

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465

В.В. Кныш, С.Г. Демышев, Н.В. Инюшина, Г.К. Коротаев

Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Черного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза

Предложен алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза для ассимиляции климатических полей температуры и солёности в модели морской динамики. В соответствии с ним численно решаются предложенные дифференциальные уравнения для дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности. Источники в уравнениях переноса – диффузии тепла и соли зависят от четырехмерных дисперсий ошибок прогноза и одномерных (по вертикальной координате) дисперсий ошибок измерений. Дисперсии ошибок прогноза корректируются в моменты усвоения данных. Выполнены реконструкция и анализ климатических полей течений Черного моря. Выявлено, что структура полей дисперсий в верхнем перемешанном слое определяется вертикальной диффузией. Глубже этого слоя распределение дисперсий зависит от вертикальной адвекции. Алгоритм адаптивной статистики ошибок позволил реконструировать уточненные взаимно согласованные гидрофизические параметры с учетом динамики дисперсий ошибок.

Введение

Ранее была предложена методика и выполнено восстановление климатических течений Черного моря на базе ассимиляции в модели морской динамики двух различных климатических массивов температуры и солёности [1, 2]. Упрощенный алгоритм ассимиляции, использовавшийся в этих работах, состоял в следующем. В уравнение переноса – диффузии тепла (соли) включался источник, интенсивность которого была пропорциональна разности между климатической и модельной температурой (солёностью). Параметр пропорциональности задавался обратной зависимостью от коэффициента релаксации и нормированной дисперсии ошибки измерений (меры ошибки измерений [3]). Мера ошибки измерений задавалась априори нелинейной функцией по вертикальной координате и не зависела от времени. Климатические данные усваивались на каждом шаге по времени численной модели. Как показал анализ результатов расчетов, в этом случае роль данных наблюдений оказывалась завышенной, восстановленные климатические поля были слабо согласованы между собой и с внешними краевыми условиями. Это сказывается в наибольшей степени на качественных и количественных характеристиках вертикальной скорости. Ее поля содержат мелкомасштабные перемежаемые зоны подъема и опускания вод, а значения по сравнению с косвенными оценками [4, 5] являются завышенными [6].

© В.В. Кныш, С.Г. Демышев, Н.В. Инюшина, Г.К. Коротаев, 2008

В работе [7] предложена методика периодической ассимиляции данных. В соответствии с ней ассимиляционные источники рассчитывались и включались в уравнения в определенные моменты времени. Между этими моментами в режиме прогноза осуществляется процесс быстрого (геострофического) согласования гидрофизических параметров. Показано, что главной чертой адаптированных полей вертикальных течений является их гладкий характер и отсутствие мелкомасштабных шумов [7]. Экстремальные значения вертикальной скорости уменьшились примерно на порядок.

В частном случае, когда «измерения» температуры и солёности известны во всех точках сеточной области численной модели, параметр в источниках уравнений переноса тепла и соли зависит от дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности [3]. Дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности (плотности) должны рассчитываться путем решения существенно нелинейных дифференциальных уравнений в четырехмерном пространстве – времени [8]. Однако технически решение этих уравнений в настоящее время не представляется возможным.

В данной работе для ассимиляции климатических полей температуры и солёности в модели предложен алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза. В соответствии с ним численно решаются предложенные дифференциальные уравнения для дисперсий ошибок прогноза температуры и солёности. Источники в уравнениях переноса – диффузии тепла и соли зависят от четырехмерных дисперсий ошибок прогноза и одномерных (по вертикальной координате) дисперсий ошибок измерений. Дисперсии ошибок прогноза корректируются в моменты усвоения данных.

Выполнены реконструкция и анализ климатических полей течений Черного моря. Выявлено, что структура полей дисперсий в верхнем перемешанном слое определяется вертикальной диффузией. Глубже этого слоя структура полей дисперсий зависит от вертикальной адвекции. Алгоритм адаптивной статистики позволил реконструировать уточненные взаимно согласованные гидрофизические параметры за счет учета динамики дисперсий ошибок.

Основные уравнения и соотношения алгоритма адаптивной статистики ошибок

Для реализации алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза использовалась численная нелинейная модель, подробно описанная в [9, 10]. Составляющие касательного трения ветра на каждые сутки года были получены осреднением трения ветра, восстановленного с дискретностью 6 ч на период 1988 – 1998 гг. по распределениям приземного давления [11]. Интенсивность такого ветра оказалась существенно выше, чем сезонно меняющийся ветер, представленный в [12].

Среднемесячные суммарный климатический поток тепла на поверхности моря и климатическая солнечная радиация, поглощенная морем, учитывались так же, как в работе [13].

Расчеты по модели проводились на сетке $14,8 \times 14,8$ км по горизонтали, по вертикали использовалось 44 горизонта со следующими глубинами:

2,5, 5, 10, ..., 30, 40, ..., 60, 75, ..., 120, 145, 170, 200, 250, ..., 700, 800, ..., 1900, 1950, 1975, 1985, 1995, 2000 м. Шаг по времени равнялся 5 минутам.

