

А.В. Багаев, С.Г. Демьшев

## **Численное моделирование климатической циркуляции Черного моря с использованием параметризации Меллора – Ямады 2.5**

В работе проводится расчет модельных климатических полей температуры, полей течений и уровня для Черного моря с использованием в численной нелинейной модели гидродинамики параметризации Меллора – Ямады 2.5. Сопоставление с результатами предыдущих расчетов показало, что наибольшие количественные различия наблюдаются для зимне-весеннего периода при интенсивном ветре.

В модели воспроизводятся основные элементы циркуляции вод Черного моря: циклонический круговорот; Основное Черноморское течение, распространяющееся вдоль свала глубин; Севастопольский и Батумский антициклоны; мезомасштабные вихри у побережья Кавказа, а также в районах моря у м. Калиакра, г. Синоп и пролива Босфор.

**Ключевые слова:** численный эксперимент, коэффициент турбулентности, Черное море, климатическая циркуляция, гидродинамика, Меллор – Ямада 2.5.

### **Введение**

Для адекватного воспроизведения термодинамики Черного моря и, следовательно, прогноза его состояния принципиально важно правильное описание процессов, происходящих в его верхнем перемешанном слое. Корректное описание этого слоя, в свою очередь, зависит от принятых физических и математических приближений в модели динамики моря.

Ранее [1 – 3] в численной модели при построении климатической циркуляции моря для расчета коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии по вертикали использовался подход Филандера – Пакановского [4]. Были получены крупномасштабные и синоптические особенности термохалинной и динамической структур гидрофизических полей Черного моря, известные по данным наблюдений.

Более точное описание процессов турбулентного перемешивания в верхнем слое моря представлено в теории Меллора – Ямады [5]. В соответствии с ней в работах по океанологии широко применяется приближение 2.5, когда решаются два дифференциальных уравнения – для кинетической энергии турбулентности и макромасштаба турбулентности; остальные параметры определяются из алгебраических соотношений. Параметризация Меллора – Ямады 2.5 использовалась в модели Принстонского университета (*ПОМ*), по которой были проведены численные эксперименты по моделированию циркуляции вод Черного моря [6].

В данной работе рассчитывается климатическая циркуляция Черного моря на основе использования параметризации Меллора – Ямады 2.5 в *z*-координатной численной модели и проводится сопоставление с результатами ранее проведенных расчетов.

## Постановка задачи

Численная модель и метод ассимиляции архивных данных по температуре и солености описаны в работах [1, 7]. Постановка задачи, которая включала систему уравнений гидродинамики с граничными и начальными условиями, представлена в работе [3]. В нашем эксперименте Черноморский бассейн рассматривается в декартовой системе координат: оси  $x$ ,  $y$  и  $z$  направлены на восток, север и вертикально вниз соответственно. Горизонтальные компоненты вектора скорости течения обозначены как  $u$  и  $v$ . Укажем на отличия в постановке, которые приняты при проведении данного эксперимента.

В соответствии с теорией Меллора – Ямады [5] для определения коэффициентов необходимо знать кинетическую энергию турбулентности ( $e^2/2$ ) и макромасштаб турбулентности ( $l$ ). Выражения для расчета коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии имеют соответственно следующий вид:

$$\nu_v = leS_H, \quad \kappa_v = leS_M, \quad (1)$$

где  $S_H$ ,  $S_M$  – функции устойчивости, которые находятся из эмпирических соотношений

$$S_H = A_2 \left( 1 - \frac{6A_1}{B_1} \right) [1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)], \quad (2)$$

$$S_M = A_1 \left[ \left( 1 - \frac{6A_1}{B_1} - 3C_1 \right) + 9(2A_1 + A_2) S_H G_H \right] (1 - 9A_1 A_2 G_H)^{-1}. \quad (3)$$

Здесь  $G_H = -\left(\frac{Nl}{e}\right)^2 = -\frac{l^2}{e^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$ ,  $N = \left(-\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)^{1/2}$  – частота Вайселя – Брента,

$g$  – ускорение свободного падения,  $\rho$  – плотность воды. Эмпирические константы  $A_1, A_2, B_1, B_2, C_1$  определяются из эксперимента.

