

А.И. Кубряков¹, В.В. Суслин¹, Т.Я. Чурилова², Г.К. Коротаев¹

¹ *Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь*

² *Институт биологии южных морей, г. Севастополь*

ВЛИЯНИЕ ОПТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДЫ НА ДИНАМИКУ ВЕРХНИХ СЛОЕВ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПЕРИОД С 1985 ДО 2001 ГГ.

Влияние оптических характеристик морской воды на динамику и термодинамику вод в верхних слоях Черного моря исследуется с помощью модели циркуляции в σ -координатах, представляющей собой версию модели *РОМ*, и биооптической модели, описывающей проникновение коротковолновой радиации в толщу моря. Оценивается влияние оптического состояния моря на его гидродинамический режим в период конца XX столетия, в течение которого оптические свойства Черного моря претерпевали значительные изменения. Сопоставляются результаты двух модельных расчетов для периода времени с 1985 до 2001 гг., в одном из которых оптические свойства морской воды считаются неизменными, а во втором – учитывается их пространственно-временная изменчивость на основе биооптической модели для условий, приближенных к реальным. Для задания атмосферного воздействия используются данные реанализа *ERA – 40*.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *Черное море, гидродинамический режим, биооптическая модель.*

Введение. Важным вопросом при моделировании изменчивости верхних слоев океана является природа взаимодействия океанической биоты, океанической динамики и проникновения падающего на поверхность океана излучения.

Циркуляция океана и процессы перемешивания оказывают существенное влияние на биологическую продуктивность океана, поскольку большая часть необходимых питательных веществ в верхние слои океана поступает из глубинных слоев. В свою очередь, биота модулирует проникновение солнечной радиации и тем самым контролирует структуру поля температуры и стратификацию в верхних слоях океана. Таким образом, существует возможность обратной связи между океанической биотой и физическим состоянием океана [1].

Световые условия в море определяются потоком солнечной энергии, падающей на поверхность, и оптическими свойствами морской среды, а именно поглощением и рассеянием света [2]. На долю фотосинтетически активной радиации – ФАР (от 400 до 700 нм) приходится около половины всей солнечной энергии. В поглощении и рассеянии вещество (взвешенное и растворенное). Коэффициенты поглощения и рассеяния света зависят от численности фитопланктона, его таксономической, размерной структуры и концентрации пигментов в клетках, от содержания окрашенного растворенного органического вещества, органического детрита и неорганической взвеси. До недавнего времени были известны только единичные измерения

спектральных коэффициентов поглощения света взвешенным веществом в Черном море [3]. Наиболее распространенным методом оценки прозрачности воды было определение глубины видимости белого диска [4]. В последнее десятилетие в Черном море проведены многочисленные измерения поглощения света фитопланктоном, взвешенным и растворенным веществом [5 – 8], которые позволили выполнить параметризацию поглощения света основными оптически активными компонентами с высоким спектральным разрешением и выявить сезонные и региональные особенности биооптических характеристик в Черном море [9]. Еще ранее была найдена возможность корректной оценки коэффициента обратного рассеяния света частицами взвеси, содержащейся в морской воде, по спутниковым данным [10].

Целый ряд океанографических приложений, в таких направлениях как оценка показателей продуктивности вод, образование первичной продукции, нагрев моря за счет диссипации солнечного света и др. [11], требует корректного учета проникающей в верхний слой воды коротковолновой радиации.

Так, для более точного описания процессов, протекающих в морях и океанах на различных пространственных и временных масштабах, с целью диагноза и прогноза состояния морской среды разрабатываются комплексные модели экосистемы, включающие в себя гидродинамические, биологические и оптической блоки. Однако, существующие модели часто используют очень сложную гидродинамику и все более сложную структуру биоты, но, по-прежнему, очень упрощенную оптику. Этого дисбаланса, вероятно, можно избежать, развивая оптический блок. Однако, прежде чем усложнять оптическую модель, включая в нее более подробное описание оптических процессов, следует оценить насколько они будут влиять на гидродинамику. И если это влияние будет пренебрежимо мало, то, очевидно, что «овчинка выделки не стоит». И, кроме увеличения времени расчетов, это не даст желаемого приближения к реальности.

До недавнего времени наиболее популярные и часто используемые модели общей циркуляции океана не учитывали эффекты проникновение коротковолновой солнечной радиации в морские глубины. Впоследствии в целом ряде работ было показано, что учет этого эффекта позволяет более точно описать динамику и термохалинную структуру вод, особенно в верхних слоях. Однако, как правило, эти эффекты учитываются в очень упрощенном виде, основываясь на предположении о постоянстве глубины затухания коротковолновой солнечной радиации. И лишь в последнее время появился целый ряд работ, в которых с использованием спутниковых данных о цвете океана исследуется пространственно-временная изменчивость прозрачности вод, в том числе обусловленной фитопланктоном, определяющая глубину проникновения солнечной радиации и, в конечном счете, влияющая на динамику и термодинамику [12 – 16].

Так, в работе [15] выявлено, что в Аравийском море пигменты фитопланктона, поглощающие солнечное излучение, существенно влияют на тепловой баланс верхнего перемешанного слоя, в частности, этот «биологический прогрев» может приводить к увеличению температуры верхнего перемешанного слоя на $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ и к уменьшению его толщины, в то время как в нижележащих слоях температура снижается за счет уменьшения проникно-

вения солнечного излучения. В работе [16] показано, что температурные градиенты, возникающие из-за поглощения фитопланктоном солнечного излучения, способствуют отдаленному отклику в экваториальном апвеллинге в восточной части Тихого океана.

Ряд работ Кара с соавторами посвящен рассмотрению этой проблемы в приложении к Черному морю [17, 18]. В этих работах предлагается схема расчета проникающей радиации на основе среднемесячных значений коэффициента ослабления, вычисленного по спутниковым данным *Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor (SeaWiFS)* за 1997–2001 гг. и исследуется климатический отклик моря на климатическую изменчивость прозрачности вод на основе модели *HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model)*. Проведенные при этом модельные расчеты показали, что пренебрежение пространственной и временной изменчивостью глубины затухания может привести к нереальным особенностям в структуре поверхностных течений и температуры на месячных временных масштабах.

В работе [19] с использованием модели общей циркуляции Атлантического океана исследуются эффекты влияния межгодовой изменчивости концентрации хлорофилла-«а» на поверхностную температуру. Для вычисления коэффициента затухания использовались среднемесячные данные *SeaWiFS* за период с 1997 по 2003 гг. Здесь также делается вывод о значительных вариациях в поверхностной температуре в численных экспериментах с учетом и без учета влияния хлорофилла-«а» на проникновение излучения. Однако, при сопоставлении результатов расчетов межгодовой изменчивости океана, проведенных с использованием среднемесячных и климатических среднемесячных (осредненных за шесть рассматриваемых лет) данных о содержании хлорофилла-«а», делается вывод о том, что отличия пренебрежимо малы, и эффектом межгодовой изменчивости прозрачности можно пренебречь. По-видимому, такой результат является следствием того, что используемая модель циркуляции имела очень грубое разрешение по вертикали: толщины верхних пяти слоев равнялись 20 м каждый. Это не позволило достаточно хорошо описать динамику верхнего перемешанного слоя и, как следствие, существенно снизило чувствительность модели к исследуемому эффекту, поскольку влияние поглощение света фитопланктоном на структуру поверхностной температуры ожидается более значительным там и тогда, где и когда толщина верхнего перемешанного слоя достаточно мала [13, 14, 16].

Цель работы – показать, что в Черном море, как в бассейне со значительным содержанием биологической компоненты, оптические свойства воды при моделировании общей циркуляции могут оказывать существенное влияние на термохалинную структуру, даже если они не связаны непосредственно с биологической моделью. При этом поставлена задача исследовать влияние межгодовой изменчивости прозрачности вод на изменчивость термохалинной структуры и циркуляции вод в верхних слоях Черного моря в период с 1985 по 2000 гг. Наша гипотеза состоит в том, что наличие растворенного органического вещества, детрита и фитопланктона в верхних слоях моря, косвенно (и, возможно, непосредственно) вносит заметный вклад в изменчивость циркуляции моря через плавучесть.

1. Гидродинамическая модель. Для расчетов применялась адаптированная к условиям Черного моря версия POM2K модели океанической циркуляции Принстонского университета (*Princeton Ocean Model – POM*) [20, 21]. Модель основана на полной системе уравнений термогидродинамики океана со свободной поверхностью в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости жидкости. В модели используется так называемая σ -координата, при этом вертикальная, направленная вертикально вверх, декартова z -координата преобразуется в σ -координату по формуле

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

так что свободная поверхность моря $z = \eta(x, y, t)$ представляется в преобразованных координатах поверхностью $\sigma = 0$, а рельеф морского дна $z = H(x, y)$ – поверхностью $\sigma = -1$, где x, y – горизонтальные декартовы координаты, направленные на восток и север соответственно, t – время. Тогда уравнения неразрывности и сохранения момента количества движения имеют вид:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial DU}{\partial t} + \frac{\partial U^2 D}{\partial x} + \frac{\partial UVD}{\partial y} + \frac{\partial U\omega}{\partial \sigma} - fVD + \\ & + gD \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{gD_2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial x} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right] + F_x, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial DV}{\partial t} + \frac{\partial V^2 D}{\partial y} + \frac{\partial UVD}{\partial x} + \frac{\partial V\omega}{\partial \sigma} + fUD + \\ & + gD \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{gD_2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left[\frac{\partial \rho'}{\partial y} - \frac{\sigma'}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'} \right] d\sigma' = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right] + F_y, \end{aligned} \quad (4)$$

где $D = H + \eta$.