Турбулентный обмен импульсом по горизонтали в уравнениях движения параметризовался введением бигармонического оператора с коэффициентом $\nu_H(z)$, зависящим от вертикальной координаты. Этот коэффициент принимал следующие значения: на глубине 2,5 – 350 м $\nu_H = 5 \cdot 10^{18}$; на 400 м $\nu_H = 1,25 \cdot 10^{19}$; на 450 – 600 м $\nu_H = 2 \cdot 10^{19}$; на 650 м $\nu_H = 6 \cdot 10^{19}$; на 700 – 2000 м $\nu_H = 10^{20}$ см⁴/с.

Коэффициент горизонтального обмена теплом и солью K_H равнялся 10^6 см²/с. Коэффициенты турбулентной диффузии и турбулентного обмена импульсом по вертикали K_V и ν_V зависели от числа Ричардсона в соответствии с аппроксимацией Покановского – Филандера [13].

Дисперсии ошибок прогноза температуры $\sigma_T^2(x, t)$ и солёности $\sigma_S^2(x, t)$ находились путем численного решения однотипных дифференциальных уравнений. Для краткости приведем здесь только уравнение для σ_S^2 . Оно имеет вид:

$$\frac{\partial \sigma_S^2}{\partial t} + u \frac{\partial \sigma_S^2}{\partial x} + v \frac{\partial \sigma_S^2}{\partial y} + w \frac{\partial \sigma_S^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_V \frac{\partial \sigma_S^2}{\partial z} + K_H \Delta \sigma_S^2 + \frac{1}{REL} (\sigma_{*S}^2 - \sigma_S^2). \quad (1)$$

В уравнении (1) $x = (x, y, z)$; t – время; u, v, w – горизонтальные и вертикальная компоненты вектора скорости течений вдоль осей x, y, z , направленных на восток, север и вертикально вниз соответственно; Δ – плоский оператор Лапласа; σ_{*S}^2 – некоторая «типичная» дисперсия ошибок прогноза; REL – коэффициент релаксации. Уравнение для σ_T^2 имеет аналогичный вид.

Уравнения типа (1) следуют из более общих уравнений [8, 14], в которых пренебрегли взаимными дисперсиями полей ошибок солёности (температуры) и компонент вектора скорости, а также средними квадратами производных ошибки оценки солёности (температуры). Их учет приводит к появлению в уравнениях существенно нелинейных членов, что не позволяет получить корректного численного решения из-за используемого горизонтального разрешения модели. Кроме этого, ошибки моделирования не учитываются в рассматриваемом алгоритме ассимиляции. Последнее слагаемое в правой части уравнения (1) введено с целью компенсации ошибок численного расчета дисперсий, вызванных принятыми допущениями. Дисперсия ошибок при отсутствии наблюдений стремится к некоторой «типичной» дисперсии ошибок прогноза.

Функции мощности источников в правых частях уравнений переноса – диффузии тепла и соли имеют вид:

$$Q_T = \frac{1}{REL} \frac{\sigma_T^2}{\sigma_T^2 + \sigma_{T_m}^2} (T^{Cl} - T), \quad (2)$$

$$Q_S = \frac{1}{\text{REL}} \frac{\sigma_S^2}{\sigma_S^2 + \sigma_{S_m}^2} (S^{Cl} - S). \quad (3)$$

В выражениях (2), (3) T^{Cl} и S^{Cl} – климатические температура и соленость; T , S – температура и соленость, рассчитанные в модели; $\sigma_{T_m}^2(z)$, $\sigma_{S_m}^2(z)$ – дисперсии ошибок измерений.

Дисперсии ошибок прогноза в момент ассимиляции данных корректируются в соответствии с формулами

$$\sigma_T^{2(+)} = \sigma_T^{2(-)} - \frac{\sigma_T^{2(-)} \sigma_T^{2(-)}}{\sigma_T^{2(-)} + \sigma_{T_m}^2}, \quad (4)$$

$$\sigma_S^{2(+)} = \sigma_S^{2(-)} - \frac{\sigma_S^{2(-)} \sigma_S^{2(-)}}{\sigma_S^{2(-)} + \sigma_{S_m}^2}. \quad (5)$$

