

С.Г.Демышев, О.А.Дымова

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОГНОСТИЧЕСКОГО РАСЧЕТА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ЧЕРНОГО МОРЯ С ВЫСОКИМ ПРОСТРАНСТВЕННЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

Выполнен численный прогностический эксперимент по моделированию гидрофизических полей Черного моря на основе трехмерной нелинейной модели с высоким пространственным разрешением (1,6 км). При проведении расчетов использовались реальные атмосферные условия. Были построены поля гидрофизических полей Черного моря на каждые сутки расчетного периода, которые сравнивались с аналогичными данными, полученными с горизонтальным разрешением 5 км. Проведен анализ синоптической и мезомасштабной изменчивости поля уровня и сравнение рассчитанных и измеренных температурных профилей.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *модель с высоким разрешением, вихрь, поле уровня, температура, натурные данные.*

При изучении изменчивости гидрофизических полей Черного моря используются многочисленные методы, среди которых важную роль играет математическое моделирование. В рамках проекта «Оперативная океанография» проводится спутниковый, дрейферный мониторинг Черного моря и осуществляется оперативный прогноз, для которого применяется численная вихреразрешающая модель [1 – 2] с горизонтальным шагом по пространству 5 км. Однако модель с таким разрешением неточно описывает вихри с диаметром порядка десятков километров и не может воспроизвести более мелкие структуры. Для того чтобы понять, насколько важны мезомасштабные вихри и струи в динамике Черного моря в настоящее время проводятся численные эксперименты по моделированию гидрофизических полей с шагом по обеим координатам 1,6 км. На основе климатического расчета [3] показано, что улучшение горизонтального разрешения до 1 – 2 км при моделировании течений в Черном море может иметь принципиальное значение.

В настоящей работе выполнен численный прогностический расчет на основе модели с высоким пространственным разрешением с учетом реального атмосферного воздействия. Было проведено сравнение поля уровня, скоростей течений, температуры и солёности с аналогичными данными, полученными на сетке 5 км. Отметим, что оба эксперимента были проведены при одинаковых начальных и граничных условиях.

Постановка задачи. Для решения поставленной задачи использовалась трехмерная нелинейная термогидродинамическая модель Морского гидрофизического института (МГИ) НАН Украины с высоким горизонтальным разрешением [3]. Система уравнений модели в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды имеет вид:

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

$$v_t + (\xi + f)u + wv_z = -g\rho_0\varsigma_y - \frac{1}{\rho_0}(P^1 + E)_y + (v_v v_z)_z - \nu_H \nabla^4 v, \quad (2)$$

$$P = g\rho_0\varsigma + g \int_0^z \rho d\mu = g\rho_0\varsigma + P^1, \quad (3)$$

$$u_x + v_y + w_z = 0, \quad (4)$$

$$\varsigma_t + \int_0^H (u_x + v_y) dz = (Pr - Ev) / \rho_1, \quad (5)$$

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

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

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

В уравнениях (1) – (2) $\xi = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f$, $E = \rho_0 \frac{u^2 + v^2}{2}$. Остальные обозначения общепринятые [1]. Заметим, что уравнение (5) получено в предположении выполнения линеаризованного кинематического условия в виде

$$w = -\varsigma_t + \frac{Pr - Ev}{\rho_1}.$$

Для описания верхнего перемешанного слоя использовалось приближение Филандера-Покановски [4]. В этом случае коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии по вертикали имеют вид:

$$\begin{aligned} \nu &= \nu_0(1 + Ri)^{-2} + \nu_1^V, \\ \kappa^S &= [(\nu_0(1 + Ri)^{-2} + \nu_1)](1 + Ri)^{-1} + \kappa_1^S, \\ \kappa^T &= [(\nu_0(1 + Ri)^{-2} + \nu_1)](1 + Ri)^{-1} + \kappa_1^T, \end{aligned}$$

где $Ri = (g / \rho_0) \partial \rho / \partial z [(\partial u / \partial z)^2 + (\partial v / \partial z)^2]$ – число Ричардсона и в классическом варианте $\nu_0, \nu_1, \nu_1^V, \kappa_1^S, \kappa_1^T$ – известные постоянные.