Для нахождения  $e^2/2$  и  $l$  решаются следующих два уравнения:

$$\frac{de^2}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \mu_v \frac{\partial e^2}{\partial z} \right) + 2\nu_v \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} \kappa_v \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2e^3}{B_1 l}, \quad (4)$$

$$\frac{d(e^2 l)}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \mu_v \frac{\partial (e^2 l)}{\partial z} \right] + l E_1 \nu_v \left[ \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{l E_3 g}{\rho_0} \kappa_v \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{e^3}{B_1} H, \quad (5)$$

где  $H$  – эмпирическая функция и  $E_1, E_3$  – эмпирические константы. Эта система уравнений должна быть дополнена соотношением для расчета  $\mu_v$ , которое имеет вид

$$\mu_v = leS_e, \quad (6)$$

где эмпирическая константа  $S_e = 0,2$ .

Систему уравнений (1) – (6) необходимо дополнить краевыми и начальными условиями:

$$e^2 = B_1^{2/3} [(\tau^x + \tau^y) / \rho_0^2]^{1/2}, \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = 0, \quad (7)$$

$$e^2 = 0, \quad e^2 l = 0 \quad \text{при } z = H(x, y), \quad (8)$$

$$e = e^0, \quad l = l^0 \quad \text{при } t = t^0, \quad (9)$$

где  $\tau^x, \tau^y$  – компоненты тензора касательных напряжений трения ветра.

Таким образом, наряду с системой уравнений гидродинамики решается система уравнений (1) – (6) с краевыми (7), (8) и начальными (9) условиями.

### Параметры численной модели

Сеточная область представляла собой боксы с горизонтальными размерами  $5 \times 5$  км. Шаг по времени равнялся 5 мин. По вертикали расчет температуры, солёности и горизонтальной скорости течений проводился для 45 горизонтов: 2,5, 5, 10, ..., 30, 40, ..., 62,5, 75, ..., 125, 150, 175, 200, 250, ..., 700, 800, ..., 2000, 2050, 2075, 2085, 2095, 2100 м.

Турбулентный обмен импульсом по горизонтали параметризован в виде бигармонического оператора с коэффициентом  $\nu_H$ . Значения этого коэффициента были выбраны следующими:  $2 \cdot 10^{16}$  см<sup>4</sup>/с до глубины 550 м,  $3 \cdot 10^{16}$  см<sup>4</sup>/с на глубинах 600 и 900 м,  $4 \cdot 10^{16}$  см<sup>4</sup>/с на глубинах 700 – 1500 м, затем увеличивались до  $10 \cdot 10^{16}$  см<sup>4</sup>/с на горизонтах 1600 – 2100 м. Турбулентная диффузия также имеет бигармоническое представление с коэффициентом, равным  $5 \cdot 10^{16}$  см<sup>4</sup>/с.

В качестве начальных полей использовались соответствующие 5800 сут модельного времени поля уровня, скорости течений, температуры и солёности, полученные в работе [3].

### Результаты численного эксперимента

**Интегральные характеристики.** Средняя кинетическая энергия вод Черного моря характеризуется квазипериодической временной изменчивостью. В зимне-весенний период преобладают значения кинетической энергии, которые примерно в 3 раза превосходят наблюдаемые в сентябре – октябре. Значения средней по всему объёму бассейна кинетической энергии заключены в пределах от 1 до 10 эрг/см<sup>3</sup>. В верхнем экмановском слое моря (10 – 12 м) климатические течения формируются вследствие сезонно меняющихся на поверхности моря полей касательного напряжения трения ветра. В этом слое кинетическая энергия достигает больших значений (80 – 90 эрг/см<sup>3</sup>) весной. Меньшие значения энергии (30 – 40 эрг/см<sup>3</sup>) приходятся на осень.

Ниже галоклина в ходе сезонных колебаний кинетической энергии, осредненной по площади горизонта, преобладают низкочастотные гармоники. Для придонных слоев характерная амплитуда составляет 0,5 эрг/см<sup>3</sup>, тогда как на горизонте 5 м она достигает 30 эрг/см<sup>3</sup>.

Изменчивость средней по объёму бассейна температуры имеет периодический характер, максимум ее приходится на начало сентября. В верхнем 300-метровом слое наблюдается сезонная изменчивость средней по горизонтам температуры – прогрев весной и летом и охлаждение осенью и зимой.



