинейной интерполяцией значений с окрестных узлов сеточной области модели.

Известно, что климатические поля являются гладкими. Для автоматического формирования псевдополей плотности (солёности, температуры) целесообразно использование приближенных к реальности гидрофизических полей моря. С этой целью воспроизведение полей параметров моря проведено по улучшенной численной модели циркуляции, разработанной в Морском гидрофизическом институте НАН Украины, с реальным атмосферным воздействием на срок два года. Модель циркуляции [12] была усовершенствована С.Г.Демышевым посредством включения в нее блока модели турбулентности с уровнем замыкания 2,5 [13]. Эта модель позволяет более правильно воспроизводить термодинамику верхнего слоя моря. Расчеты проводились на сеточной области $4,9 \times 4,9$ км на 38 горизонтах с 1 января 2007 г. по 31 декабря 2008 г. На поверхности моря задавались поля тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарения, полученные по данным региональной атмосферной модели *Alladin*, работающей в Национальной Администрации по Атмосфере Румынии (NMA) [14]. Для анализа использовались поля уровня моря, солёности, температуры и плотности.

Рис.3, а, б, в, д свидетельствует о том, что и в случае сложной динамики моря подобие структур полей уровня, плотности и солёности в главном пикноклине (галоклине) отчетливо наблюдается. Градиенты адиабатического



Р и с . 2 . Профили дисперсий 24 января: 1 – поля условной плотности; 2 – 6 – распределений условной плотности вдоль изолиний уровня моря 3; 0; – 3; – 6; – 9 см соответственно.



Р и с . 3 . Поля уровня моря (см) 20 августа 2007 г., восстановленного по модели течений: полного (а); динамического (б); адинамического (г); поля условной плотности (кг/м^3) (в), солёности (‰) (д) и температуры ($^{\circ}\text{C}$) (е), восстановленные на ту же дату.

уровня в северо-западном районе и центральной части моря несколько выше, чем по климатическим данным (рис.3, г). Подобие между структурами полей уровня и температуры зависит от сезона. На величину и распределение температуры в деятельном слое Черного моря влияют такие факторы как потоки тепла через поверхность и боковые границы моря, конвективное и ветровое перемешивание в осенне-зимний период, весенний прогрев и формирование ХПС и др. Анализ показал, что такое подобие наблюдается летом ниже Холодного промежуточного слоя (ХПС) воды (рис.3, е). Осенью и зимой в поверхностном слое $\sim 0 - 60$ м из-за глубокого конвективного перемешивания обсуждаемое подобие выражено слабо.

Сравнительный анализ помесячных изменений по глубине величин дисперсий, рассчитанных по распределению плотности вдоль конкретных значений изолиний уровня, по сравнению с профилем дисперсии самого поля плотности позволяет отметить следующее. Во все месяцы в слое $60 - 200$ м подобие структур полей уровня моря и плотности хорошее (рис.4, 5). В верхнем слое $\sim 0 - 60$ м структуры полей существенно различаются. Это –

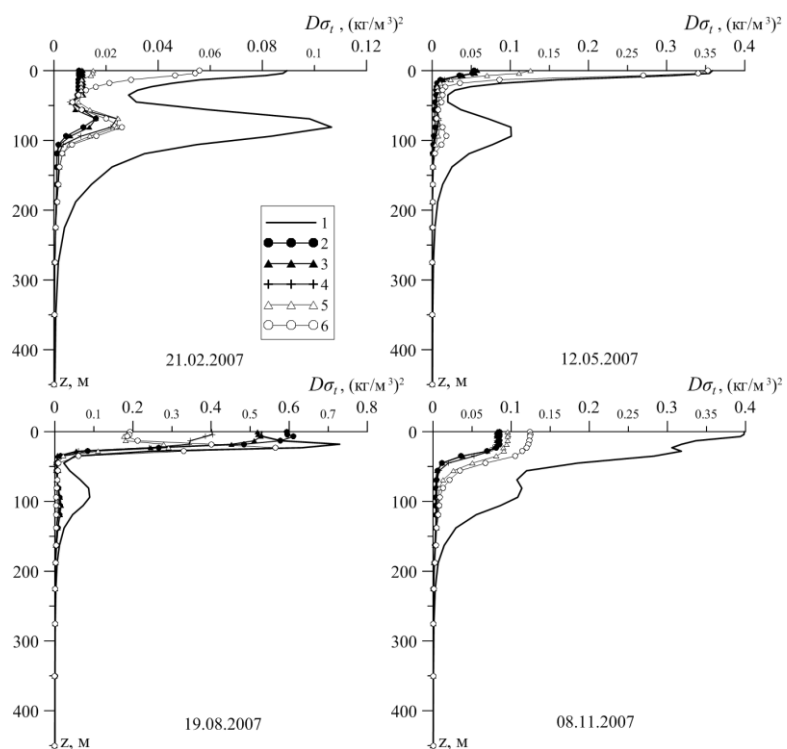


Рис. 4. Профили дисперсий: 1 – поля плотности; 2 – 6 – распределений плотности вдоль изолиний уровня моря – 4; – 2; 0; 2; 4 см соответственно.