Для системы уравнений (1) – (8) краевые условия на поверхности $z = 0$ запишем в виде:

$$\nu_V u_z = -\tau^x, \quad \nu_V v_z = -\tau^y, \quad \kappa^T T_z = Q^T, \quad \kappa^S S_z = \frac{Ev - Pr}{\rho_1} S_0 + \beta(S^{cl} - S_0). \quad (9)$$

Использованы следующие обозначения: (τ^x, τ^y) – касательное напряжение трения ветра, Q^T – поток тепла, Ev – испарение морской воды, Pr – осадки, S_0 – поверхностная соленость, S^{cl} – климатическая соленость, ρ_1 – плотность морской воды, β – параметр релаксации.

На дне $z = H(x, y)$:

$$u = 0, \quad v = 0, \quad w = 0, \quad T_z = 0, \quad S_z = 0. \quad (10)$$

На твердых боковых стенках:
для меридиональных участков границы:

$$\begin{aligned} u = 0, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\ T_x = 0, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad S_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \end{aligned} \quad (11)$$

для зональных участков границы:

$$\begin{aligned} v = 0, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (12)$$

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

$$\begin{aligned} u = u^p, \quad \nabla^2 u = 0, \quad v_x = 0, \quad \nabla^2 v_x = 0, \\ T = T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_x = 0, \quad (\nabla^2 S)_x = 0, \end{aligned} \quad (13)$$

для зональных участков:

$$\begin{aligned} v = v^p, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T = T^p, \quad S = S^p, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (14)$$

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

$$\begin{aligned} v = v^s, \quad \nabla^2 v = 0, \quad u_y = 0, \quad \nabla^2 u_y = 0, \\ T_y = 0, \quad S_y = 0, \quad (\nabla^2 T)_y = 0, \quad (\nabla^2 S)_y = 0. \end{aligned} \quad (15)$$

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

$$\begin{aligned} u = u^0(x, y, z), \quad v = v^0(x, y, z), \quad \zeta = \zeta^0(x, y), \\ T = T^0(x, y, z), \quad S = S^0(x, y, z). \end{aligned} \quad (16)$$

Система уравнений (1) – (8) с соответствующими краевыми (10) – (15) и начальными условиями (16) решалась численно.

Условия проведения эксперимента. В качестве начальных полей использовались поля температуры, солёности, уровня и скоростей течений, полученные ранее в [5]. Начальный момент соответствовал 2 января 2006 г.

На поверхности моря каждые сутки задавались поля тангенциального напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение, полученные в рамках проекта «Оперативная океанография» [6]. Также на поверхности моря каждые сутки усваивалась спутниковая поверхностная температура (*SST*), которая была получена по данным спутника *NOAA*, принимаемая и обрабатываемая в центре приема спутниковой информации МГИ [7]. При проведении расчетов эти поля линейно интерполировались на каждый момент времени.

Для задания температуры и скорости в устьях рек и проливах использовались климатические данные [8]. В расчете задавалось, что в верхнебосфорском течении температура и солёность та же, что и в море. В нижнебосфорском потоке солёность принималась равной 35 ‰ и температура 16 °С, что соответствует характеристикам вод Мраморного моря.

Расчеты проводились на горизонтальной сетке $1,6 \times 1,6$ км, по вертикали использовалось 27 горизонтов с глубинами 2,5; 5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 62,5; 75; 87,5; 100; 112,5; 150; 200, далее через каждые 100 м до 500 м, затем через 200 м до 1700, 2100 м. Шаг по времени равнялся 1,5 мин.

Коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом и горизонтальной турбулентной диффузии теплом и солью брались следующими: $\nu_H = 10^{16}$ см⁴/с, $k^H = 10^{16}$ см⁴/с. Коэффициенты турбулентности по вертикали вычислялись в соответствии с параметризацией Филандера-Покановски [4].