Антициклонический вихрь в поле горизонтальных скоростей на юго-востоке моря прослеживается в течение всего года вплоть до глубины 1000 м, но наиболее четко выражен летом в июне – августе (рис. 1, б, в). В сравнении с окружающими водами наибольшие орбитальные скорости (до 22 см/с) в нем отмечаются на глубинах от 5 до 30 м.

В климатических полях квазипериодически формируются антициклонические вихри у побережья Кавказа. На рис. 1 видны Севастопольский (рис. 1, б) и Батумский (рис. 1, а – з) антициклоны, мезомасштабные вихри у побережья Кавказа, у м. Калиакра, Синопа и Босфора (рис. 1, а – в).

Основное Черноморское течение (ОЧТ) существует в течение года, и его интенсивность зависит от сезона. В зимне-весенний период ОЧТ усиливается, в летний – ослабевает. В то же время увеличивается количество циклонических и антициклонических вихрей. Так, в августе по периферии ОЧТ прослеживаются антициклоны к юго-западу и юго-востоку от Крымского п-ова, у Анатолийского и Кавказского побережий.

Уникальная особенность температурного режима в Черном море – наличие холодного промежуточного слоя (ХПС). По результатам численного расчета, как и в работе [9], ХПС прослеживается в течение всего года близ западного и восточного береговых склонов до глубин 100 – 120 м (рис. 2, а – е), его изменчивость соответствует данным наблюдений.

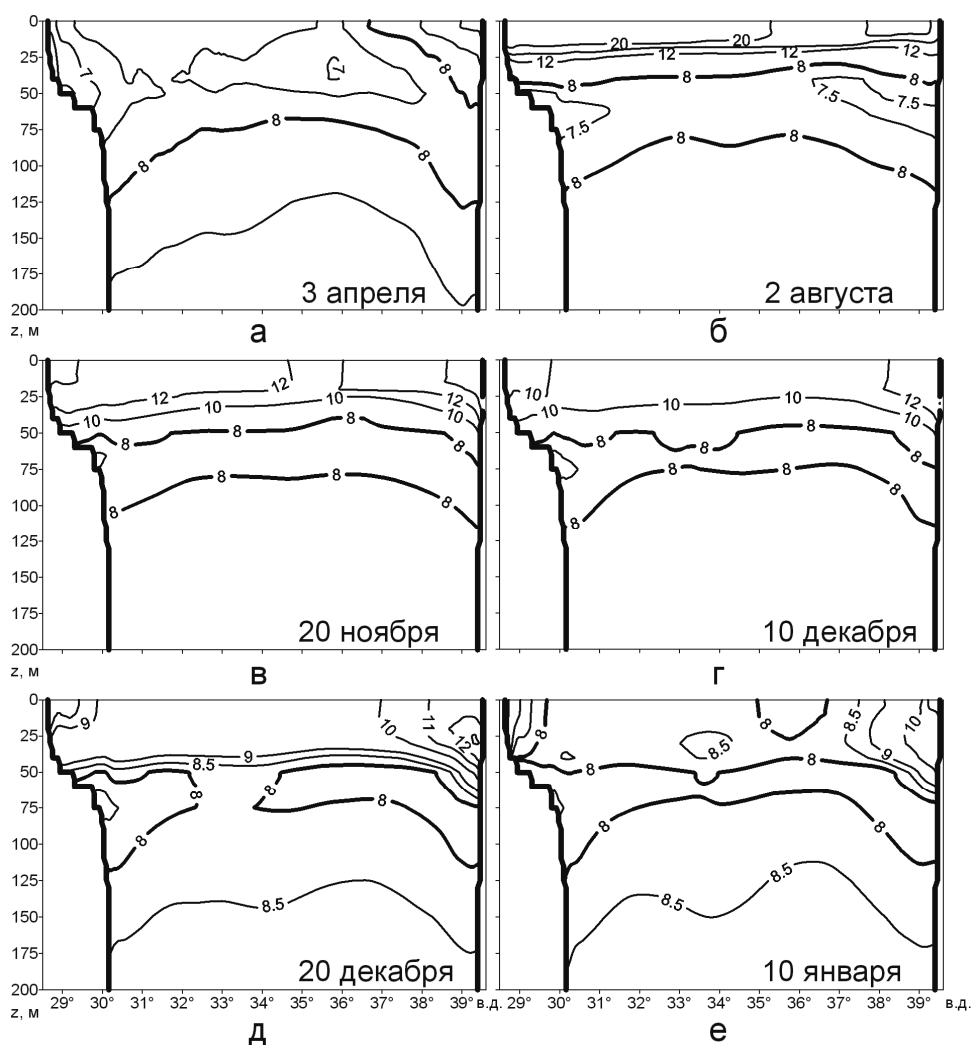
В эксперименте реализуются два механизма формирования ХПС – зимняя конвекция, которая характерна для центральных частей Черного моря, и распространение холодных вод с его северо-западного шельфа. С января по апрель холодные воды на свале глубин в районе этого шельфа постепенно опускаются до глубины 50 м (рис. 2, а, е). Затем они захватываются ОЧТ и переносятся на юго-запад, к югу и далее на восток.