Уравнения переноса – диффузии тепла и соли следующие:

$$\frac{\partial TD}{\partial t} + \frac{\partial TUD}{\partial x} + \frac{\partial TVD}{\partial y} + \frac{\partial T\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right] + F_T - \frac{1}{D} \frac{\partial I}{\partial \sigma}; \quad (5)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t} + \frac{\partial SUD}{\partial x} + \frac{\partial SVD}{\partial y} + \frac{\partial S\omega}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right] + F_s. \quad (6)$$

В вышеприведенных уравнениях: U, V – компоненты скорости течений вдоль осей x, y ; ρ' – относительная плотность морской воды; H – глубина моря; g – ускорение свободного падения; K_M и K_H – коэффициенты вертикальной

турбулентной вязкости и диффузии соответственно; S – соленость; T – потенциальная температура; f – параметр Кориолиса; I – коротковолновая радиация.

В уравнении неразрывности (2) ω есть скорость, нормальная к σ -поверхности, которая связана с вертикальной скоростью соотношением:

$$w = \omega + u \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + v \left(\sigma \frac{\partial D}{\partial y} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + \sigma \frac{\partial D}{\partial t} + \frac{\partial \eta}{\partial t}. \quad (7)$$

Для параметризации вертикального перемешивания в модель включена модель турбулентности с уровнем замыкания 2.5, основанная на гипотезах турбулентности Ротта-Колмогорова, и обобщенной Меллором и Ямадой [22] на случай стратифицированного потока. Согласно этой модели коэффициенты вертикальной турбулентной вязкости K_M и диффузии K_H выражаются через параметры устойчивости S_M и S_H :

$$(K_M, K_H) = lq (S_M, S_H), \quad (8)$$

где l – турбулентный масштаб длины; $\frac{1}{2}q^2$ – кинетическая энергия турбулентности. S_M и S_H в свою очередь являются функциями числа Ричардсона:

$$G_H = -\frac{l^2 N^2}{q^2}$$

и выражаются через него следующим образом:

$$S_H [1 - (3A_2 B_2 + 18A_1 A_2) G_H] = A_2 [1 - 6A_1 / B_1],$$

$$S_M [1 - 9A_1 A_2 G_H] - S_H [(18A_1^2 + 9A_1 A_2) G_H] = A_1 [1 - 3C_1 - 6A_1 / B_1],$$

N – частота Вайселя-Брента; A_1, A_2, B_1, B_2, C_1 – эмпирические константы. Уравнения переноса для $\frac{1}{2}q^2$ и макромасштаба турбулентности $q^2 l$ имеют вид:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2 D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma} = \\ & = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2}{\partial \sigma} \right] + \frac{2K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial \sigma} - \frac{2Dq^3}{B_1 l} + F_{q^2} \end{aligned}, \quad (9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial q^2 l D}{\partial t} + \frac{\partial U q^2 l D}{\partial x} + \frac{\partial V q^2 l D}{\partial y} + \frac{\partial \omega q l^2}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_q}{D} \frac{\partial q^2 l}{\partial \sigma} \right] + \\ & + E_1 l \left(\frac{K_M}{D} \left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)^2 \right] + E_3 \frac{g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial \sigma} \right) \bar{W} + F_{q^2 l} \end{aligned}, \quad (10)$$

где $K_q = lqS_q$, $\bar{W} \equiv 1 + E_2 \left[\frac{l}{kL} \right]^2$ – функция «пристеночной близости»; k – константа Кармана; $\frac{1}{L} = \frac{1}{\eta - z} + \frac{1}{H + z}$, $\frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma} \equiv \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} - \frac{1}{c_s^2} \frac{\partial p}{\partial \sigma}$; c_s – скорость звука.

Члены, описывающие горизонтальные турбулентные вязкость и диффузию имеют вид:

$$F_x \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{xy}); F_y \equiv \frac{\partial}{\partial x}(H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H\tau_{yy}), \quad (11)$$

где

$$\begin{aligned} \tau_{xx} &= 2A_M \frac{\partial U}{\partial x}, \\ \tau_{xy} &= \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right), \\ \tau_{yy} &= 2A_M \frac{\partial V}{\partial y}. \end{aligned}$$

Аналогично

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

где

$$\begin{aligned} q_x &\equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial x}, \\ q_y &\equiv A_H \frac{\partial \phi}{\partial y}. \end{aligned}$$

Функция ϕ представляет T , S , q^2 или $q^2 l$ (см. ниже). Коэффициенты горизонтальной турбулентной вязкости и диффузии полагаются постоянными.

2. Конечно-разностная аппроксимация. При конечно-разностной аппроксимации исходных уравнений модели по пространству применяется сетка C по терминологии Аракавы [23]. Используется алгоритм разделения по модам [24], так что решение ищется отдельно для бароклинной и баротропной мод, по времени используется схема «чехарда». При решении уравнений для бароклинной моды используется полуневная схема [25]. Сначала рассчитываются по явной схеме члены, описывающие адвекцию и горизонтальную диффузию. Затем вычисляются по неявной схеме слагаемые, описывающие вертикальную диффузию. Следовательно, если переписать, например, уравнения (5) и (6) в виде:

$$\frac{\partial DC}{\partial t} + Adv(C) - Dif(C) = \frac{1}{D} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial C}{\partial \sigma} \right), \quad (12)$$

где $Adv(C)$ и $Dif(C)$ представляют адвективные и горизонтально-диффузионные члены соответственно, то решение ищется на двух шагах. Адвективные и горизонтально-диффузионные члены вычисляются явно из уравнения

$$\frac{D^{n+1}\bar{C} - D^{n+1}C^{n-1}}{2\Delta t} = -Adv(C^n) + Dif(C^{n-1}), \quad (13)$$

а диффузионный по вертикали член рассчитывается методом прогонки из уравнения

$$\frac{D^{n+1}C^{n+1} - D^{n+1}\bar{C}}{2\Delta t} = \frac{1}{D^{n+1}} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_H \frac{\partial C^{n+1}}{\partial \sigma} \right) + Q_C^n. \quad (14)$$

Во избежание расщепления решения на четных и нечетных шагах по времени используется слабый фильтр Айселина [26], т.е. решение сглаживается на каждом шаге по времени:

$$C_S = \bar{C} + \frac{\alpha}{2} (C^{n+1} - 2C^n + C^{n-1}), \quad (15)$$

где C_S – сглаженное решение; параметр $\alpha = 0,05$.

Конечно-разностная аппроксимация уравнений (9), (10) такая же, как и для уравнений движения.

3. Граничные и начальные условия. Для решения приведенной системы дифференциальных уравнений необходимо задать граничные и начальные условия. На твердой боковой границе используются условия прилипания для скоростей потока и равенства нулю нормальных потоков соли, тепла и количества движения.

На поверхности моря $\sigma = 0$ задаются напряжение трения ветра и потоки тепла и соли:

$$\frac{\rho_0 K_M}{H} \left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}, \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right) = (\tau_{0x}, \tau_{0y}), \quad (16)$$

$$\frac{K_H}{H} \left(\frac{\partial T}{\partial \sigma}, \frac{\partial S}{\partial \sigma} \right) = \left(\frac{Q_0}{\rho_0 c_p}, Q_S \right), \quad (17)$$

где τ_{0x}, τ_{0y} – компоненты напряжения трения ветра; Q_0 – суммарный поток тепла, а Q_S – поток соли на границе «море-атмосфера». На дне моря $\sigma = -1$ потоки тепла и соли равны нулю, а для скоростей используется аналогичное граничное условие с соответствующей заменой компонент напряжений на

$$(\tau_{bx}, \tau_{by}) = \rho_0 C_D |\vec{V}_b| (u_b, v_b).$$

Коэффициент трения $C_D = \text{MAX}\{k^2[\ln(H+z_b)/z_0]^{-2}; 0; 0,0025\}$ зависит от разрешения придонного пограничного слоя. Здесь z_b – глубина залегания ближайшего ко дну узла расчетной сетки; $\vec{V}_b$ – вектор скорости течений в

этом узле; u_b, v_b – его компоненты; $k = 0,4$; z_0 – параметр шероховатости морского дна, принятый в настоящей работе равным 1 см. Для ω на поверхности и на дне задаются условия $\omega(0) = \omega(-1) = 0$.

В модели учитывается сток рек в бассейн моря, а также обмен водами с Азовским морем через Керченский пролив и с Мраморным морем через пролив Босфор, где, как известно, вода вытекает из Черного моря в верхнем слое (верхнебосфорское течение) и втекает в нижнем (нижнебосфорское течение). Обусловленные этими процессами изменения температуры, солёности и уровня моря рассчитываются в соответствии с алгоритмом, предложенном для использования в модели *ECOM3D (Three dimensional Estuarine Coastal Ocean Model)* [27]. Согласно этому алгоритму в столбе жидкости, ограниченном сверху ячейкой, в которую впадают реки, на каждом временном шаге рассчитываются изменения уровня моря, температуры и солёности воды, причем предполагается, что поступившая вода мгновенно перемешивается от поверхности до заданной глубины. Аналогично рассчитываются изменения указанных характеристик в Керченском проливе и в проливе Босфор при рассмотрении нижнебосфорского течения, с тем отличием, что поступающая вода перемешивается не от поверхности, а от заданной глубины до дна. Влияние же верхнебосфорского течения сказывается лишь на изменении уровня моря в соответствующих ячейках, а температура и солёность воды при этом не меняются.