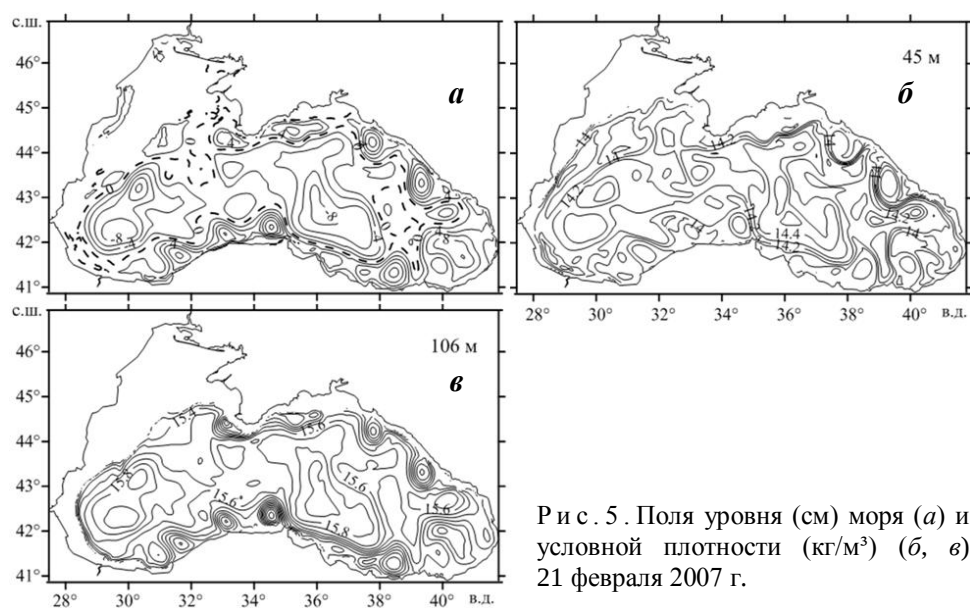
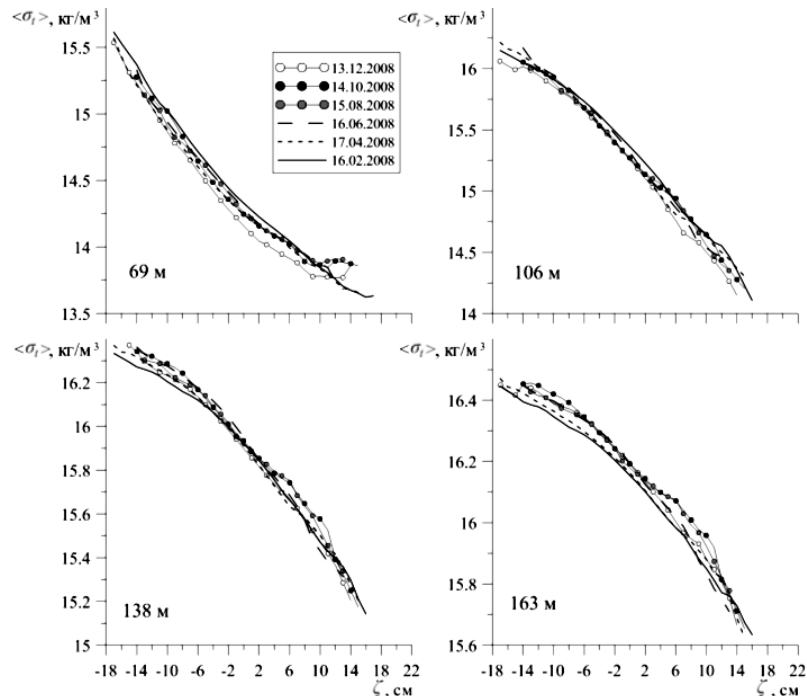


Рис. 5. Поля уровня (см) моря (а) и условной плотности (кг/м³) (б, в) 21 февраля 2007 г.

следствие тех гидрофизических процессов в слое, которые обусловлены сезонно изменяющимся атмосферным воздействием. Особенности профилей для каждого сезона представлены на рис.4.

Таким образом, подобие между структурой (изолиниями) поля уровня поверхности моря и структурой (изолиниями) полей плотности (солёности) в главном пикноклине (галоклине) подтверждено данными модельных численных экспериментов и может использоваться для формирования псевдополей плотности (солёности, температуры).