Вторая половина марта характеризуется началом поверхностного прогрева вод. К середине апреля температура воды близ поверхности выше 8°C, за исключением небольшого очага на северо-западе и выходящего к поверхности купола ХПС в районе открытого моря севернее г. Самсун (Турция). К началу августа температура воды на глубине 5 м увеличивается до 20,5°C. Верхняя граница ХПС постепенно заглубляется и доходит до 40 м (рис. 2, б).

В ноябре ХПС имеет толщину около 60 м (рис. 2, в), которая в дальнейшем постепенно уменьшается. Толщина ХПС в некоторых зонах широтного разреза не более 25 м. С декабря ХПС становится еще тоньше. На 33° в. д. наблюдается тенденция к нарушению непрерывности слоя, а 20 декабря виден его разрыв, который исчезает лишь к 10 января (рис. 2, з – е). Такое поведение ХПС отмечалось и ранее [10].

Пространственное распределение кинетической энергии турбулентности  $e^2/2$  имеет следующий вид. Большие значения отмечаются в приповерхностном слое 0 – 25 м. На глубине 50 м величина  $e^2/2$  уменьшается на порядок, достигая приповерхностных значений лишь в начале весны в период наиболее интенсивного перемешивания и лишь в небольших областях близ Крымского п-ова, у края северо-западного шельфа и к востоку от Синопа. На глубине 175 м значения кинетической энергии турбулентности уменьшаются еще на порядок; большие значения здесь также отмечаются весной в районах,

где развитые течения (ОЧТ и Батумский антициклон) взаимодействуют с особенностями орографии дна у края шельфового склона.



**Р и с. 2.** Холодный промежуточный слой на вертикальных сечениях поля температуры (°C) вдоль 43,7° с. ш. в различные сезоны года: а – 3 апреля, б – 2 августа, в – 20 ноября, г – 10 декабря, д – 20 декабря, е – 10 января

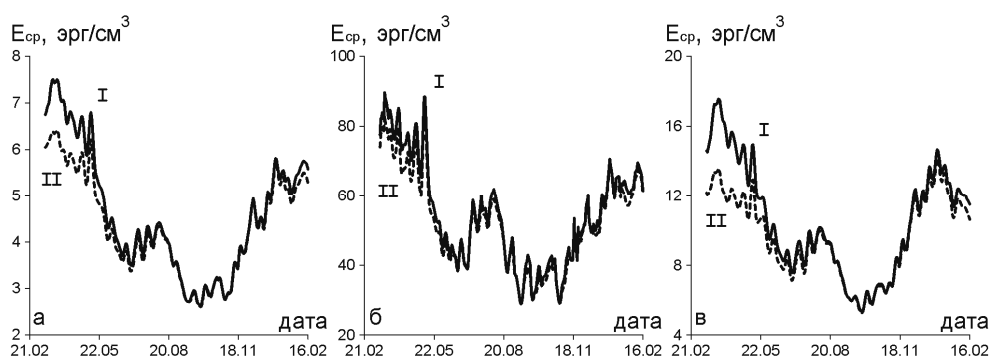
### Сопоставление с результатами эксперимента работы [3]

Ранее [3] был проведен численный эксперимент по построению климатической циркуляции Черного моря на основе модели, в которой для расчета коэффициентов турбулентности по вертикали использовался подход Филандера – Пакановского (эксперимент I). Замена его на параметризацию Меллора – Ямады в нашем расчете (эксперимент II) выполнена с целью более корректного описания процессов в верхнем слое моря.