В рассматриваемой задаче задавались среднемесячные климатические значения температуры и солёности втекающей в море воды, а также расходов основных рек, впадающих в Черное море, и верхнебосфорского течения.

В качестве начальных условий для температуры и солёности на каждом горизонте были взяты средние по площади моря климатические значения. Остальные параметры в начальный момент времени полагались равными нулю.

4. Параметры задачи. Расчетная область ограничена меридианами $27,8^\circ$ в.д. на западе и $41,8^\circ$ в.д. на востоке и параллелями $40,875^\circ$ с.ш. на юге и $46,312^\circ$ с.ш. на севере. Расчеты проводились на сетке с шагами по горизонтали $0,1^\circ$ вдоль параллели и $0,0625^\circ$ вдоль меридиана. По вертикали использовались двадцать шесть σ -поверхностей: 0,000; -0,003; -0,006; -0,009; -0,012; -0,015; -0,020; -0,025; -0,030; -0,035; -0,040; -0,045; -0,050; -0,055; -0,060; -0,067; -0,075; -0,090; -0,140; -0,200; -0,330; -0,500; -0,670; -0,830; -0,910; -1,000. Коэффициенты турбулентного обмена импульсом, теплом и солью по горизонтали принимались равными: $A_M = 300 \text{ м}^2/\text{с}$, $A_H = 60 \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно. Шаг по времени полагался равным: для баротропной моды – 10 сек, для бароклинной моды – 5 мин. Эмпирические константы $(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1) = (0,92, 16,6, 0,74, 10,1, 0,08)$; $E_1 = 1,8$; $E_2 = 1,33$; $E_3 = 1,0$; $S_q = 0,2$.

В качестве внешнего атмосферного воздействия использовался средиземноморский массив глобального реанализа *ERA – 40 (ECMWF 40 Year Reanalysis)*, созданный в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды *ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)* [28] с пространственным разрешением $1,125^\circ \times 1,125^\circ$ и временной дискретностью 6 часов. Для проведения вычислений использовались следующие характеристики: температура на поверхности моря T_s , потоки коротковолновой

Q_{SWR} и длинноволновой радиации Q_{LWR} , потоки явного Q_S и скрытого тепла Q_L , обложные P_{LS} и конвективные осадки P_C , и испарение E . По ним вычислялись значения параметров в правой части соотношения (17):

$$Q_0 = Q_{LWR} + Q_S + Q_L + Q_{SWR} + 1,25 \cdot 10^{-5} \cdot (T_S - T), \quad (18)$$

$$Q_S = -S \cdot (E - P_{LS} - P_C). \quad (19)$$

Компоненты касательного напряжения ветра определялись по данным о направлении и модуле скорости ветра на высоте 10 м, причем модуль касательного напряжения ветра вычислялся по формуле:

$$\tau = C_d \rho_a V^2,$$

где ρ_a – плотность воздуха, V – модуль скорости ветра.

Коэффициенты трения C_d рассчитывались согласно [29, 30]:

$$C_d = \begin{cases} (0,934 + 0,0788V - 0,0616V^2) \times 10^{-3}, & \text{при } V < 4 \text{ м/с;} \\ 1,2 \times 10^{-3}, & \text{при } 4 \leq V < 11 \text{ м/с;} \\ (0,49 + 0,065V) \times 10^{-3}, & \text{при } V \geq 11 \text{ м/с;} \end{cases} \quad (20)$$

Исходные поля ERA – 40 были интерполированы кригинг-методом на сетку $0,1^\circ \times 0,0625^\circ$ и сглажены девятиточечным фильтром Гаусса тремя итерациями [31].

Данные о среднемесячных климатических значениях расходов основных рек, впадающих в Черное море, через Керченский пролив и верхнебосфорского течения приведены в табл. 1. Положительные значения указывают на то, что вода поступает в Черное море, а отрицательные – вытекает из него.

Значения расходов воды через нижнебосфорское течение являются наиболее трудно определяемыми, и их величины, приводимые в соответствующих, достаточно многочисленных, литературных источниках значительно отличаются друг от друга. Поэтому в рассматриваемой задаче величина расхода через нижнебосфорское течение оценивалась исходя из предположения, что в целом за год масса воды в Черном море остается постоянной. Т.е. при суммировании за год стока рек, расходов через Босфор и Керченский проливы, а также осадков и испарения по всей площади моря получается ноль.

Все параметры атмосферного воздействия и стока через боковые границы интерполировались линейно на каждый шаг по времени бароклинной моды.

Описанная модель ранее успешно применялась как для описания климатической изменчивости, так и для реанализа гидрофизических полей Черного моря [31 – 34].

5. Биооптическая модель. В основу регионального подхода при спектральном моделировании подводной облученности ($E_d(z, \lambda)$) положена Бедфордская модель [11]. Для учета биооптических особенностей Черного моря эта модель была модифицирована на основании результатов парамет-

Таблица 1. Среднемесячные климатические значения расходов рек
через Керченский пролив и верхнебосфорского течения (м³/с).

Дунай	Днестр	Днепр	Кодори	Ингури	Риони	Ешилъ	Кизил	Сакаръя	Керченский пролив	Верхний Босфор
5928,21	171,12	1148,38	330,82	330,82	330,82	314,35	314,35	314,35	684,45	-13502,93
4871,09	171,12	1201,61	316,88	316,88	316,88	381,52	381,52	381,52	87,45	-11974,29
6099,32	250,97	1490,61	490,53	490,53	490,53	418,28	418,28	418,28	239,55	-20233,48
8456,92	338,43	1570,46	788,40	788,40	788,40	411,95	411,95	411,95	102,65	-24918,24
8605,22	315,61	1958,32	934,16	934,16	934,16	296,60	296,60	296,60	114,08	-22438,97
7529,09	311,81	1251,05	761,78	761,78	761,78	229,42	229,42	229,42	-121,62	-16221,77
5954,83	250,97	946,84	538,70	538,70	538,70	121,68	121,68	121,68	771,92	-4692,37
4429,99	239,56	707,28	371,38	371,38	371,38	86,19	86,19	86,19	836,55	-1349,91
4141,00	228,15	726,29	286,46	286,46	286,46	128,02	128,02	128,02	399,25	-6684,92
4464,22	193,93	954,45	361,24	361,24	361,24	169,85	169,85	169,85	1098,90	-8232,57
4783,63	239,56	1327,10	429,69	429,69	429,69	183,79	183,79	183,79	395,45	-14811,01
6163,97	201,54	1505,82	387,86	387,86	387,86	289,00	289,00	289,00	1110,34	-17510,84

ризации поглощения и рассеяния света основными оптически активными компонентами в Черном море [9, 10]. Интегральную величину ФАР, падающую на поверхность моря, трансформировали в спектральное распределение солнечной энергии в соответствии с [35]. Потери за счет отражения при прохождении солнечного излучения через поверхность моря принимали равными 6 % [4]. Проникающая солнечная радиация ($E_d(z, \lambda)$) состоит из прямого ($E_d^d(z, \lambda)$) и перераспределенного атмосферой ($E_d^s(z, \lambda)$) диффузного солнечного излучения:

$$E_d(z, \lambda) = E_d^d(z - \Delta z, \lambda) \cdot e^{-k_d^d(z, \lambda) \Delta z} + E_d^s(z - \Delta z, \lambda) \cdot e^{-k_d^s(z, \lambda) \Delta z},$$

где $k_d^d(z, \lambda)$ и $k_d^s(z, \lambda)$ – коэффициенты вертикального ослабления для прямого и диффузного света, соответственно.

Коэффициент $k_d^d(z, \lambda)$ рассчитывали по формуле:

$$k_d^d(z, \lambda) = [a(z, \lambda) + b_b(z, \lambda)] / \cos \theta_d,$$

где $a(z, \lambda)$ – коэффициент поглощения света, $b_b(z, \lambda)$ – коэффициент обратного рассеяния света, θ_d – угол распространения световой энергии в водной толще.

Коэффициент $k_d^s(z, \lambda)$ рассчитывали следующим образом:

$$k_d^s(z, \lambda) = [a(z, \lambda) + b_b(z, \lambda)] / 0,83.$$

В каждый момент времени и в каждой точке области облученность на глубине z вычислялась по формуле:

$$PAR(z) = \int_{400 \text{ нм}}^{700 \text{ нм}} E_d(z, \lambda) d\lambda. \quad (21)$$

Как видно из выражений для $k_d^d(z, \lambda)$ и $k_d^s(z, \lambda)$ проникновение коротковолновой радиации в верхний слой моря определяется суммарными коэффициентами поглощения и обратного рассеяния света морской водой. Биооптическая модель предполагает несколько входных параметров: $a_{CDOM}(440)$ – коэффициент поглощения света окрашенным растворенным органическим веществом на длине волны 440 нм, S_{CDOM} – константа, описывающая спектральное поведение поглощения растворенной органикой, C_a – концентрация хлорофилла-«а», a_p^* – спектральный коэффициент удельного поглощения частицами взвеси, $b_{bp}(555)$ – коэффициент обратного рассеяния света частицами взвеси в спектральном канале 555 нм, n – константа, описывающая спектральное поведение коэффициента обратного рассеяния света частицами взвеси. Опишем ниже их функциональные связи подробнее.