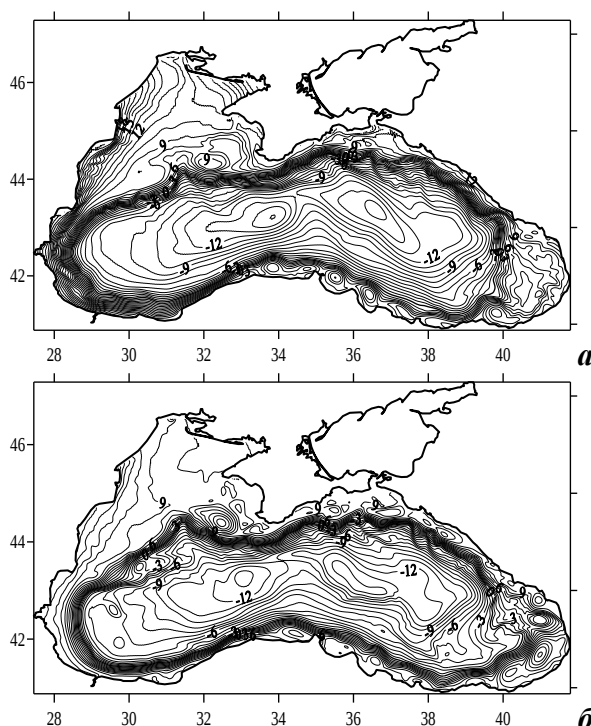
Схема расчета была следующей. В начальный момент t^0 в соответствии с (16) задавались поля температуры, солёности, горизонтальных скоростей и уровня моря, которые соответствовали 2 января 2006 г. Интегрирование уравнений модели (1) – (8) с краевыми условиями (10) – (15) проводилось до 29 сентября 2006 г.

Анализ результатов. В результате численного эксперимента были получены поля гидрофизических полей Черного моря на каждые сутки расчетного периода, которые сравнивались с аналогичными данными, полученными на сетке 5×5 км. Отметим, что граничные условия были одинаковыми для обоих расчетов. Также было проведено сравнение температурных профилей с натурными наблюдениями.

Рассмотрим поле уровня. В целом сравнение с 5 км вариантом показывает, что новый расчет воспроизводит основные особенности циркуляции. Но при этом проявился ряд особенностей, которые ранее не наблюдались. Прежде всего, отметим, что модель с высоким разрешением более корректно описывает отклик уровневой поверхности на экстремальные атмосферные воздействия. Так в начале января 2006 г. под действием мощного штормового ветра у западного побережья Черного моря сформировался пограничный слой. Максимальное повышение уровня наблюдалось 7 января 2006 г. и составило + 24 см, скорости течений на поверхности 70 см/с. В то же время в 5 км расчете подъем уровня составил + 38 см, а скорости течений достигали 130 см/с. К концу месяца (рис.1, а) также наблюдалось повышение уровня на западном побережье до + 22 см, здесь скорость течения не превышала 90 см/с (расчет на 5 км сетке дал возвышение уровня + 34 см и скорости более 150 см/с). Мы предполагаем, что при увеличении горизонтального разрешения более точно описывается обмен энергией в мелководных районах и такое значительное отличие от данных 5 км расчета можно считать хорошим результатом.

К концу зимы внутри западной части Основного черноморского течения (ОЧТ) начинают формироваться мелкие вихревые структуры, которые ранее не проявлялись. Их размер не превышает 11 км (рис.1, б). Области наиболее интенсивного образования мезомасштабных вихрей, обусловленных взаимодействием ОЧТ с орографией берега, – это Кавказское и Анатolianское побережья. Здесь вихри диаметром до нескольких десятков километров наблюдаются в течение всего времени интегрирования.