В течение года наблюдается качественное соответствие пространственных распределений коэффициентов, полученных в обоих расчетах. Области наибольших значений имеют место в зонах, где кинетическая энергия значительна. Отмечается также качественное соответствие пространственных распределений ее градиентов.

В количественном отношении имеет место разница в характере изменчивости  $\nu_v$  и  $\kappa_v$ . При использовании параметризации Меллора – Ямады максимальные значения коэффициентов больше, так как в эксперименте I в силу принятой аппроксимации это значение ограничено.

Сопоставление значений средней по объему кинетической энергии, полученных в экспериментах I и II, показало, что наибольшие расхождения (до 1 эрг/см<sup>3</sup>) приходятся на конец зимы и весенние месяцы (рис. 3, а – в), что соответствует периоду более интенсивного ветра по сравнению с другими временами года. Такое различие объясняется тем, что в параметризации Меллора – Ямады действие ветра учитывается непосредственно при расчете кинетической энергии турбулентности, а в аппроксимации Филандера – Пакановского — опосредованно через число Ричардсона.



**Р и с. 3.** Сопоставление значений средней по объему кинетической энергии, полученных при использовании параметризаций Филандера – Пакановского (эксперимент I) и Меллора – Ямады (эксперимент II): а – по всему объему моря, б – по горизонту 5 м, в – по горизонту 150 м

Если рассмотреть особенности горизонтальных течений в весенний период на глубинах 50 – 175 м, можно отметить следующее. Наибольшие расхождения в абсолютных значениях скоростей отчетливо прослеживаются вдоль стрежня ОЧТ, при этом эксперимент II дает меньшие значения в центре струи и более высокие на ее периферии со стороны открытого моря. Аналогичная ситуация отмечается для областей Батумского и Севастопольского антициклонов. Для оценки количественных различий между полученными в двух экспериментах полями течений была вычислена невязка между абсолютными значениями вектора скорости  $\delta^{|\vec{U}|} = |\vec{U}^I| - |\vec{U}^{II}|$ . Учитывая хорошее качественное соответствие в расположении ОЧТ и квазипериодических циклонов в течение года, положительные значения невязки в стрежне течений и

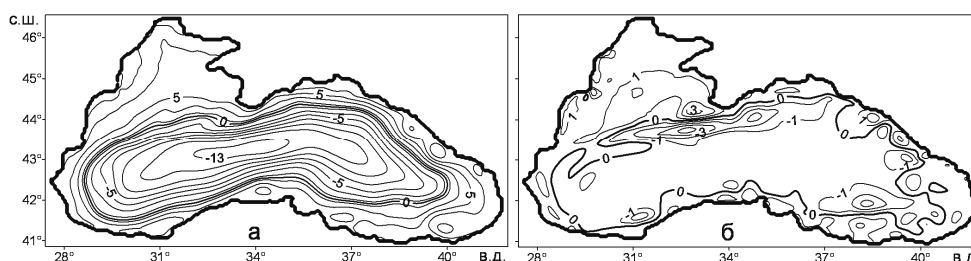
вихрей и отрицательные значения на периферии, можно сделать вывод, что в эксперименте II (в сравнении с экспериментом I) климатическая циркуляция в Черном море формируется менее интенсивными течениями, характеризующимися более слабыми поперечными градиентами. В то же время в областях моря с гораздо менее интенсивной климатической циркуляцией наблюдаются небольшие (~1 см) отрицательные значения невязки между модулями горизонтального вектора скорости, что свидетельствует о более высоких орбитальных скоростях в эксперименте II.

Для дальнейшего анализа определим невязку в полях уровня и температуры в виде

$$\delta^{\zeta} = \zeta^I - \zeta^{II}, \quad \delta^T = T^I - T^{II},$$

где  $\zeta^I, T^I$  – уровень моря и температура, полученные в эксперименте I,  $\zeta^{II}, T^{II}$  – в эксперименте II.