Поглощение света – один из основных показателей оптических свойств морской воды. В поглощении проникающей в водную толщу солнечной энергии участвуют взвешенное и растворенное вещество, а так же сама вода. Спектральное и вертикальное распределение коэффициентов поглощения света у этих компонентов существенно различается. Коэффициент поглощения света $a(z, \lambda)$ состоит из поглощения света чистой водой (a_w), взвешенными частицами (a_p) и окрашенным растворенным органическим веществом (a_{CDOM}):

$$a(z, \lambda) = a_w(\lambda) + a_p(z, \lambda) + a_{CDOM}(\lambda).$$

Для оценки спектра поглощения света чистой водой $a_w(\lambda)$ использовали данные [36]. Коэффициент $a_p(z, \lambda)$ зависит от относительного поглощения света неживой взвесью, концентрации пигментов, видового состава фитопланктона, размеров клеток и внутриклеточной концентрации пигментов.

Параметризация связи между $a_p(z, \lambda)$ и C_a учитывает разные районы моря, теплый и холодный период, сезонный термоклин, что отражает влияние факторов среды на оптические свойства фитопланктона и его относительного вклада в общее поглощение света взвешенным веществом

$$a_p(z, \lambda) = a_p^*(\lambda) \cdot C_a(z),$$

где $a_p^*(\lambda)$ – спектральный коэффициент удельного (нормированного на содержание хлорофилла-«а») поглощения частицами взвеси. Количественные характеристики $a_p^*(\lambda)$ для Черного моря даны в работе [9].

Для учета сезонных особенностей вертикального распределения пигментов были выделены два периода года: холодный (ноябрь-апрель) и теплый (май-октябрь). Для холодного времени года типично однородное распределение пигментов по слою, а для теплого – неоднородное с глубинным максимумом около нижней границы зоны фотосинтеза. Изменение с глубиной концентрации пигментов в теплый период года описывается распределением Гаусса с параметрами, полученными в результате параметризации вертикального распределения хлорофилла-«а» по многолетним данным [37].

Спектральное распределение коэффициента a_{CDOM} описывается экспоненциальной функцией:

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(\lambda_0) \cdot \exp(-S_{CDOM} \cdot (\lambda - \lambda_0)),$$

где S_{CDOM} – коэффициент, характеризующий изменение $a_{CDOM}(\lambda)$ по спектру, нм^{-1} ; λ_0 – 440 нм.

Нами были использованы средние значения параметров, характерные для прибрежных ($a_{CDOM}(440) = 0,0812 \pm 0,039 \text{ м}^{-1}$, $S_{CDOM} = 0,020 \text{ нм}^{-1}$) и глубоководных ($a_{CDOM}(440) = 0,100 \pm 0,029 \text{ м}^{-1}$, $S_{CDOM} = 0,018 \text{ нм}^{-1}$) рай-

оном моря [9]. Отметим, что в данных расчетах мы считали, что a_{CDOM} не зависит от глубины.

Коэффициент обратного рассеяния состоит из рассеяния света водой (b_{bw}) и частицами (b_{bp}):

$$b_b(z, \lambda) = b_{bw}(\lambda) + b_{bp}(z, \lambda).$$

Известно, что рассеяние света водой в обратном направлении составляет 50 % от общего – $b_{bw}(\lambda)$ [38]:

$$b_{bw}(\lambda) = 0,5 \cdot b_w(\lambda).$$

Спектральное распределение b_{bp} восстанавливали по величине коэффициента при длине 555 нм [4]:

$$b_{bp}(z, \lambda) = b_{bp}(z, 555) \cdot (\lambda / 555)^{-n},$$

где n – степенной коэффициент, который зависит от размеров частиц взвеси и изменяется от 0,3 при цветении крупных диатомовых водорослей до 1,5, когда в фитопланктоне преобладают кокколитофориды, сбрасывающие в воду огромное количество кокколита. В наших расчетах мы использовали значение $n = 0,8$, следуя [39]. При выполнении расчетов было сделано допущение, что вертикальное распределение коэффициента обратного рассеяния взвесью $b_{bp}(z, 555)$ происходит пропорционально концентрации хлорофилла-«а» согласно

$$b_{bp}(z, 555) = b_{bp}(0, 555) \cdot C_a(z) / C_a(0),$$

где $C_a(0)$ и $C_a(z)$ – концентрации хлорофилла-«а» на глубине 0 м и z м соответственно.

6. Численные эксперименты. Для оценки влияния оптического состояния моря на его гидродинамический режим был выбран двадцатилетний период конца XX столетия. Были проведены два расчета изменчивости циркуляции Черного моря в период с 1985 по 2001 гг. при идентичном задании начальных и граничных условий. Разница заключалась в вычислении последнего члена в правой части уравнения переноса тепла (5), который описывает проникновение коротковолновой радиации в толщу вод. В обоих случаях функция I в каждый момент времени t и в каждой точке области (x, y) рассчитывалась в зависимости от вертикальной декартовой координаты по формуле Паульсона-Симпсона [40]:

$$I(x, y, z, t) = I_0(x, y, t) \cdot \left[r \cdot e^{-\frac{z}{\alpha}} + (1-r) \cdot e^{-\frac{z}{\beta}} \right]. \quad (22)$$

Однако в первом эксперименте параметры r , α и β полагались постоянными, их значения выбирались в соответствии с типом вод согласно [2]: $r = 0,77$; $\alpha = 1,5$; $\beta = 14$, а множитель перед квадратными скобками в (22) полагался равным $I_0 = Q_{SWR}$. Т.е. предполагалось, что в этой упрощенной модели подводной облученности вся коротковолновая радиация проникает в толщу вод, прозрачность которых постоянна во времени и пространстве.

Во втором эксперименте использовалась усовершенствованная модель подводной облученности, в которой учитывались спектральный состав излучения, а также изменчивость прозрачности вод во времени и пространстве следующим образом.

Поскольку весь поток коротковолновой радиации Q_{SWR} состоит из излучения в диапазоне 200 – 4000 нм, а фотосинтетически активная радиация PAR_S , приходящая на поверхность, лежит в диапазоне 400 – 700 нм, то полагалось:

$$PAR_S = 0,46 \cdot Q_{SWR} , \quad (23)$$

а с учетом потерь при отражении от поверхности моря фотосинтетически активная радиация PAR_0 непосредственно под поверхностью моря полагалась равной:

$$PAR_0 = 0,96 \cdot PAR_S = 0,96 \cdot 0,46 \cdot Q_{SWR} = 0,4416 \cdot Q_{SWR} . \quad (24)$$

И тогда множитель I_0 в (22) полагался равным $I_0 = PAR_0$, а соотношение (18) принимало вид:

$$Q_0 = Q_{LWR} + Q_S + Q_L + 0,5584 \cdot Q_{SWR} + 1,25 \cdot 10^{-5} \cdot (T_S - T) . \quad (25)$$

Параметр r в (22) полагался постоянным и равным $r = 0,65$, а параметры α и β определялись из условия минимума функционала:

$$\begin{aligned} \Psi(\alpha(x,y,t), \beta(x,y,t)) = \\ = \int_0^H (I(x,y,z,t)/PAR_0(x,y,t) - PAR(x,y,z,t)/PAR_0(x,y,t))^2 dz , \end{aligned} \quad (26)$$

где $PAR(x,y,z,t)$ определяется из (21).

Численная реализация формулы (26) выполнялась согласно:

$$\Psi(\alpha, \beta) = \sum_{i=1}^N (I(z_i) / PAR_0 - PAR(z_i) / PAR_0)^2 . \quad (27)$$

Согласно работе Маньковского В.И. с соавторами [4], оптические свойства Черного моря претерпевали значительные изменения в конце 80-х начале 90-х годов прошлого столетия. Исходя из этого, согласно [41] рассматриваемый период времени с 1985 по 2001 гг. можно условно разделить на три периода по степени прозрачности вод: «прозрачный» – до 1988 гг., «мутный» – с 1989 по 1992 гг. и «средний» – после 1992 г. в глубоководной части моря (см. рис. 1). Также принималось во внимание отличия прозрачности в мелководных и глубоководных областях моря (см. рис. 2) и в теплые и холодные сезоны года.

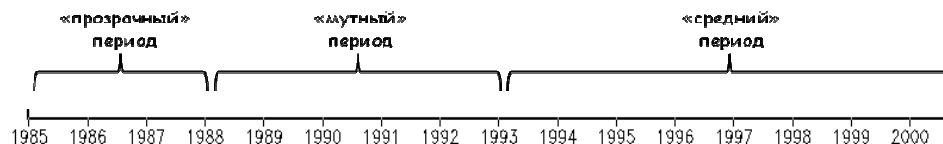


Рис. 1. Периоды изменчивости прозрачности вод Черного моря.

Следует отметить, что условное разделение рассматриваемого промежутка времени на «прозрачный», «мутный» и «средний» периоды проведено именно по отношению к реальным условиям Черного моря, а не по отношению к стандартной модели, используемой в первом эксперименте.

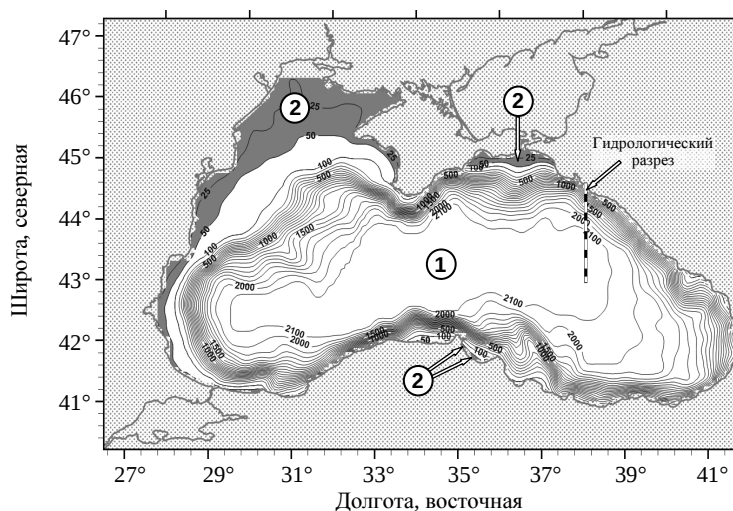


Рис. 2. Условное разделение на глубоководную (1) и мелководную (2) области моря по степени различия в прозрачности вод. Пунктир – разрез вдоль меридиана 38° в.д.