Модель с высоким горизонтальным разрешением позволяет более детально изучить особенности формирования и эволюции Севастопольского и Батумского антициклонов. Так, при известном смещении Севастопольского



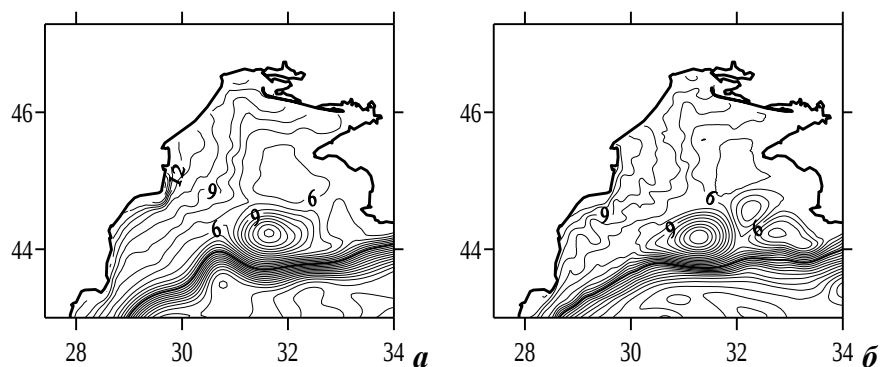
Р и с . 1 . Поле уровня 27 января (а), 26 февраля (б) 2006 г.

антициклона вдоль свала глубин на юг, возле западного побережья Крыма образуется новый вихрь. В период формирования нового антициклонического вихря, между старым и новым вихрем образуется область циклонической завихренности, существование которой зафиксировано на снимках спутниковой поверхностной температуры (данные спутника NOAA) и соответствует литературным данным [9]. В более ранних вариантах модели этот эффект проявлялся слабо (рис.2, а).

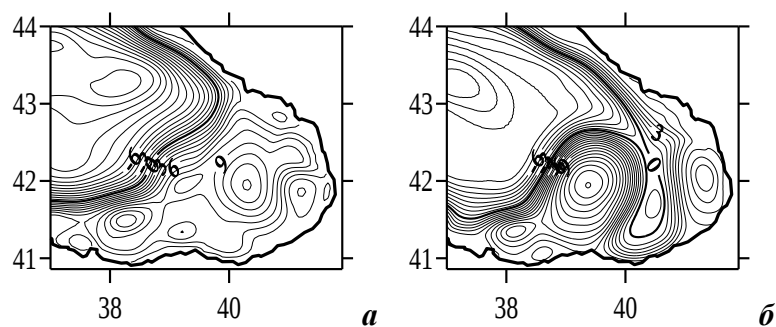
По данным численного эксперимента во второй половине лета к востоку от Батумского антициклона наблюдаются три синоптических вихря, один из кото-

рых имеет циклоническую завихренность (рис.3, б). В расчете на 5-км сетке такой структуры не наблюдалось, но ее наличие подтверждается снимками спутниковой поверхностной температуры.

Для поля течений на поверхности получены следующие особенности. В течение всего времени интегрирования центральную часть моря охватывал циклонический круговорот. Зимой максимальные скорости до 90 см/с наблюдались на северо-западном шельфе и около юго-восточного побережья Крыма. Во второй половине февраля толщина ОЧТ в северной части уменьшается до своего минимального значения 29 км, а в южной части – до 40 км. В начале весны прослеживается сильное меандрирование струи в северной части круговорота, толщина ОЧТ увеличивается и скорость возрастает до 65 см/с в районах взаимодействия ОЧТ с Севастопольским и Батумским антициклонами. К середине мая максимальная толщина ОЧТ достигает 75 км, средняя скорость ≈ 35 см/с. В конце месяца происходит усиление циркуляции в юго-западной части ОЧТ, здесь скорости возрастают до 45 см/с, тогда как средняя скорость около 30 см/с. Максимальная толщина ОЧТ за все время проведения эксперимента наблюдается в начале июля и достигает почти 124 км между 34° и 38° в.д. В дальнейшем струя постепенно сужается, средняя скорость летом составляет ≈ 40 см/с. В августе – сентябре интенсифицируются течения вдоль Анатолийского побережья и в районе Батумского антициклона, здесь максимальные скорости увеличиваются до 45 – 50 см/с. В начале сентября толщина ОЧТ уменьшается до 40 км во всем море, средняя скорость равна 25 – 30 см/с.