Невязка в поле уровня в большинстве расчетных узлов в течение года составляет величину, не превышающую 3% от абсолютных значений для  $\zeta$ . Наибольшая разница (около 4 см) между величинами невязки, полученными по двум расчетам, наблюдается весной и в начале лета в областях формирования Севастопольского и Крымского антициклонов и вдоль северной периферии ОЧГ. Небольшие значения  $\delta^{\zeta}$  отмечаются также вдоль Анатолийского побережья на участке от Синопа до Самсуна и в районе Батумского антициклона (рис. 4). В летний период, как показал анализ, полученные поля уровня незначительно отличаются от результатов эксперимента I. К юго-западу от Крымского п-ова разница между результатами доходит до 2 см. Например, на глубине 63 м Севастопольский антициклон смещен к западу и имеет больший диаметр по сравнению с вихрем в эксперименте I.



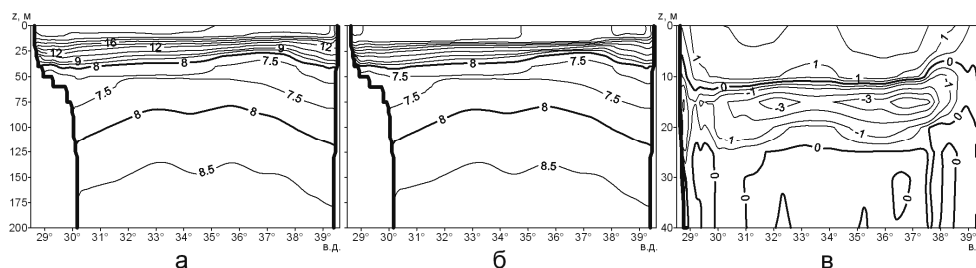
**Р и с. 4.** Значения уровня поверхности моря (м) по данным эксперимента II (а) и их отличие ( $\delta^{\zeta}$ ) от результатов эксперимента I (б) для 13 апреля

В нашем расчете летом в верхнем слое (до глубины 60 м) более резко выражено вдольбереговое течение с юга на север на западной границе бассейна в шельфовой зоне моря. Во все сезоны года горизонтальные потоки на севе-



ро-западном шельфе в эксперименте II являются более упорядоченными и характеризуются большими значениями скоростей (расхождения около 5 см/с).

В летний период наблюдается существенная разница (до 4°C) между значениями температуры, полученными в экспериментах I и II, для верхнего перемешанного слоя (рис. 5, а – в). Структура невязки  $\delta^T$  на глубине 20 м позволяет сделать вывод о том, что в модели с использованием параметризации Меллора – Ямады верхний слой прогревается быстрее (рис. 5, в).



**Р и с. 5.** Вертикальное сечение поля температуры вдоль 43,7° с. ш. для 22 июля: а – эксперимент I, б – эксперимент II, в – значения невязки  $\delta^T$ , рассчитанной для той же широты

Зимой в январе – феврале на глубинах около 60 м отрицательная невязка составляет 0,7 – 0,8°C. С марта по декабрь значения  $\delta^T$  в слое ХПС близки к нулевым.

### Заключение

Для построения климатической циркуляции Черного моря использовалась численная модель [7] с расчетом коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии по вертикали в соответствии с параметризацией Меллора – Ямады 2.5 [5].

Анализ результатов численного эксперимента показал, что в усовершенствованной модели воспроизводятся основные элементы циклонической циркуляции Черного моря: циклонический круговорот с двумя центрами в западной и восточной частях моря, который испытывает значительную сезонную изменчивость; ОЧТ, распространяющееся вдоль свала глубин и наблюдающееся в течение всего года; Севастопольский и Батумский антициклоны; мезомасштабные вихри у побережья Кавказа, а также в районах моря у м. Калякра, Синопа и Босфора.

Сопоставление результатов с предыдущими расчетами (эксперимент I) показало, что наибольшие расхождения в поле скорости приходятся на конец зимы и весенние месяцы, т.е. на период более интенсивного ветра по сравнению с другими временами года. Различие обусловлено тем, что в параметри-

зации Меллора – Ямады действие ветра учитывается непосредственно в виде задания краевого условия для уравнения кинетической энергии турбулентности, а в подходе Филандера – Пакановского — опосредованно через число Ричардсона. По данным о поле температуры в эксперименте II более интенсивное перемешивание наблюдается в летний период в верхнем слое моря.