Анализ примеров формирования псевдополей плотности (солёности, температуры) с экстраполяцией по времени, равном 90 суток. Полученные модельные гидрофизические поля Чёрного моря использовались для формирования псевдополей плотности (солёности, температуры) моря в те моменты времени, которые характеризуются отсутствием «данных измерений». Процедура формирования псевдополей заключалась в следующем. В тот момент времени, когда «данные измерений» имеются, величины плотности (солёности, температуры) на горизонтах моря определялись билинейной интерполяцией значений параметра с окрестных узлов сетки модели в точках с координатами, которые повторяют выбранные изолинии уровня моря. Использовались все целочисленные значения (положительные и отрицательные) изолиний уровня. По распределению параметра вдоль изолиний уровня моря вычислялись средние значения параметра. Далее, эти средние значения экстраполировались на те же горизонты в точки, которые следуют вдоль соответствующих изолиний уровня моря, известного на момент

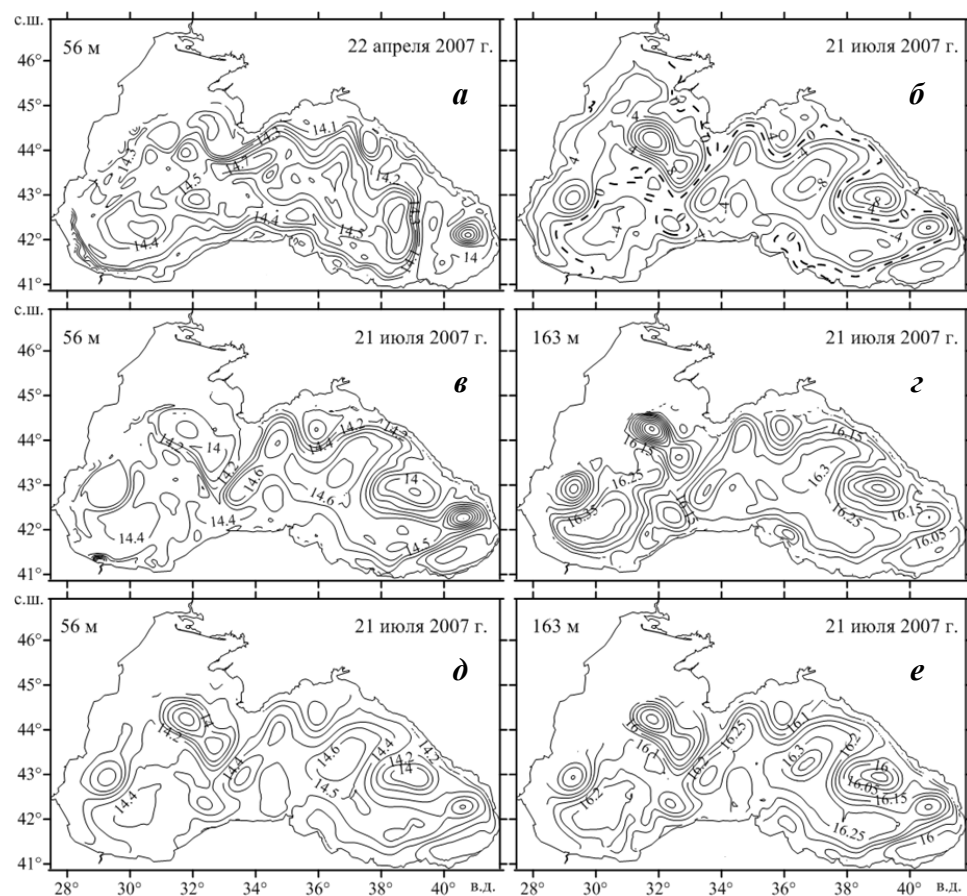


Р и с . 6 . Диаграмма зависимости средних значений аномалии плотности от значений изолиний уровня в годовом цикле изменчивости.

времени, когда «измерения» отсутствуют. После этого производилась кубическая интерполяция средних значений в узлы сеточной области. В случае, когда в момент отсутствия данных измерений экстремальные значения изолиний уровня моря оказывались большими, чем в момент наличия данных, использовались диаграммы, приведенные на рис.6. Среднее значение параметра, отвечающее определенному времени года, для необходимой изолинии уровня на соответствующем горизонте находилось по диаграмме посредством линейной экстраполяции известных значений.

Псевдополя плотности (солёности, температуры) можно формировать описанным способом с экстраполяцией на различные моменты времени вперед и назад, отстоящие от момента наличия «данных измерений» на соответствующие интервалы по времени. Задача состоит в том, чтобы определить оптимальный интервал экстраполяции. К этому вопросу обратимся несколько позже.