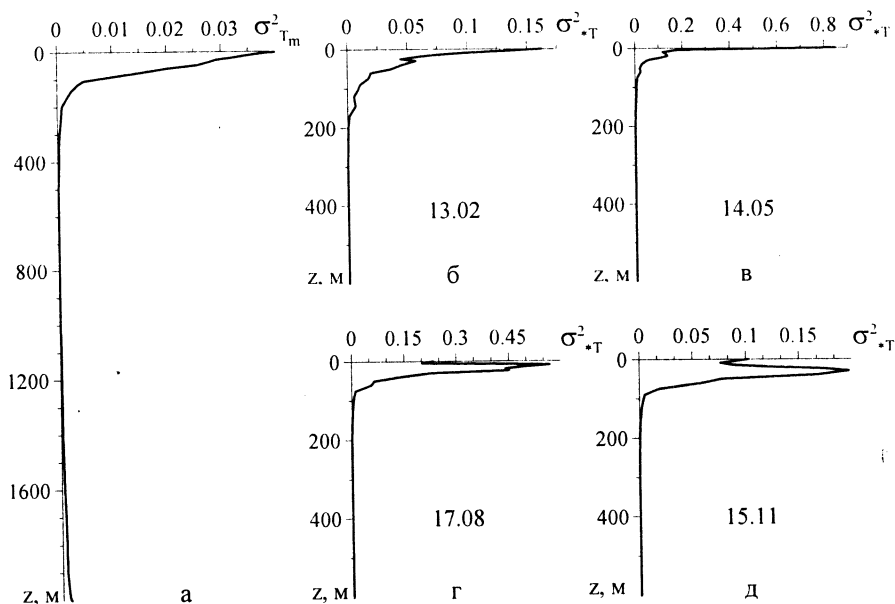
Здесь (+), (–) – значения функций до и после коррекции соответственно. Формулы (4), (5) так же, как и зависящие от дисперсий ошибок коэффициенты в формулах (2), (3), следуют из соотношений фильтра Калмана при предположениях: 1) ковариационная функция поля ошибок прогноза температуры и солености представляется в виде произведения среднеквадратических отклонений ошибок на нормированную корреляционную функцию поля; 2) на выбранном горизонте влиянием измерений на других горизонтах пренебрегаем; 3) наблюдение климатической температуры (солености) имеется в каждой точке сеточной области; 4) влияние наблюдений в соседних точках не учитывается.

Анализ результатов численного эксперимента

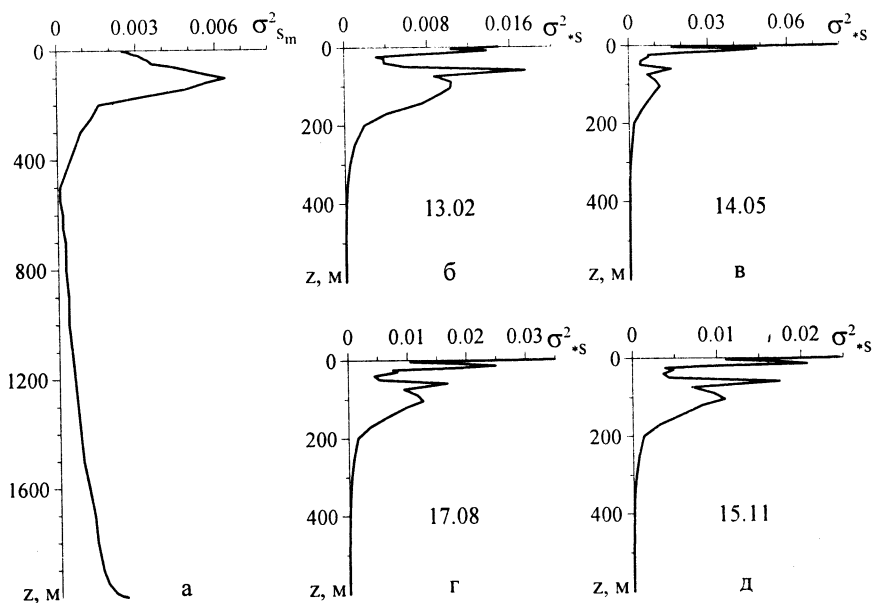
С использованием описанного выше алгоритма адаптивной статистики ошибок (1) – (5) выполнен численный эксперимент с ассимиляцией в модели климатических полей температуры и солености [15] на каждом шаге по времени. Среднемесячные массивы T^{Cl} , S^{Cl} проинтерполированы на сетку модели по схеме, описанной в [16, 17]. По этим данным рассчитаны коэффициенты Фурье и восстановлены поля на каждые сутки года. Поля T^{Cl} , S^{Cl} так же, как и среднемесячные климатические поля осадков, испарения, суммарного потока тепла [12], значения солнечной радиации [18], суточные поля составляющих касательного трения ветра, интерполировались линейно на каждый шаг по времени. Неточностями, возникающими при такой интерполяции [19], пренебрегли.

Ошибки измерений приравнялись к оцененным в работе [15] ошибкам расчета средних климатических значений температуры и солености в соответствующих квадратах. Графики изменений по глубине дисперсий этих ошибок приведены на рис. 1, 2, а. Видно, что дисперсии ошибок по температуре относительно велики в верхнем слое толщиной ~ 50 м. Значительная временная изменчивость термоклина, волновые процессы и другое уменьшают достоверность расчета климатических полей. Дисперсия ошибок расчета средней солености является относительно большой в области

пикноклина и обусловлена его временными колебаниями. Постепенное увеличение дисперсии ко дну объясняется недостаточностью и плохим качеством данных глубоководных измерений.