В табл. 2 показаны результаты определения r , α и β для соответствующих оптических режимов, а также дополнительно для каждого периода времени приведены исходные данные биооптических параметров, которые были использованы при моделировании. Из данных, приведенных в табл. 2, видно, что учтены сезонные (холодный и теплый сезоны) и региональные особенности оптических свойств глубоководного и прибрежного районов Черного моря. В качестве основного фактора, приведшего к аномалии оптических свойств воды в «мутный» период, в данной работе рассматривается цветение кокколитофорид в глубоководной части моря в летний сезон. В прибрежной части моря мы полагали, что значения r , α и β были постоянны для всех трех рассматриваемых периодов времени. Таким образом, была построена простая оптическая модель, которая в отсутствии спутниковых данных в упрощенном виде, позволила учесть временные и пространственные особенности оптических характеристик морской воды в Черном море.

Таблица 2. Исходные данные биооптических параметров и результаты расчета коэффициентов r , α и β в зависимости от сезона и района моря для трех периодов времени.

Период времени/ Район (сезон)	До 1988 г. «прозрачный»	С 1989 до 1992гг. «мутный»	После 1992 г. «средний»
Глубоководный (теплый)	$a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ $C_a = 0,2 \text{ мг м}^{-3}$ $b_{bp}(555) = 0,001 \text{ м}^{-1}$ $n = 0,8$ $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ $r = 0,65$ $\alpha = 5,5 \text{ м}$ $\beta = 12 \text{ м}$	$a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ $C_a = 0,7 \text{ мг м}^{-3}$ $b_{bp}(555) = 0,010 \text{ м}^{-1}$ $n = 0,8$ $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ $r = 0,65$ $\alpha = 4,6 \text{ м}$ $\beta = 10 \text{ м}$	$a_{CDOM}(440) = 0,1 \text{ м}^{-1}$ $C_a = 0,3 \text{ мг м}^{-3}$ $b_{bp}(555) = 0,004 \text{ м}^{-1}$ $n = 0,8$ $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ $r = 0,65$ $\alpha = 5,2 \text{ м}$ $\beta = 11 \text{ м}$
Глубоководный (холодный)	$a_{CDOM}(440) = 0,05 \text{ м}^{-1}$ $C_a = 1,0 \text{ мг м}^{-3}$ $b_{bp}(555) = 0,002 \text{ м}^{-1}$ $n = 0,8$ $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ $r = 0,65$ $\alpha = 4,8 \text{ м}$ $\beta = 10 \text{ м}$	$a_{CDOM}(440) = 0,05 \text{ м}^{-1}$ $C_a = 1,0 \text{ мг м}^{-3}$ $b_{bp}(555) = 0,010 \text{ м}^{-1}$ $n = 0,8$ $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ $r = 0,65$ $\alpha = 4,6 \text{ м}$ $\beta = 9 \text{ м}$	$a_{CDOM}(440) = 0,05 \text{ м}^{-1}$ $C_a = 1,0 \text{ мг м}^{-3}$ $b_{bp}(555) = 0,005 \text{ м}^{-1}$ $n = 0,8$ $S = 0,018 \text{ нм}^{-1}$ $r = 0,65$ $\alpha = 4,6 \text{ м}$ $\beta = 10 \text{ м}$
Прибрежный		$a_{CDOM}(440) = 0,2 \text{ м}^{-1}$ $C_a = 1,0 \text{ мг м}^{-3}$ $b_{bp}(555) = 0,010 \text{ м}^{-1}$ $n = 0,8$ $S = 0,020 \text{ нм}^{-1}$ $r = 0,65$ $\alpha = 3,4 \text{ м}$ $\beta = 7 \text{ м}$	

7. Анализ результатов. На рис. 3 приведена типичная картина распределения в верхнем 150-метровом слое разности между температурой, рассчитанной по стандартной (1-й эксперимент- P) и усовершенствованной (2-й эксперимент- S) модели, на зональном разрезе вдоль параллели 43°с.ш. в разные периоды рассматриваемого отрезка времени. Видно, что в холодные сезоны всех трех периодов температура в этом слое во втором эксперименте ниже, а наибольших значений ($> 0,3^\circ\text{C}$) эта разность достигает в слое, примерно, от 40 до 75 м. В теплые сезоны картина иная: примерно в верхнем 20-метровом слое температура во втором эксперименте выше, причем абсолютная величина разности доходит до $2 - 2,5^\circ\text{C}$, а глубже температура опять ниже, причем значения разности доходят до $0,75^\circ\text{C}$ в «мутный» период.

Отмеченные выше тенденции в различиях между двумя экспериментами сохраняются и при рассмотрении разности между средними по горизонтам значениями (см. рис. 4), хотя амплитуда ее естественно меньше.

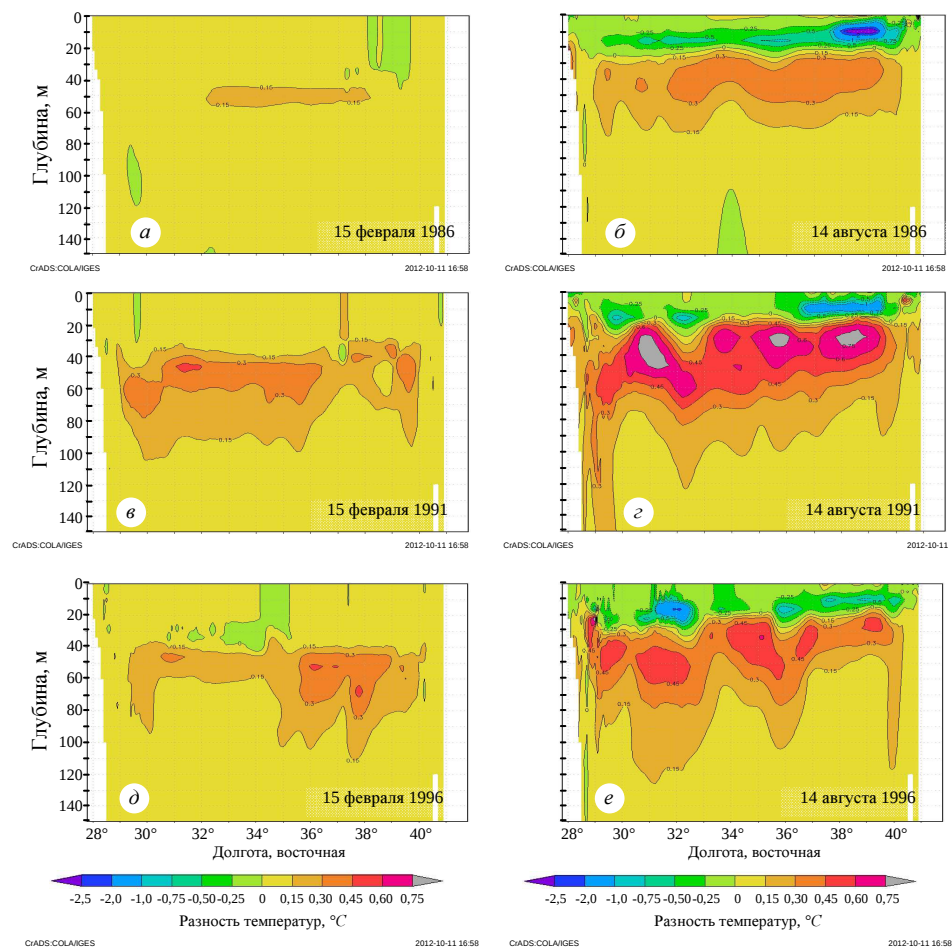


Рис. 3. Разность между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям, на зональном разрезе вдоль параллели 43°с.ш. в верхнем 150-метровом слое зимой (а, в, д) и летом (б, г, е) в «прозрачный» (а, б), «мутный» (в, г) и «средний» (д, е) периоды.

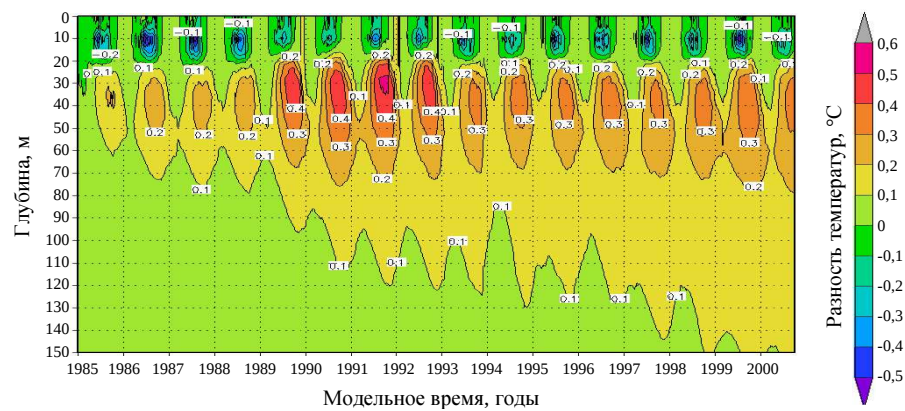


Рис. 4. Изменение со временем разности средней по горизонтам температуры в верхнем 150-метровом слое, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям.