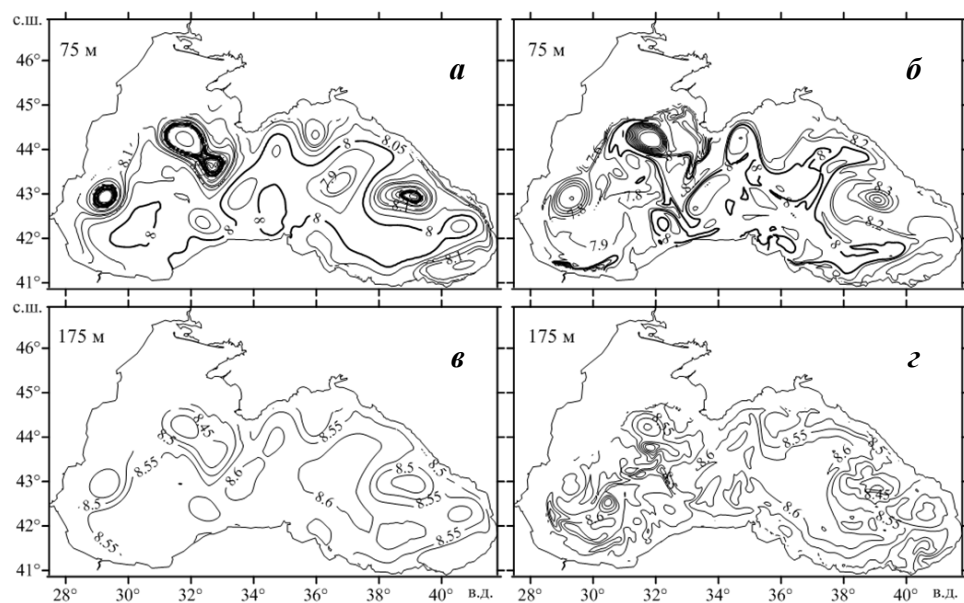
Приведем примеры формирования псевдополей плотности (солёности, температуры) на некоторых горизонтах. Модельные поля гидрофизических параметров моря примем за «истинные». 22 апреля 2007 г. примем за момент



Р и с . 7. Поля аномалии плотности (кг/м^3): «истинные» (а, б, з); псевдополя (д, е). Поле уровня моря (см) «истинное» (б).

времени, в который имелись данные «измерений» плотности (рис.7, *а*), 21 июля 2007 г. – за момент, на который формируются псевдополя плотности по описанной выше процедуре с учетом структуры поля уровня моря (рис.7, *б, д, е*). Отметим, что на 21 июля 2007 г. имеются также «истинные» поля плотности (рис.7, *в, з*). Сопоставление псевдополей и «истинных» полей плотности позволяет сделать вывод о том, что некоторые структуры псевдополей плотности являются несколько сглаженными (на 56 м циклонический вихрь на юго-востоке и антициклонический вихрь на северо-востоке; на 163 м антициклонические вихри на западе и востоке). В то же время другие мезомасштабные образования псевдополей более интенсифицированы (север-западный антициклон на 56 м и юго-восточный циклон на 163 м). На глубине 56 м различие между псевдополем и «истинным» полем плотности заметнее, чем на 163 м. Основной вывод заключается в том, что в главном пикноклине наблюдается удовлетворительное качественное соответствие между псевдополями и «истинными» полями плотности. В количественном отношении они отличаются между собой. Интервал экстраполяции, равный 90 суткам, слишком большой. Анализ аналогично сформированных псевдополей солености на горизонтах постоянного галоклина и их сопоставление с «истинными» полями показал такие же результаты, как и при сопоставлении псевдополей и «истинных» полей плотности.