Р и с. 1. Профили дисперсий ошибок измерений климатической температуры (а) и типичных дисперсий разностей между ее климатическими и модельными значениями зимой (б), весной (в), летом (г) и осенью (д)



Р и с. 2. То же, что на рис. 1, для солености

«Типичные» дисперсии ошибок прогноза целесообразно оценивать, имея ансамбль прогнозов, выполненных с различными начальными условиями

[20]. В данной работе «типичные» дисперсии представляли собой средние на каждом горизонте дисперсии полей разностей между климатическими и модельными значениями температуры (солености) (рис. 1, 2, б – д). На этих рисунках видно, что значимые величины дисперсий разностей температуры наблюдаются до глубины 150 м, солености – до 350 м. Глубже дисперсии монотонно уменьшаются: на 200 м по температуре они имеют порядок $0,002^{\circ}\text{C}$, на 400 м по солености – порядок $0,001\%$.

Уравнения вида (1) решались численно совместно с уравнениями модели при нулевых начальных значениях дисперсии ошибок прогноза солености (температуры). На поверхности моря и на боковых границах ставились условия отсутствия потоков дисперсии. Численная схема решения уравнений типа (1) соответствовала схеме решения уравнений диффузии тепла и соли. Параметр релаксации *REL* принимался равным 1 суткам. Расчет проводился на 21 год. Данные расчетов последнего года использовались для анализа сезонной изменчивости полей гидрофизических параметров и дисперсий ошибок прогноза.

Пространственное распределение отклонений от среднего значения дисперсии ошибок прогноза солености зимой на горизонтах 20 и 300 м показано на рис. 3, а, в. Для сравнения на рис. 3, б, г даны распределения коэффициента вертикальной турбулентной диффузии и вертикальной скорости на горизонтах 18 и 275 м соответственно. Отметим, что величины дисперсий ошибок солености (температуры) на каждом горизонте изменяются в пределах значений «типичных» дисперсий. Из сравнения рис. 3, а, б видно, что структура аномалий дисперсии ошибок прогноза солености в верхнем перемешанном слое определяется вертикальной диффузией. Вследствие этого наблюдается высокая корреляция между полями коэффициента вертикальной диффузии и дисперсии. Поскольку в верхнем 30-метровом слое моря «типичная» дисперсия ошибок солености уменьшается с глубиной, то областям с большими значениями коэффициента диффузии соответствуют зоны с положительными величинами аномалий дисперсии и наоборот. Глубже перемешанного слоя структура аномалий дисперсии ошибок солености по горизонтали определяется вертикальной адвекцией (рис. 3, в, г). При этом зонам подъема вод соответствуют области с отрицательными величинами отклонений дисперсии вследствие уменьшения значений «типичной» дисперсии на глубинах, больших 300 м (рис. 2, б – д).

Обнаруженные особенности распределения аномалий дисперсий ошибок в верхнем квазиоднородном слое и глубже его являются следствием баланса членов уравнений переноса – диффузии дисперсий вида (1). Производные по времени в этих уравнениях приблизительно балансируются источниками, зависящими от «типичных» дисперсий. Следующими по порядку величин являются: в верхнем квазиоднородном слое – вертикальная диффузия (рис. 4, а), глубже – вертикальный перенос дисперсии (рис. 4, б). Причем малым значениям коэффициентов ($\sim 0,03$) соответствуют отрицательные значения вертикальной диффузии дисперсий ошибок (рис. 4, а и 3, б), зонам подъема вод – положительные значения адвекции дисперсий ошибок (рис. 4, б и 3, г), поскольку на рассматриваемых глубинах вертикальный градиент дисперсии ошибок отрицательный.