Необходимо отметить, что в рамках поставленной задачи, при гладких краевых условиях и усвоении в модели климатических данных, ассимиляционные слагаемые в уравнениях для температуры и солёности имеют существенно больший вес по сравнению с остальными. За счет этого происходит подавление высокочастотных гармоник в колебаниях [11], и параметризация Меллора – Ямады по сравнению с подходом Филандера – Пакановского не приводит к большим качественным отличиям. Полученная количественная разница имеет место для случая интенсивного ветра. Поэтому можно предположить, что использование параметризации Меллора – Ямады будет приводить к более адекватным результатам при решении диагностических и прогностических задач с учетом реальных атмосферных воздействий.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Korotaev G.K., Demyshev S.G., Knysh V.V.* Three-dimensional Climate of the Black Sea // Black Sea Ecosystem Processes and Forecasting. Operational Workshop and Project Evaluation Meeting. – Erdemli: METU, IMS, 2000. – P. 1 – 10.
2. *Демьшев С.Г., Коротаев Г.К., Кныш В.В.* Моделирование сезонной изменчивости температурного режима деятельного слоя Черного моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – 40, № 2. – С. 259 – 270.
3. *Демьшев С.Г., Иванов В.А., Маркова Н.В. и др.* Построение поля течений в Черном море на основе вихреразрешающей модели с ассимиляцией климатических полей температуры и солёности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2007. – Вып. 15. – С. 215 – 226.
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. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. and Space Phys. – 1982. – 20, № 4. – P. 851 – 875.
6. *Oguz T., Malanotte-Rizzoli P.* Seasonal variability of wind and thermohaline driven circulation in the Black Sea: Modeling studies // J. Geophys. Res. – 1996. – C7, № 101. – P. 16551 – 16569.
7. *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.
8. *Тужилкин В.С., Косарев А.Н.* Гидрология и динамика вод Черного и Каспийского морей // Водные массы океанов и морей. – М.: МАКС Пресс, 2007. – С. 208 – 237.

9. Демьшев С.Г., Коротаяев Г.К., Кныш В.В. Эволюция холодного промежуточного слоя Черного моря по результатам ассимиляции климатических данных в модели // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 4. – С. 3 – 19.
10. Белокопытов В.Н. Термохалинная и гидролого-акустическая структура вод Черного моря // Дис. ... канд. геогр. наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – 160 с.
11. Демьшев С.Г. Энергетика климатической циркуляции Черного моря. Ч. II. Численный анализ климатической энергетики // Метеорология и гидрология. – 2004. – № 10. – С. 74 – 86.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,  
Севастополь  
E-mail: tolerans84@gmail.com

Материал поступил  
в редакцию 02.04.10  
После доработки 27.07.10

**АНОТАЦІЯ** У роботі проводиться розрахунок модельних кліматичних полів температури, полів течій та рівня для Чорного моря з використанням в чисельній нелінійній моделі гідродинаміки параметризації Меллора – Ямади 2.5. Зіставлення з результатами попередніх розрахунків показало, що найбільші кількісні відмінності спостерігаються для зимово-весняного періоду при інтенсивному вітрі.

У моделі відтворюються основні елементи циркуляції вод Чорного моря: циклонний кругообіг; Основна Чорноморська течія, яка розповсюджується вздовж звалювання глибин; Севастопольський та Батумський антициклони; мезомасштабні вихори біля побережжя Кавказу, а також у районах моря біля мису Каліакра, м. Синоп і протоки Босфор.

**Ключові слова:** чисельний експеримент, коефіцієнт турбулентності, Чорне море, кліматична циркуляція, гідродинаміка, Меллор – Ямада 2.5.

**ABSTRACT** Calculated are the model climatic temperature, currents and level fields obtained for the Black Sea using Mellor – Yamada 2.5 parameterization in the numerical nonlinear hydrodynamic model. Comparison with the results of previous calculations shows that maximum quantitative differences are observed in winter-spring period at intensive wind.

The model reproduces basic elements of the Black Sea circulation: cyclonic gyre, Rim Current propagating along the shelf slope, Sevastopol and Batumi anticyclones, and mesoscale eddies near the Caucasian coast, the Kaliakra cape, Sinop and Bosphorus.

**Keywords:** numerical experiment, turbulence coefficient, the Black Sea, climatic circulation, hydrodynamics, Mellor – Yamada 2.5.