Р и с . 2 . Поле уровня в районе Севастопольского антициклона 26 апреля 2006 г. на сетках 5 км (*а*) и 1,6 км (*б*).



Р и с . 3 . Поле уровня в районе Батумского антициклона 11 августа 2006 г. на сетках 5 км (*а*) и 1,6 км (*б*).

В течение всего времени интегрирования структура ОЧТ по глубине прослеживается до горизонта 500 м. Средние скорости меняются незначительно до глубины 50 м. Максимальные скорости по глубине наблюдаются в тех же районах, что и на поверхности.

Рассмотрим поле температуры на зональном разрезе 43,8° с.ш. Модель с высоким разрешением воспроизводит сезонную изменчивость в поле температуры и изменение глубины залегания вод холодного промежуточного слоя.

В начале года воды ХПС расположены на глубине от 40 до 100 – 120 м. В центральной и восточной частях бассейна наблюдаются пятна с температурой до + 11 °С. Глубина их проникновения для центральной части составляет 40 м, для восточной – до 60 м. В результате зимнего охлаждения к середине февраля воды с $T < + 8$ °С расположены от поверхности до глубин 100 – 120 м, за исключением небольшой области на востоке (рис.4, *а*). Весной начинается прогрев поверхностных вод и опускание верхней границы ХПС до глубин 20 м. Следует отметить, что у западного и восточного берегов верхняя граница ХПС расположена ниже (около 50 м), чем в центральной части. Далее с течением времени продолжается прогрев поверхностных вод и медленное опускание холодных вод. К середине июня ХПС залегает в слое 30-100 м, поверхностные воды прогреты до температуры + 20 °С практически равномерно до глубины 10 м (рис.4, *б*). В августе температура воды на поверхности возрастает до + 26 °С, глубина залегания ХПС сохраняется.

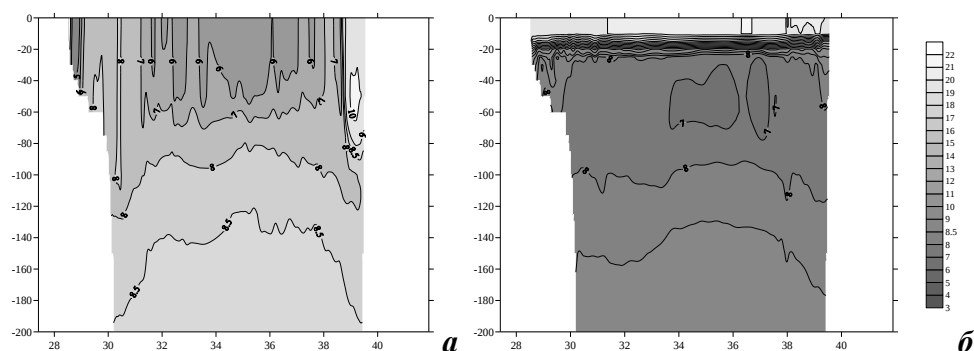


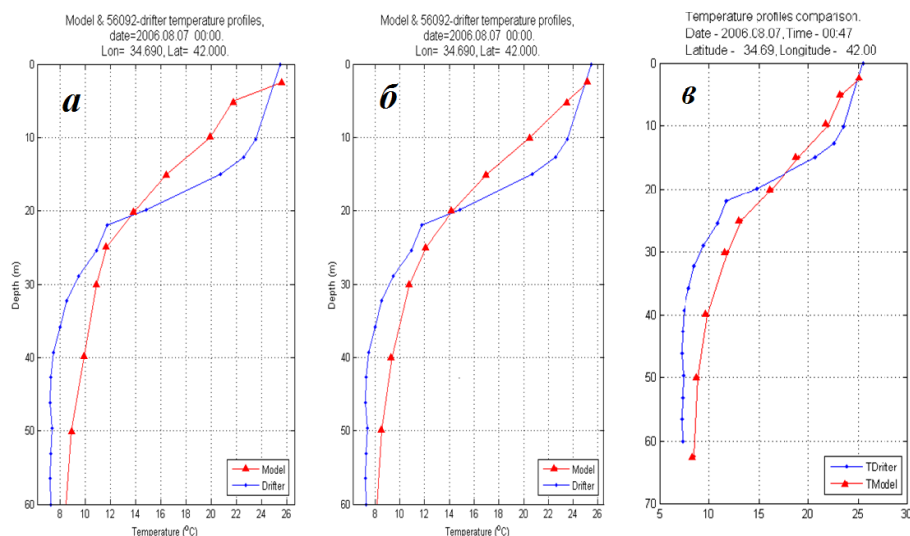
Рис. 4. Распределение температуры на вертикальном разрезе 43,8° с.ш. на 16 февраля (а) и 16 июня (б) 2001 г.