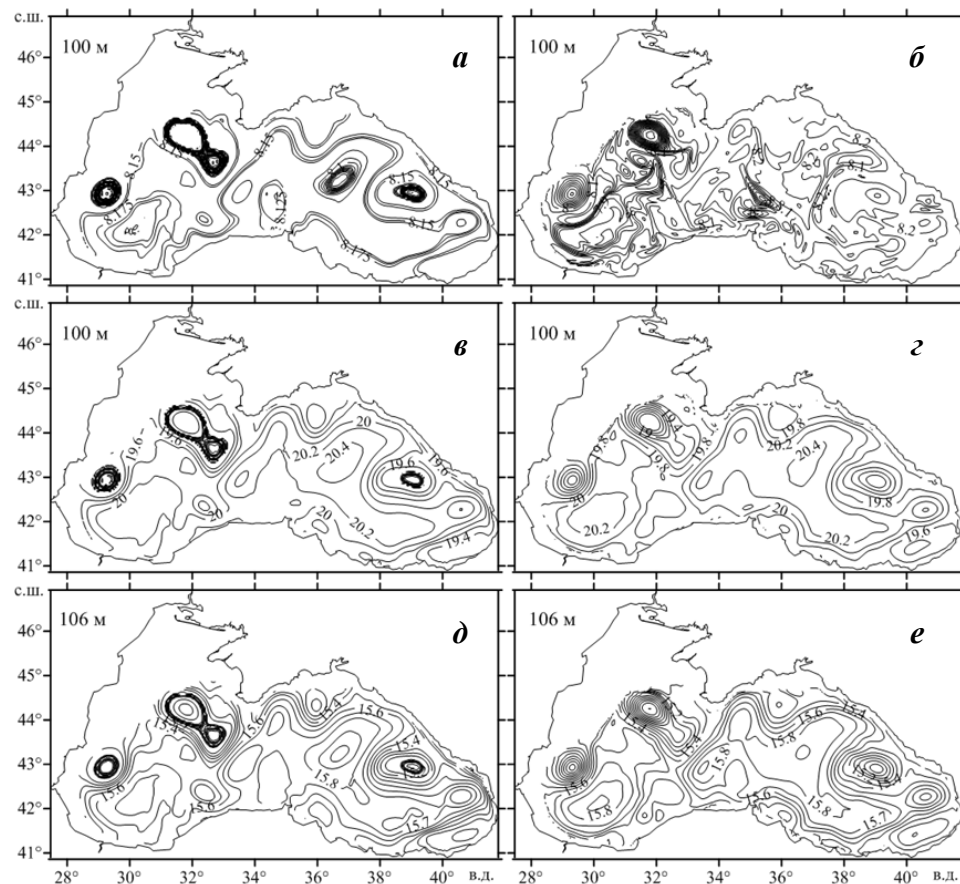
Представим примеры формирования (с экстраполяцией на 90 суток вперед) псевдополей температуры – параметра, наиболее изменяющегося по сезонам в деятельном слое моря. Для анализа выбран горизонт 75 м, на котором присутствуют воды ХПС, а также горизонт 175 м, характеризующий распределение температуры глубже ХПС (рис.8). С учетом рис.7, *б* видно, что структуры псевдополей температуры на обоих горизонтах в основном



Р и с . 8. Поля температуры (°C) на 21 июля 2007 г.: «псевдополя» (*а, в*); «истинные» (*б, з*).

отражают структуру поля уровня моря. Выделяются антициклонические вихри на западе, северо-западе и возле Кавказского побережья. Такие же антициклонические образования с пониженной температурой в их центрах имеются в «истинных» полях. Однако они, во-первых, маскируются наличием в этих полях образований более мелкого масштаба. Во-вторых, температура в центрах антициклонов «истинных» полей выше, чем в псевдополях. На глубине 75 м структура поля температуры вод холодного промежуточного слоя (ХПС) в псевдополе отличается от таковой в «истинном» поле. При формировании (с экстраполяцией по времени) псевдополей температуры и выборе предельной от поверхности моря глубины необходимо учитывать основные процессы, формирующие термическую структуру вод. К ним относятся: осенне-зимнее выхолаживание вод, формирование верхнего квазигомогенного слоя (ВКС), обновление холодного промежуточного слоя, весенне-летний прогрев вод, образование сезонного термоклина, формирование нового ХПС.

Выше рассмотрены примеры формирования псевдополей плотности, солёности и температуры моря независимо каждого из них. Представляет интерес решение этого вопроса для задачи реанализа в случае, когда псевдополе плотности рассчитывается по уравнению состояния, в котором ис-



Р и с . 9. Распределение температуры (а, б), солёности (в, г), условной плотности (д, е) 21 июля 2007 г.: псевдополя (а, в, д); «истинные» поля (б, г, е).

пользуются сформированные на определенный момент времени псевдополя солёности и температуры. Заметим, что «истинные» поля плотности рассчитываются на гранях бокса, а поля солёности и температуры – в его центрах. Псевдополя плотности рассчитывались по нелинейному уравнению состояния, в котором специальным образом учитывались известные в центрах бокса псевдополя солёности и температуры, что обеспечило корректное сопоставление псевдополя плотности с «истинным» полем. Рис.9 демонстрирует результаты выполненного численного эксперимента. Видно, что псевдополе температуры в главном пикноклине качественно коррелирует с «истинным» полем хуже, чем поля солёности (рис.9, а, б и в, г; рис.7, б). Качественное соответствие между структурами псевдополей и «истинных» полей плотности получено вполне удовлетворительное (рис.9, д, е). Однако экстремальные значения плотности псевдополя выше, чем «истинного» поля из-за большого временного интервала экстраполяции.