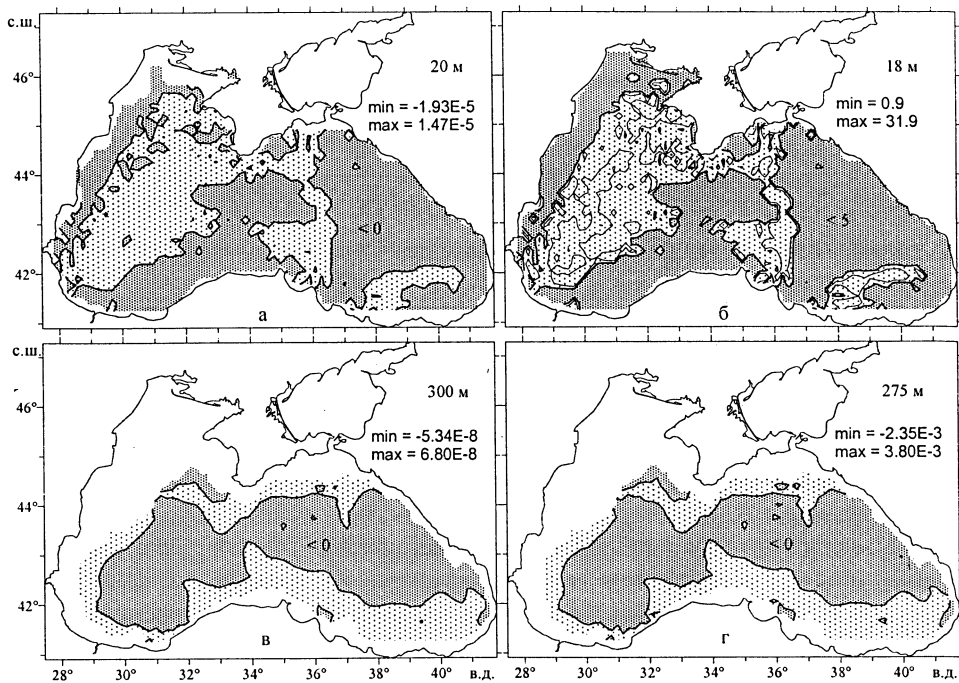


Рис. 3. Распределения зимой (13.02): аномалий дисперсии ошибок прогноза солёности ($(\%)^2$) на 20 м (а) и 300 м (в); коэффициента вертикальной турбулентной диффузии ($\text{см}^2/\text{с}$) на 18 м (б) и вертикальной скорости ($\text{см}/\text{с}$) на 275 м (г)

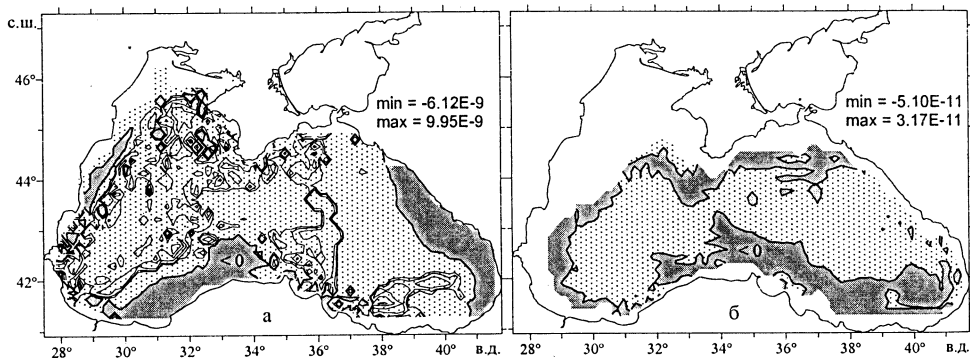


Рис. 4. Распределения зимой (13.02): вертикальной турбулентной диффузии на глубине 20 м (а) и вертикальной адвекции на глубине 300 м (б) дисперсии ошибок прогноза солёности ($(\%)^2/\text{с}$)

Отмеченные выше корреляции характерны также для полей аномалий дисперсии ошибок прогноза температуры, коэффициента вертикальной диффузии и вертикальной скорости.

Остановимся теперь на анализе реконструированных полей гидрофизических параметров моря. Уровень моря, характеризующий поверхностную геострофическую циркуляцию, является интегральной функцией. Он приведен на рис. 5, а, б. На этом рисунке для сравнения представлены распределения уровня, восстановленные двумя разными способами. Видно, что результаты восстановления близки. В варианте ассимиляции данных, когда дисперсия ошибок прогноза температуры и

солёности зависела от пространственных координат и времени (рис. 5, а), летом общий перепад уровня оказался меньше на 0,72 см, чем во второй процедуре ассимиляции. В структурах полей уровня моря четко выделяются западный и восточный циклонические круговороты, Основное Черноморское течение (ОЧТ) и такие антициклонические вихри справа от ОЧТ, как Кизилармакский, Батумский и Севастопольский антициклоны.

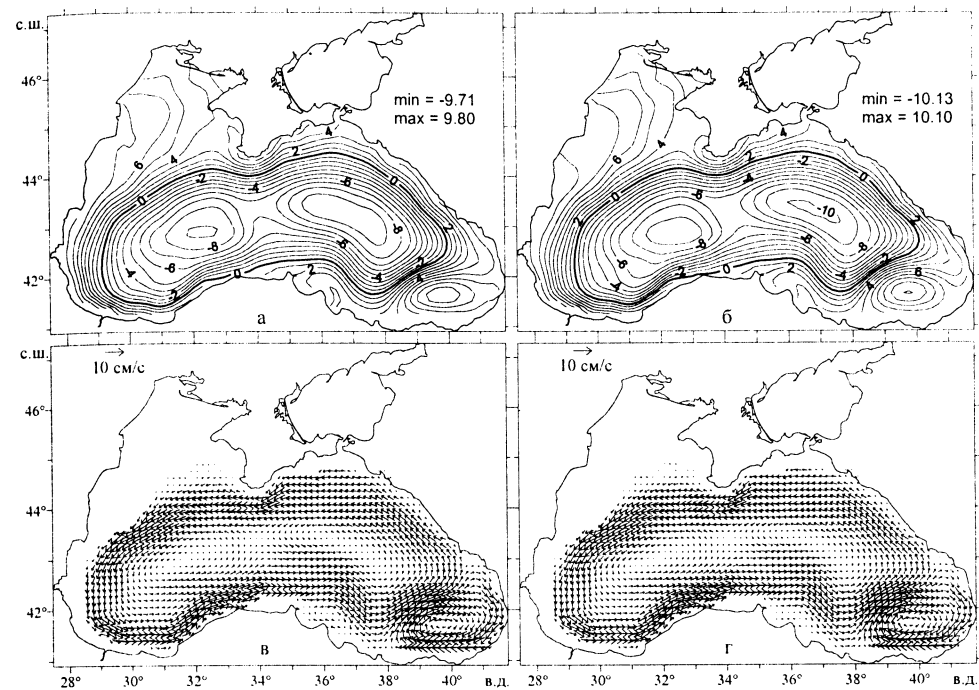


Рис. 5. Топография климатического уровня моря (см) и течения (см/с) на глубине 120 м летом (17.08), восстановленные по алгоритму адаптивной статистики (а, в) и при периодической [б] ассимиляции данных (б, г)