К началу сентября воды в слое 0 – 20 м прогреваются до температуры + 24 °С. В сентябре начинается понижение температуры поверхностных вод и к концу месяца температура в слое 0 – 20 м опускается до + 22 °С, и лишь в восточной части равна + 23 °С. ХПС залегает на глубине 40 – 100 м.

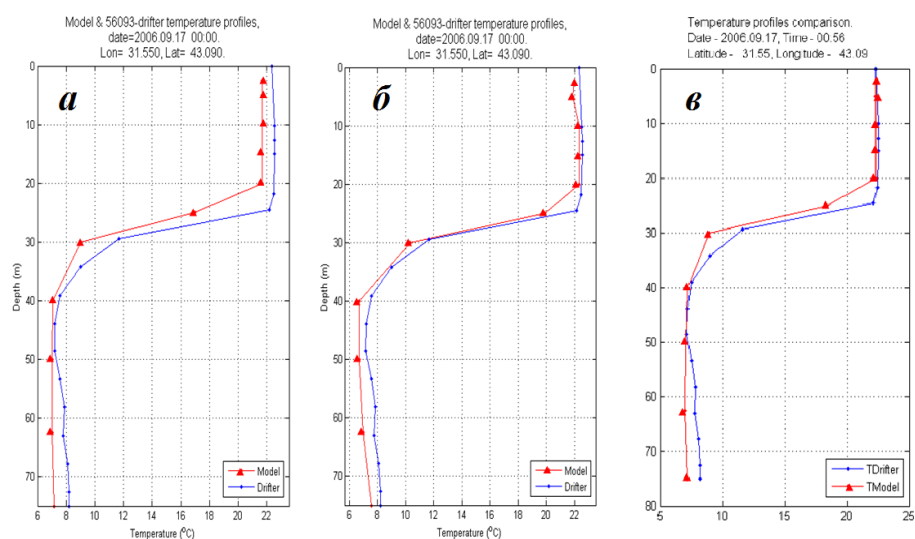
Сравнение результатов расчета на сетках 5 и 1,6 км показывают хорошее совпадение. Также было проведено сопоставление результатов моделирования с натурными наблюдениями, полученными по данным дрейфтерной съемки [10]. Рассматривались дрейфтеры 56092 (4 июля – 13 сентября 2006 г.) и 56093 (5 июля – 26 сентября 2006 г.).

На рис.5 – 6 представлены измеренные и рассчитанные вертикальные профили температуры для трех модификаций численной модели: горизонтальное разрешение 5 км и параметризация турбулентности Филандера-Покановски (рис.5, а; 6, а), горизонтальное разрешение 5 км и параметризация турбулентности Меллора-Ямады [11] (рис.5, б; 6, б), горизонтальное разрешение 1,6 км и параметризация турбулентности Филандера-Покановски (рис.5, в; 6, в). Наибольшие отличия между модельными и натурными данными наблюдаются там, где траектория дрейфтера проходит близко к берегу (дрейфтер 56092) для всех численных расчетов (рис.5). Для центральной части моря (дрейфтер 56093) значения температуры отличаются незначительно (рис.6). Из рисунков видно, что увеличение горизонтального разрешения не позволяет описать все особенности температурных профилей. Для верхнего 20 м слоя качество расчетных данных улучшается при увеличении разрешающей способности модели, однако на низких горизонтах модель с параметризацией Меллора-Ямады более точно описывает вертикальный профиль температуры даже на грубой сетке, воспроизводя минимум температуры на глубинах 40 – 50 м (рис.6, б).