Анализ результатов формирования псевдополей плотности с экстраполяцией на различные интервалы по времени. Для определения оптимального интервала экстраполяции формирование псевдополей плотности по предложенной выше процедуре производилось на весь 2008 г. по данным «измерений» в 2007 и 2008 гг. Экстраполяция средних значений плотности вдоль соответствующих изолиний уровня моря выполнялась на горизонтах с различными интервалами по времени: 10; 20; 30;...; 100; 110; 120 суток. Были оценены следующие статистические характеристики: дисперсии «истинных» полей $D\sigma_{tu}(z)$ и псевдополей $D\sigma_{tn}(z)$ условной плотности на каждом горизонте; дисперсии по горизонтам полей разностей между «истинными» полями и псевдополями условной плотности $D\delta\sigma_t(z)$; коэффициенты корреляции между «истинными» полями и псевдополями условной плотности ($R = \text{cov}(\sigma_{tu}, \sigma_{tn}) / \sqrt{D\sigma_{tu} \cdot D\sigma_{tn}}$).

Анализ профилей дисперсий «истинных» полей и псевдополей плотности (рис.10) свидетельствует о том, что в верхнем слое моря толщиной ~ 60 м во все сезоны года различия между значениями дисперсий велики. Этот слой моря для формирования псевдополей плотности (солёности и температуры) с экстраполяцией даже на минимальный интервал времени – 10 суток следует исключать. Глубже величины дисперсий псевдополей приближаются к значениям дисперсий «истинных» полей плотности по мере уменьшения временного интервала экстраполяции. Значения дисперсий псевдополей в главном пикноклине ближе всего к величинам дисперсий «истинных» полей в зимне-весенний период.

Профили дисперсий разностей между «истинными» полями и псевдополями условной плотности (рис.11) показывают, что значения дисперсий, соответствующие интервалам экстраполяции 10 – 40 суток, меньше значений дисперсий, отвечающих остальным интервалам экстраполяции. Дисперсии разностей глубже ~ 60 м существенно меньше дисперсий «истинных» полей. Как и в случае изменчивости дисперсий псевдополей и «истинных» полей плотности, слой ~ 0 – 60 м выделяется по значениям и поведению с глубиной дисперсий разностей. В зимний сезон дисперсии разностей в этом слое сопоставимы с дисперсиями «истинных» полей, весной и летом

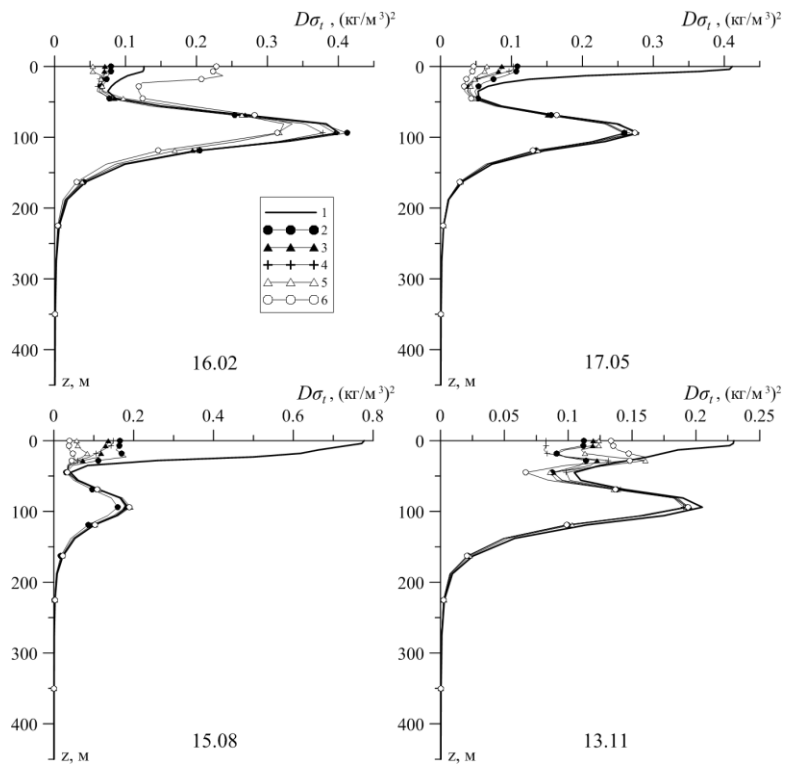


Рис. 10. Профили дисперсий условной плотности в 2008 г. Кривые 1 – $D\sigma_{tu}(z)$, кривые 2 – 6 – $D\sigma_{tn}(z)$, соответствующие интервалам экстраполяции по времени 10; 20; ...; 50 суток.