Зимой (13.02), наоборот, общий перепад уровня, восстановленный на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок, оказался на 0,16 см больше по сравнению с вариантом периодической ассимиляции данных. В этот сезон интенсивность циркуляции максимальная.

Структуры горизонтальных течений, реконструированных в обеих процедурах ассимиляции, также близки (рис. 5, в, г). Максимальные скорости – 13,2 см/с (рис. 5, в) и 12,3 см/с (рис. 5, г) – получены на глубине 120 м в наиболее интенсивном среди всех вихрей – Батумском антициклоне. В обоих вариантах реконструкции течений наиболее узкая струя ОЧТ получена у берегов Западной Анатолии.

Сравнительный анализ структуры пространственного распределения вертикальной скорости (рис. 6, а – г) показывает следующее. Зоны подъема и опускания вод на картах (рис. 6, а, б) почти идентичны. При ассимиляции данных на каждом шаге по времени (с коэффициентами в ассимиляционных источниках, зависящими только от меры ошибки измерений) для поля вертикальной скорости характерно наличие мелкомасштабных

перемежаемых структур (рис. 6, в). Это является следствием частой ассимиляции данных с источниками в уравнениях диффузии тепла и соли, обладающими относительно большой мощностью. Волновые возмущения, инициируемые «шумом» начальных и усваиваемых климатических полей, в этом случае существенны и характерны для моделей, основанных на примитивных уравнениях движения [21, 22]. По этой причине гидрофизические параметры не успевают приспособиться друг к другу. В методе адаптивной статистики ошибок мощности источников существенно меньше (формулы (2), (3)). Они генерируют меньшие по амплитуде инерционно-гравитационные волны, вследствие чего взаимное приспособление гидрофизических параметров осуществляется более эффективно. Значения вертикальной скорости ближе к ее оценкам по упрощенной модели [5] и по данным радиоактивного трассера [4]. В чисто гидродинамическом прогнозе структура поля вертикальной скорости (рис. 6, г) ближе к структурам полей, представленных на рис. 6, а, б. Однако вертикальная скорость в гидродинамическом прогнозе существенно выше, экстремальные значения (по модулю) больше почти на порядок.

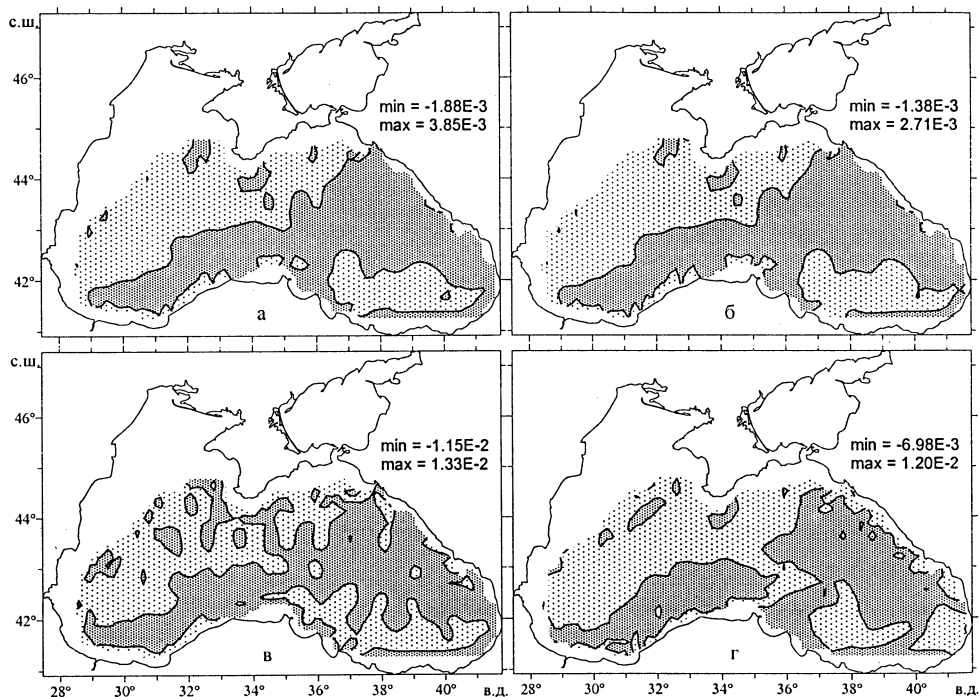


Рис. 6. Распределение вертикальной скорости летом (17.08) на глубине 98 м, восстановленной по алгоритму адаптивной статистики ошибок (а), при периодической [6] (б) и на каждом шаге [10] (в) ассимиляции данных и в гидродинамическом прогнозе (г). Затемненные участки – области отрицательных значений

Для того чтобы выяснить роль отдельных слагаемых уравнений модели при реконструкции гидрофизических параметров, в частности оценить баланс членов уравнений переноса – диффузии тепла и соли, в течение последнего года были рассчитаны трехмерные распределения всех слагаемых этих уравнений.