Отметим, что в летние сезоны минимальные по абсолютной величине значения разности в верхнем 20-метровом слое имеют место в «мутный» период. И в то же время максимальные значения глубже – в слое 20 – 40 м – наблюдаются также в «мутный» период (см. рис. 4).

На рис. 5 показано изменение со временем разности средней по площади моря температуры на глубине 10 м между стандартной и усовершенствованной моделью во всей акватории (а), а также отдельно в глубоководной (б) и в мелководной (в) частях моря. Видно, что повсеместно в зимний период эта разность положительна, а в летний – отрицательна, причем в глубоководной области моря ее абсолютная величина больше в течение всего годового цикла по сравнению со всей акваторией и ее мелководной частью.

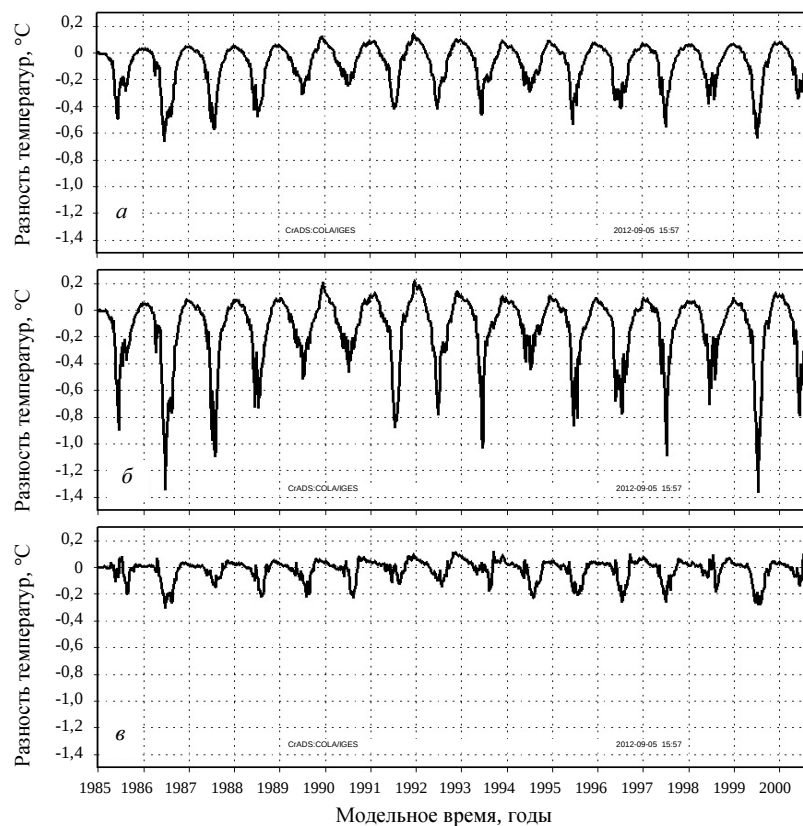


Рис. 5. Изменение со временем разности средней по площади моря температуры на глубине 10 м между, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: а – во всей акватории; б – в глубоководной части моря; в – в мелководной части моря.

Наибольших значений эта величина достигает в летний период: максимум в «прозрачный» период летом 1986 г. и в «средний» период летом 1999г. – более 1,3 °C, в «мутный» период максимальное по абсолютной величине значение достигается летом 1993 г. – более 1,0 °C. В мелководной части моря летом эта величина не превышает 0,3 °C. В зимний период в

глубоководной области моря разность максимальна в «мутный» период в 1990 и 1992 гг. – примерно, $0,2^{\circ}\text{C}$.

На рис. 6 приведены мгновенные вертикальные профили разности между температурой, рассчитанной по стандартной (1-й эксперимент) и усовершенствованной (2-й эксперимент) моделями, в разные периоды рассматриваемого отрезка времени в глубоководной части моря, а на рис. 7 – то же, но в мелководной части.

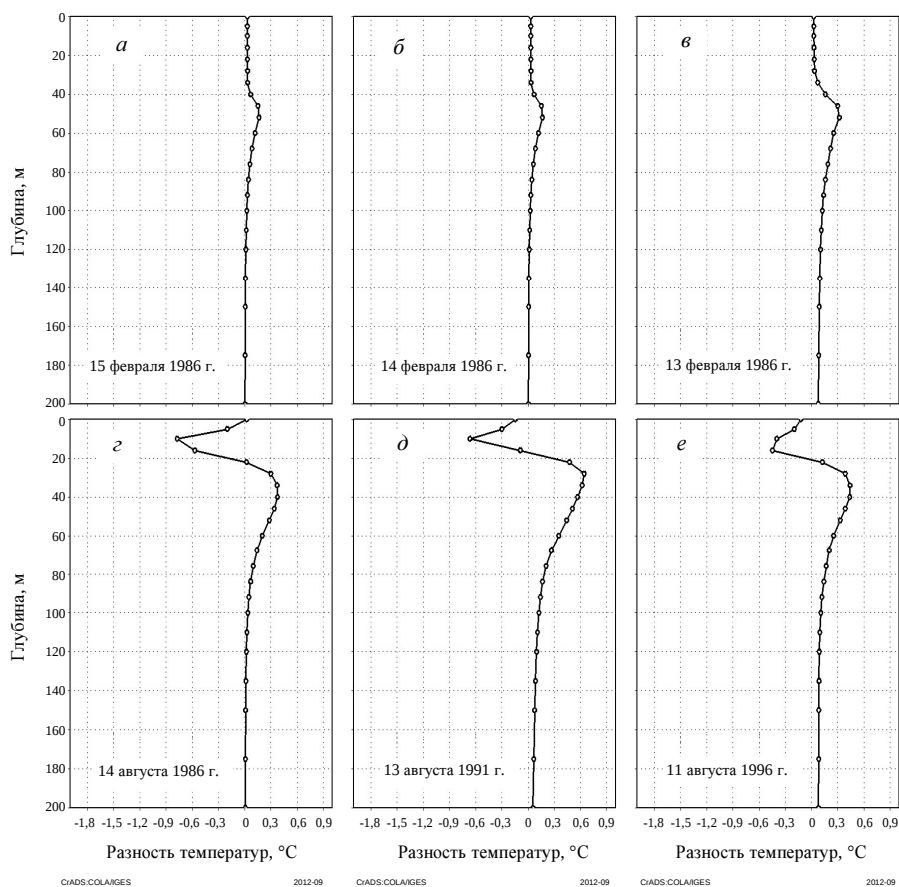


Рис. 6. Вертикальные профили разности средней по площади моря температуры, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям, в зимний (а, б, в) и в летний сезоны (г, д, е) в «прозрачный» (а, г), «мутный» (б, д) и «средний» (в, е) периоды в глубоководной части моря.

Отчетливо видно, что в зимний сезон значимые отличия (однако не превышающие $0,3^{\circ}\text{C}$) наблюдаются лишь в слое 40 – 60 м в глубоководной части моря (см. рис. 6, а, б, в), в мелководной же части разница совсем незначительная (см. рис. 7 а, б, в).

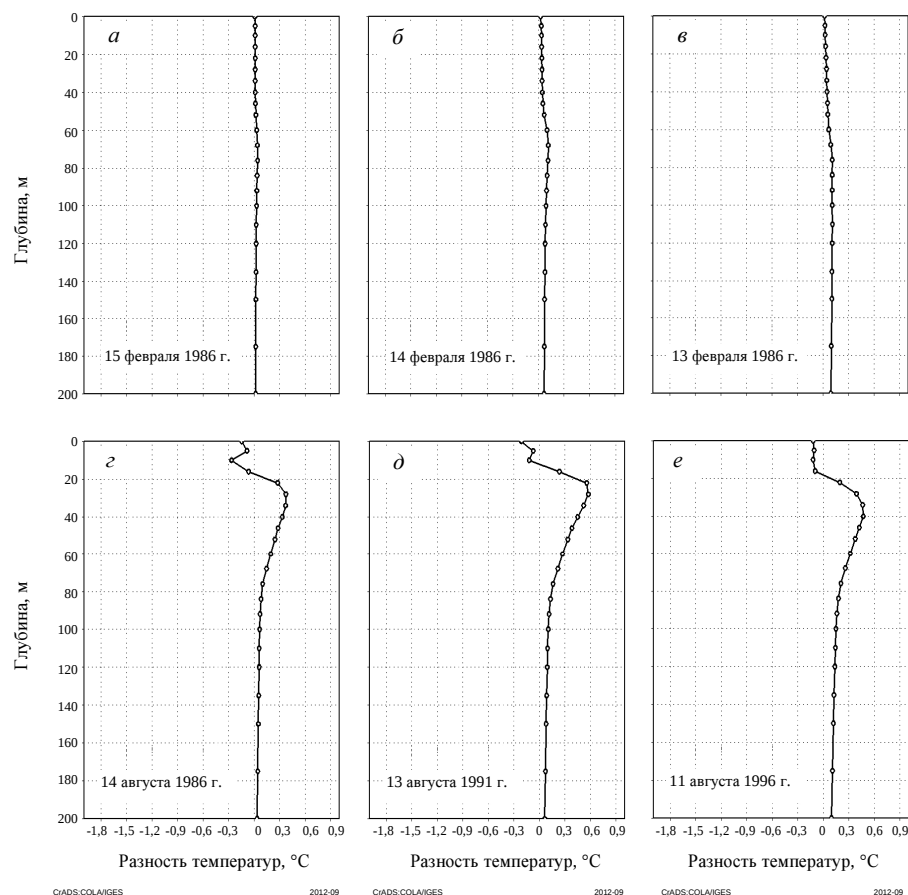


Рис. 7. Вертикальные профили разности средней по площади моря температуры, рассчитанной по стандартной усовершенствованной моделям, в зимний (а, б, в) и в летний сезоны (г, д) в «прозрачный» (а, г), «мутный» (б, д) и «средний» (в, е) периоды в мелководной части моря.