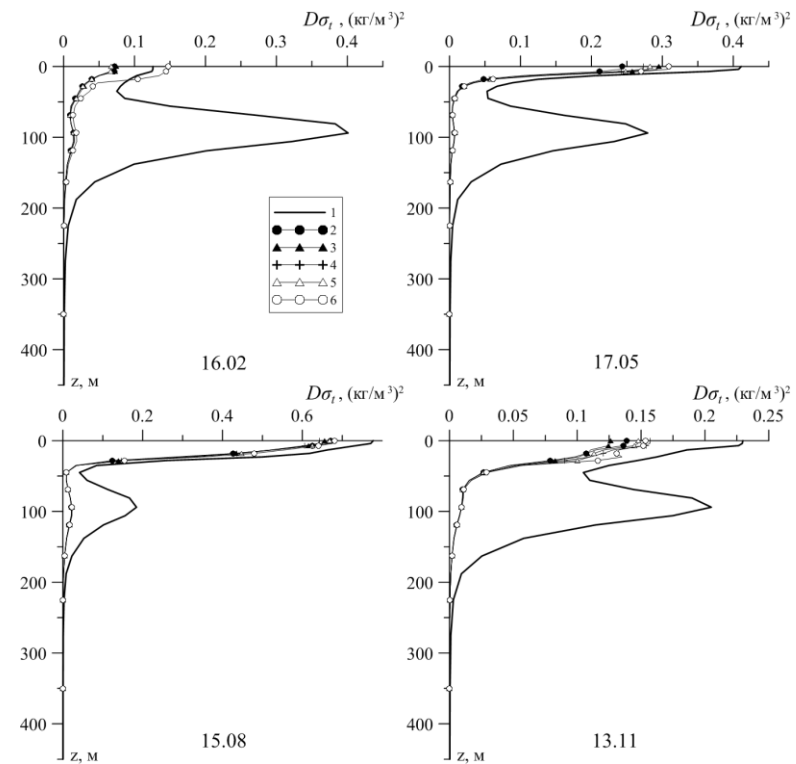
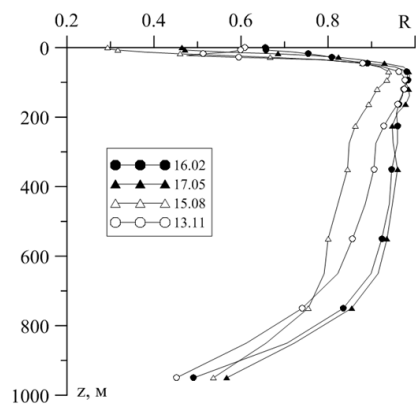


Рис. 11. Профили дисперсий условной плотности в 2008 г. Кривые 1 – $D\sigma_{tu}(z)$, кривые 2 – 6 – $D\delta\sigma_t(z)$, соответствующие интервалам экстраполяции по времени 10; 20; ...; 50 суток.



Р и с . 1 2 . Поведение с глубиной коэффициента корреляции между «истинными» и псевдополями плотности в 2008 г., полученными экстраполяцией с интервалом 30 суток.

в слое 0 – 25 м они почти совпадают между собою. Дисперсии псевдополей, сформированных с экстраполяцией на 30 и 40 суток, на глубине 94 м отличаются от дисперсий «истинных» полей на: 3,5 и 3,6 % зимой, 2,6 и 2,6 % весной, 12,0 и 12,2 % летом, 4,6 и 4,5 % осенью соответственно.

Интервал экстраполяции, равный 30 – 40 суткам, можно считать оптимальным и использовать для формирования псевдополей плотности (солёности, температуры).

Анализ поведения с глубиной коэффициента корреляции между «истинными» и псевдополями плотности в различные сезоны (рис.12) позволяет отметить следующее. Зависимость коэффициента корреляции от величины временного интервала экстраполяции в слое 50 – 700 м весьма слабая. Коэффициент корреляции в январе – июне в этом слое при интервале экстраполяции 10 суток изменяется от 0,85 до 0,99. Во второй половине года в этом же слое значения его находятся в диапазоне 0,8 – 0,95. Коэффициент корреляции на глубине 350 м при интервале экстраполяции, равном 30 суткам, зимой равняется 0,94, весной 0,95, летом 0,84, осенью 0,90. Максимальное значение коэффициента наблюдается весной на глубине 94 м и равно 0,99. Глубже 700 м зависимость коэффициента корреляции от величины временного интервала экстраполяции увеличивается, а сам коэффициент уменьшается. На глубине 1050 м при оптимальном интервале экстраполяции диапазон его изменчивости составляет 0,01 – 0,24.

Заключение. Для решения задачи реанализа предложена процедура автоматического формирования псевдополей плотности (солёности, температуры) Черного моря в те моменты (интервалы) времени, когда данных контактных измерений термохалинных параметров явно недостаточно. Данная процедура основывается на подобию между структурой (изолиниями) поля уровня моря и структурой (изолиниями) полей плотности (солёности) в главном пикноклине (постоянном галоклине). Предлагаемая процедура предполагает так же знание полей динамического уровня Черного моря.