Сезонные изменения полей солёности и температуры при использовании алгоритма адаптивной статистики ошибок обусловлены в основном горизонтальной и вертикальной адвекцией (рис. 7). Адвекции в горизонтальном и вертикальном направлениях приблизительно балансируются, невязки между ними представляют собой сумму остальных слагаемых уравнений диффузии тепла и соли.

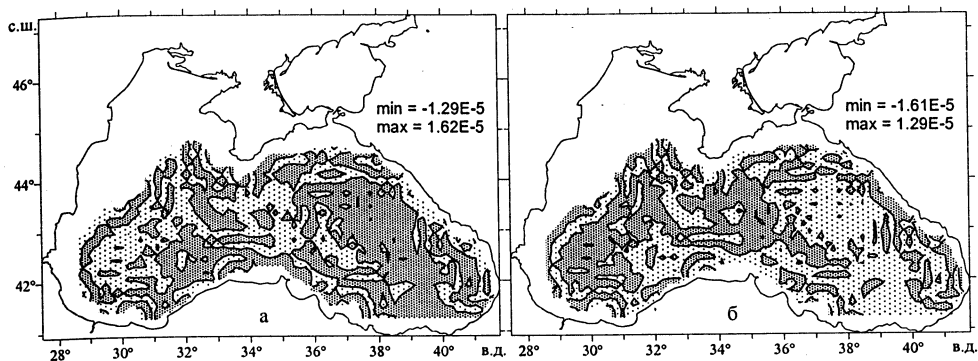


Рис. 7. Распределение зимой (13.02) горизонтальной (а) и вертикальной (б) адвекций солёности на глубине 200 м. Затемненные участки – области отрицательных значений

Анализ результатов расчетов показал, что вес ассимиляционных членов при использовании алгоритма адаптивной статистики ошибок существенно меньше. Так, на глубине 200 м ассимиляционные источники на два порядка меньше адвективных слагаемых. Следовательно, главная роль при формировании полей температуры и солёности принадлежит адвективному переносу. На втором по значимости месте находятся ассимиляционные источники, отражающие влияние данных наблюдений. Роль горизонтальной диффузии оказалась мала. Вертикальная диффузия важна только в верхнем перемешанном слое.

Важно отметить, что в алгоритме адаптивной статистики ошибок (в отличие от процедуры периодической ассимиляции данных) взаимное согласование гидрофизических полей осуществляется на каждом шаге по времени. Поэтому данный алгоритм для реконструкции полей течений Черного моря является предпочтительным.

Выводы

Для ассимиляции климатических гидрологических данных в модели предложен алгоритм адаптивной статистики ошибок прогноза. В частном случае, когда «измерения» температуры и солёности известны во всех точках сеточной области численной модели, параметр в источниках уравнений переноса – диффузии тепла и соли зависит от дисперсии ошибок прогноза температуры и солёности. Дисперсии ошибок рассчитываются путем численного решения соответствующих дифференциальных уравнений в четырехмерном пространстве – времени. Коррекция дисперсий ошибок производится в момент ассимиляции данных.

Дифференциальные уравнения для дисперсий включают источники, которые зависят от «типичных» дисперсий ошибок прогноза, представляющих собой средние на каждом горизонте дисперсии разностей между климатическими и модельными значениями температуры (солености).

Величины дисперсий ошибок прогноза солености (температуры) на каждом горизонте изменяются в пределах значений «типичных» дисперсий. Структура распределения аномалий (отклонений от средних значений) таких дисперсий в верхнем перемешанном слое определяется вертикальной диффузией, глубже – вертикальной адвекцией. Отмеченные особенности распределения аномалий дисперсий ошибок в верхнем квазиоднородном слое и глубже него являются следствием баланса членов в уравнении (1).

Результаты восстановления поверхностной геострофической циркуляции (уровень моря) и горизонтальной скорости течений по глубине на базе алгоритма адаптивной статистики ошибок и при периодической ассимиляции данных являются близкими.

Поля вертикальной скорости лучше восстанавливаются методом адаптивной статистики ошибок, поскольку при его применении взаимное согласование гидрофизических параметров осуществляется на каждом шаге по времени. В результате такого согласования в структурах распределения вертикальной скорости отсутствует мелкомасштабная перемежаемость зон подъема и опускания вод.

Сезонные изменения полей солености и температуры при использовании алгоритма адаптивной статистики ошибок обусловлены в основном горизонтальной и вертикальной адвекцией. На втором по значимости месте находятся ассимиляционные источники, отражающие влияние данных наблюдений.