Выводы. На основе численного эксперимента проведен прогностический расчет на период со 2 января по 29 сентября 2006 г. с реальными атмосферными условиями. Получены поля уровня, скорости течений, температуры и солёности на каждые сутки расчетного периода. Сравнение полей уровня с ранее полученными результатами показывает, что в эксперименте с высоким разрешением проявились эффекты, которые ранее не наблюдались, либо слабо заметны в расчетах с низким разрешением. В поле уровня наблюдаются вихревые структуры размерами до нескольких десятков километров.



Р и с . 5 . Модельные и наблюдаемые (56092) профили температуры на 7 августа 2006 г.



Р и с . 6 . Модельные и наблюдаемые (56093) профили температуры на 17 сентября 2006 г.

Мезомасштабные вихри, возникающие за счет влияния орографических особенностей на Основное черноморское течение, наиболее интенсивны у Кавказского и Анатолийского побережья. Численные расчеты показывают наличие циклонических вихрей в районах формирования Севастопольского и Батумского антициклонов, что подтверждается спутниковыми данными. Модель с высоким разрешением более корректно описывает отклик уровня поверхности на экстремальные атмосферные воздействия.

В численном эксперименте были воспроизведены сезонная изменчивость в поле температуры и эволюция холодного промежуточного слоя. Сопоставление профилей температуры с натурными измерениями показало,

что полученные результаты соответствуют данным наблюдений. Однако увеличение разрешающей способности модели не позволяет описать локальный минимум в приповерхностном слое, который соответствует ядру ХПС. Расчеты с использованием параметризации Меллора-Ямады, но с горизонтальным разрешением в 5 км, такую особенность воспроизводят [11]. Поэтому в дальнейшем предполагается провести прогностический эксперимент на основе численной модели, включающей параметризацию Меллора-Ямады 2.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана на сетке C // Численные модели и результаты калибровочных расчетов течений в Атлантическом океане.— М.: ИВМ РАН, 1992.— С.163-231.
2. Демьшев С.Г., Коротаев Г.К. Численное моделирование сезонного хода синоптической изменчивости в Черном море // Изв. РАН. ФАО.— 1996.— 32, № 1.— С.108-116.
3. Демьшев С.Г. Численный прогностический расчет течений в Черном море с высоким горизонтальным разрешением // Морской гидрофизический журнал.— 2011. (в печати)
4. Pacanowski R.C., Philander S.G.H. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // J. Phys. Oceanogr.—1981.— 11.— P.1443-1451.
5. Демьшев С.Г., Довгая С.В., Маркова Н.В. Численный эксперимент по моделированию гидрофизических полей Черного моря в январе-сентябре 2006 г. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2009.— вып.19.— С.355-369.
6. Коротаев Г.К., Еремеев В.Н. Введение в оперативную океанографию.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.— 382 с.
7. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Ратнер Ю.Б. Система мониторинга гидрофизических полей Черного моря в квазиоперативном режиме // Системы контроля окружающей среды.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.— С.150-158.
8. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.IV. Черное море. Вып.1. Гидрометеорологические условия.— С.-Пб.: Гидрометеиздат, 1991.— 428 с.
9. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Nezlin N.P., Soloviev D.M., Stanichny S.V. Anticyclonic eddies in the northwestern Black Sea // J. of Mar. Sys.— 2002.— 32.— P.91-106.
10. Толстошеев А.П., Коротаев Г.К., Лунев Е.Г. Термопрофилирующий дрейфующий буй // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2005.— вып.11.— С.143-154.
11. Демьшев С.Г. Исследование чувствительности параметризации Меллора-Ямады к выбору конечно-разностных аналогов в численной трехмерной модели оперативного прогноза течений в Черном море // Морской гидрофизический журнал.— 2010.— № 3.— С.29-39.

Материал поступил в редакцию 11.10.2010 г.