В летний сезон (см. рис. 6 и рис. 7, г, д, е) разность между вертикальным распределением температуры во-первых, значительно выше по абсолютной величине, во-вторых, примерно, в самом верхнем 20-метровом слое она отрицательна с минимумом около $-0,8^{\circ}\text{C}$ в окрестности 10-метровой глубины, и положительна глубже, вплоть до 60 м, причем величина ее доходит до $0,6^{\circ}\text{C}$ в глубоководной части моря (см. рис. 6, д).

На рис. 8 приведен средний за весь период сезонный ход на разных глубинах средней по площади моря температуры, рассчитанной по двум моделям. Видно, что в течение всего годового периода эта средняя температура, рассчитанная по усовершенствованной модели (S), выше. Максимальные значения разности (до 1°C) наблюдаются летом на глубине 10 м (см. рис. 8, а).

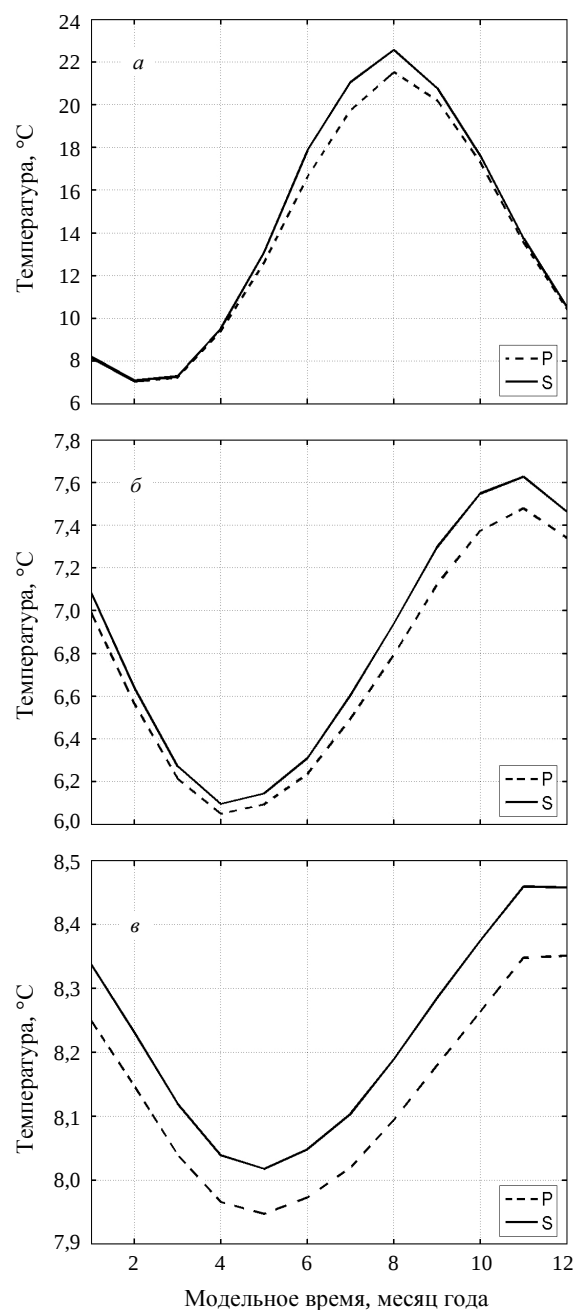


Рис. 8. Сезонный ход средней по площади моря температуры, рассчитанной по стандартной модели (пунктир) и усовершенствованной модели (сплошная линия) за 15-летний период (1985 – 2000 гг.) на глубинах: *a* – 10 м; *б* – 52 м; *в* – 100 м.

С глубиной разность между температурами воды, рассчитанными по двум моделям, затухает и уже на глубине 100 м она составляет величину около $0,1^{\circ}\text{C}$, однако на протяжении всего годового цикла, а не только летом (см. рис. 8, *в*).

Отличия в тепловом балансе верхних слоев моря привели к отличиям целого ряда параметров термохалинной структуры вод. На рис. 9 приведена эволюция разности между средней по площади моря толщиной верхнего перемешанного слоя (ВПС), рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели. Видно, что в зимние сезоны на протяжении всего рассматриваемого промежутка времени толщина ВПС, рассчитанная по усовершенствованной модели меньше, а в летние сезоны – больше. Максимальная разница достигает величины 1 м зимой в «мутный период», летом – в конце «прозрачного» и «среднего» периодов. И если зимой эта величина составляет от 3 до 5 % всей толщины ВКС, то летом она может достигать 20 % и более.

На рис. 10 показана эволюция средних по площади моря толщины холодного промежуточного слоя (ХПС) и его холодо-запаса, рассчитанных по двум моделям. Видно, что толщина ХПС в первом эксперименте выше, наибольшие отличия

(до 20 м) имеют место в летние сезоны в «прозрачный» период, в нача-

ле «мутного» периода» и в конце «среднего» периода» (см. рис. 10, *а*). Аналогичная картина наблюдается и в распределении холодозапаса ХПС (см. рис. 10, *б*).

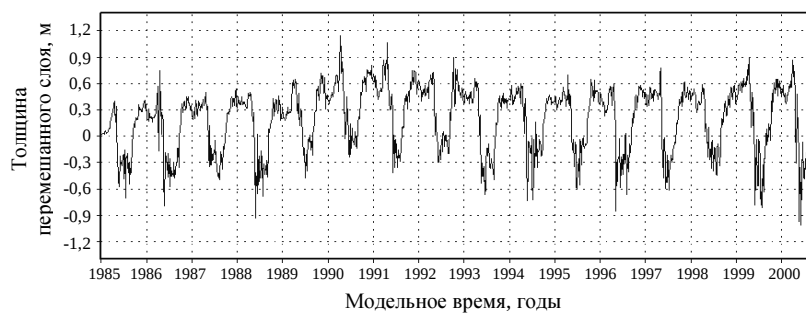


Рис. 9. Эволюция средней по площади моря разности между толщиной верхнего перемешанного слоя, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям.

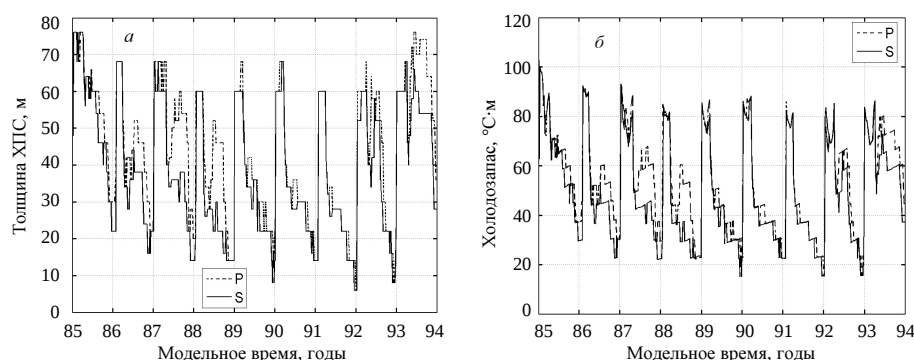


Рис. 10. Эволюция средних по площади моря толщины холодного промежуточного слоя (*а*) и его холодозапаса (*б*). Пунктирная линия – расчет по стандартной модели, сплошная линия – расчет по усовершенствованной модели.

Распределение по пространству среднегодовой разности между температурой, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной модели, на разных глубинах имеет различный характер. На рис. 11 показано распределение этой разности на глубине 10 м в «прозрачный» и «мутный» периоды, а на рис. 12 – то же самое на глубине 52 м.

На глубине 10 м в обоих периодах почти на всей акватории, за исключением небольшой области на северо-западном шельфе, температура во втором эксперименте выше. Максимальные отличия имеют место в северо-восточной части моря с абсолютными значениями более 1,5 °С, а минимальные – в западной части, где абсолютная величина разности не превышает 0,2 °С.

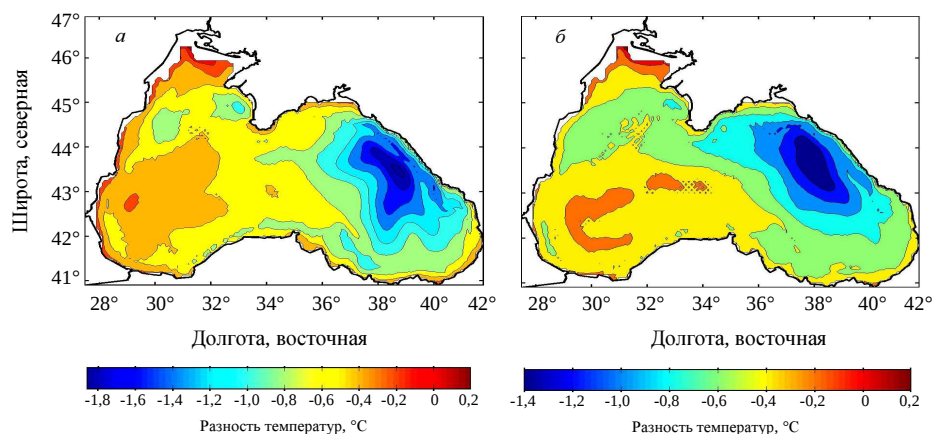


Рис. 11. Среднегодовая разность между температурой воды на глубине 10 м, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: *а* – в «прозрачный» период; *б* – в «мутный» период.