Авторы выражают благодарность В.Н. Белокопытову за предоставление информации по оценке ошибок расчета средних климатических значений температуры и солености согласно данным измерений.

Работа выполнена при поддержке Научно-технологического центра в Украине (проект № 1725).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Korotaev G.K., Demyshev S.G., Knysh V.V. Threedimensional Climate of the Black Sea // Black Sea Ecosystem Processes and Forecasting / Operational Database Management System.– Erdemli METU IMS, July 2000. — P. 1 – 10.
2. Кныш В.В., Коротаев Г.К., Демьшев С.Г., Белокопытов В.Н. 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.
3. Гандин Л.С., Каган Р.А. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — С. 122 – 143.
4. Buesseler K.O., Livingston H.D., Casso S.A. Mixing between oxic and anoxic waters of the Black Sea as traced by Chernobyl cesium isotopes // Deep-Sea Res. — 1991. — 38, suppl 2A. — P. 725 – 746.
5. Ivanov L.I., Samodurov A.S. The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // J. Mar. Syst. — 2001. — 31, № 1 – 3. — P. 159 – 174.
6. Демьшев С.Г., Кныш В.В. Реконструкция адаптированной вертикальной скорости Черного моря на базе синтеза модели циркуляции и климатических данных по температуре и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. — Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. — Вып. 11. — С. 93 – 104.

7. Демьшев 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. — 42, № 5. — С. 604 – 617.
8. Саркисян А.С., Кныш В.В., Демьшев С.Г. и др. Многоэлементный четырехмерный анализ гидрофизических полей на основе динамико-стохастических моделей (для программы «Разрезы») // Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос – программа «Разрезы». — М.: ВИНТИ, 1987. — Т. 9. — С. 5 – 64.
9. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане. — М.: ИВМ РАН, 1992. — С. 163 – 231.
10. Демьшев С.Г., Кныш В.В., Инюшина Н.В. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солености // Морской гидрофизический журнал. — 2005. — № 6. — С. 28 – 45.
11. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К. Ассимиляция данных спутниковой альтиметрии в вихрезразающей модели циркуляции Черного моря // Там же. — 2004. — №1. — С. 52 – 68.
12. Staneva J.V., Stanev E.V. Oceanic response to atmospheric forcing derived from different climatic data sets. Intercomparison study for the Black Sea // Oceanologica Acta. — 1998. — 21(3). — P. 383 – 417.
13. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В. Моделирование сезонной изменчивости температурного режима деятельного слоя Черного моря // Изв. РАН. ФАО. — 2004. — 40, № 2. — С. 259 – 270.
14. Кныш В.В., Тимченко И.Е., Ярин В.Д. Динамико-стохастическая модель для анализа поля плотности в океане // Советско-французские исследования. Взаимодействие океана и атмосферы. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1978. — С. 20 – 33.
15. Белокопытов В.Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря // Дис. ... канд. геогр. наук. — Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. — 160 с.
16. Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean // NOAA Prof. Paper. — Washington, D. C.: U. S. Government Printing Office, 1982. — №13. — 173 p.
17. Young C. C., da Silva A. M., Levitus S. Atlas of Surface marine data 1994 // NOAA Atlas NESDIS 6. – Washington, D. C.: U. S. Department of Commerce, 1994. — Volume 1: Algorithms and procedures. — 83 p.
18. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.IV. Черное море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия. — С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 1991. — С. 103 – 262.
19. Killworth Peter D. Time interpolation of forcing fields in ocean models // J. Phys. Oceanogr. — 1996. — 26. — P. 136 – 143.
20. Herschel L. Mitchell, Houtekamer P.L. An Adaptive Ensemble Kalman Filter // Mon. Wea. Rev. — 2000. — 128. — P. 416 – 433.
21. Булушев М.Г. Численный эксперимент по исследованиям волновых процессов в экваториальной зоне океана. — М., 1990. — 24 с. (Препринт / АН СССР. ОВМ).
22. Демин Ю.Л. Гидродинамический диагноз циркуляции вод Мирового океана // Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. — Севастополь: МГИ АН УССР, 1987. — 403 с.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 29.06.06
После доработки 08.08.06

ABSTRACT Algorithm of adaptive statistics of the prognosis errors is proposed for assimilating the climatic temperature and salinity fields in the model of marine dynamics. It permits to solve numerically the proposed differential equations for dispersions of the temperature and salinity prognosis errors. The sources in the transport-diffusion equations of heat and salt depend on four-dimensional dispersions of the prognosis errors and one-dimensional (on the vertical coordinate) ones of the measurement errors. The dispersions of the prognosis errors are corrected during the data assimilation. The Black Sea currents climatic fields are reconstructed and analyzed. The fact that the structure of the dispersion fields in the upper mixed layer is conditioned by the vertical diffusion is revealed. Below this layer the dispersions are distributed depending on the vertical advection. The algorithm of the error adaptive statistics permits to reconstruct the specified and mutually agreed hydrophysical parameters with an allowance for the dynamics of the errors dispersions.