Верификация псевдополей оценивается по результатам специальных модельных численных экспериментов. Воспроизведение полей параметров моря проведено для 2007 и 2008 гг. по улучшенной численной модели течений, разработанной в МГИ НАН Украины, с реальным атмосферным воздействием. Усовершенствованная модель включает блок параметризации турбулентности с уровнем замыкания 2,5 [13]. На поверхности моря задавались поля тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарения [14].

Полученные модельные гидрофизические поля Черного моря использовались для формирования псевдополей плотности (солёности, температуры) по предложенной процедуре на момент времени, в который «данные измере-

ний» отсутствуют. Псевдополя плотности (солёности, температуры) формировались с экстраполяцией на различные моменты времени вперед, отстоящие от момента наличия «данных измерений» на соответствующие интервалы по времени. Экстраполяция по времени возможна также по схеме «назад».

Сравнительное сопоставление псевдополей и «истинных» полей плотности позволило сделать вывод о достоверности сформированных псевдополей. На базе анализа оцененных по горизонтам статистических характеристик (дисперсий «истинных» полей и псевдополей плотности; дисперсий разностей и коэффициентов корреляции между «истинными» полями и псевдополями плотности) оказалось возможным выявить приемлемый интервал экстраполяции. Интервал экстраполяции, равный 30 – 40 суткам, можно считать оптимальным и использовать для формирования псевдополей плотности (солёности, температуры).

Основной результат выполненного исследования состоит в том, что предложенная процедура формирования псевдополей солёности, температуры (плотности) может быть использована для подготовки более качественных ежемесячных полей термохалинных параметров моря в период с 1957 г. по настоящее время для выполнения уточненного ретроспективного анализа. В первую очередь это касается тех периодов времени, которые характеризуются дефицитом контактных данных измерений. При реализации данной процедуры предполагается использовать поля динамического уровня Черного моря, восстановленные по данным альтиметрических измерений, а также данные спутниковых измерений температуры поверхности моря.

Авторы выражают благодарность Демышеву С.Г. за предоставленную модель циркуляции МГИ.

Работа выполнена при поддержке проекта *MyOcean (grant agreement n°218812) European Community's Seventh Framework Programme FP7/2007-2013*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Сухих Л.И. Трехмерная динамика экосистемы Черного моря (численное моделирование) // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.– вып.19.– С.203-215.
2. Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J. Satellite altimetry observations of the Black Sea level // J. Geoph. Res.– 2005.– 106, C1.– P.917-933.
3. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихреразрешающей модели циркуляции Черного моря // Морской гидрофизический журнал.– 2004.– № 1.– С.52-68.
4. Демышев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неравным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане.– М.: ИВМ РАН, 1992.– С.163-231.
5. 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: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004.– вып.11.– С.31-50.

6. *Madec G., Delecluse P., Imbard M., Levy C.* Оpa 8 ocean general circulation model.— Reference Manual. Tech. rep.— 1998.— LODYC/IPSL Note11.
7. *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: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2008.— вып.16.— С.279-290.
8. *Моисеенко В.А., Коротаев Г.К., Кныш В.В., Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В.* Межгодовая изменчивость термохалинных и динамических характеристик Черного моря по результатам реанализа за период 1971 – 1993 гг. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.— вып.19.— С.216-227.
9. *Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б.* О параметризации полей плотности и скорости течения на синоптических масштабах // Морские гидрофизические исследования.— 1979.— № 2.— С.175-183.
10. *Передерей А.И., Саркисян А.С.* Точные решения некоторых преобразованных уравнений динамики морских течений // Изв. АН СССР. ФАО.— 1972.— т.8, № 10.— С.1073-1079.
11. *Саркисян А.С., Передерей А.И.* Динамический метод как первое приближение при расчете урoвневной поверхности бароклинного океана // Метеорология и гидрология.— 1972.— № 4.— С.45-54.
12. *Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демьяшев С.Г., Белокопытов В.Н.* Долговременные изменения термохалинных и динамических характеристик Черного моря по климатическим данным температуры и солёности и их ассимиляции в модели // Морской гидрофизический журнал.— 2005.— № 3.— С.11-30.
13. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem // Rev. Geophys. and Spase Physics.— 1982.— v.20, № 4.— P.851-875.
14. *Stefanescu S., Cordoneanu E., Kubryakov A.* Ocean wave and circulation modeling at NIMH Romania // Roman. J. Meteor.— 2004.— v.6, № 1-2.— P.75-88.

Материал поступил в редакцию 15.10.2010 г.