На глубине 52 м наблюдается иная картина (см. рис. 12). Здесь положительная разность имеет место не только в очень узкой области на северо-западном шельфе, но и в центральной части акватории, особенно в «мутный» период (см. рис. 12, *б*). Отрицательные значения разности сосредоточены по всему периметру в районе струи Основного Черноморского течения (ОЧТ). Максимальные значения абсолютной величины разности находятся в окрестности 0,2 – 0,3 °С.

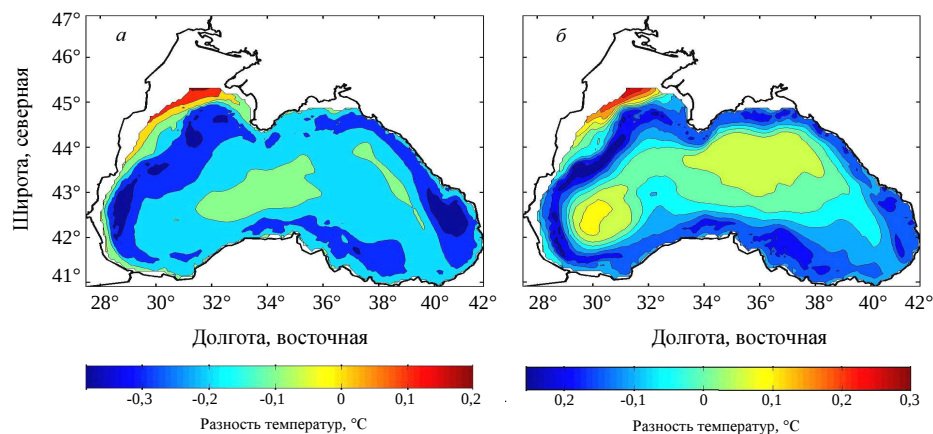


Рис. 12. Среднегодовая разность между температурой воды на глубине 52 м, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: *а* – в «прозрачный» период; *б* – в «мутный» период.

Следует отметить, что хотя величина разности между температурой, рассчитанной по двум моделям, может показаться незначительной (в частности, в слоях глубже 30 м), относительная величина этой разности может достигать больших значений, особенно в летний период.

На рис. 13 приведено распределение по пространству среднегодовой относительной разности по отношению к температуре, рассчитанной по

усовершенствованной модели, на глубине 10 м в разные сезоны и разные периоды, а на рис. 14 то же самое, но на глубине 52 м. Видно, что зимой на глубине 10 м абсолютная величина относительной разности не превышает 3 % и в «прозрачный» и в «мутный» периоды. Но в летний период эта величина в восточной части моря достигает 25 – 30 %.

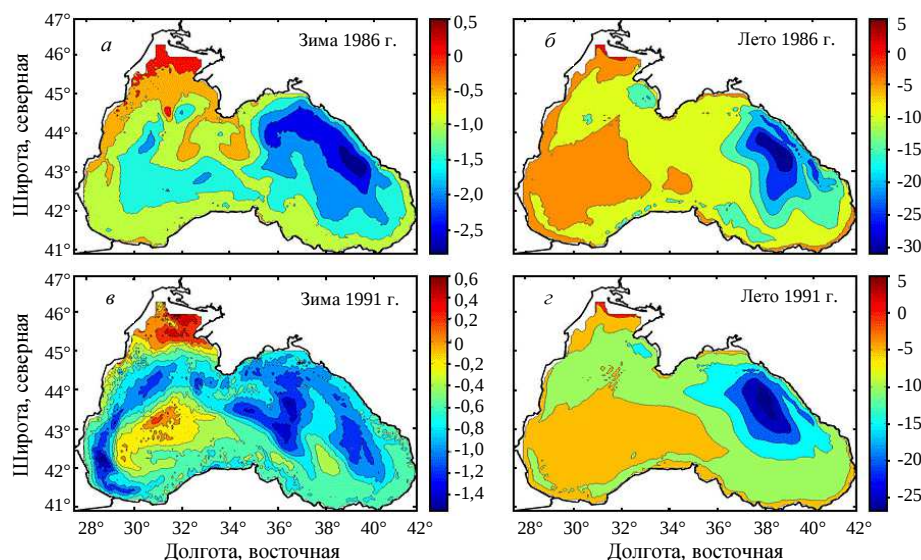


Рис. 13. Относительная разность (в %) между температурой воды на глубине 10 м, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: а, в – зимой; б, г – летом; а, б – в «прозрачный» период; в, г – в «мутный» период.

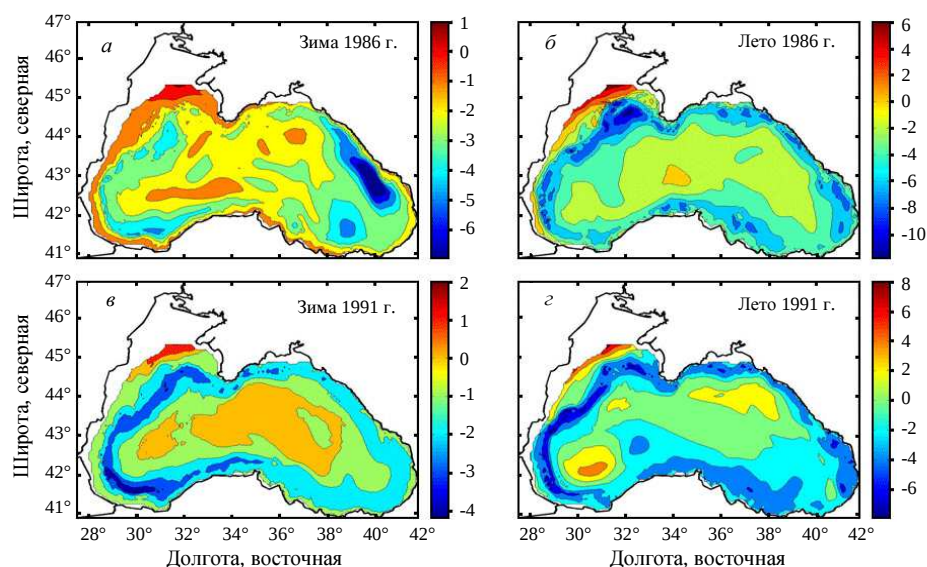


Рис. 14. Относительная разность (в %) между температурой воды на глубине 52 м, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: а, в – зимой; б, г – летом; а, б – в «прозрачный» период; в, г – в «мутный» период.

На глубине 52 м (см. рис. 14) в зимний сезон абсолютное значение относительной разности не превышает 5 % с максимумом в районе ОЧТ, но в «прозрачный» период» на востоке акватории, а в «мутный» период – на западе.

В летний сезон максимальные величины сосредоточены по всему периметру ОЧТ со значениями около 10 % в «прозрачный» период и около 6 % – в «мутный». Изменения в температуре морской воды, естественно, приводят к изменению в плотности.

На рис. 15 приведено распределение среднегодовой разности между условной плотностью, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделями, на глубине 10 м и 50 м в разные периоды рассматриваемого промежутка времени.

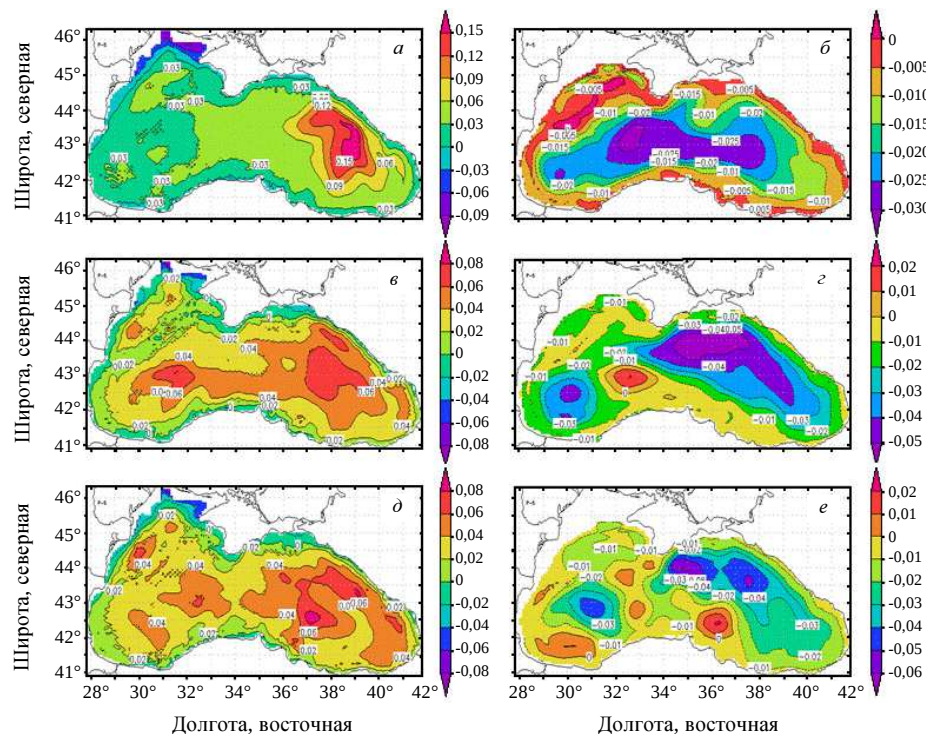


Рис. 15. Среднегодовая разность между условной плотностью воды, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: а, в, д – на глубине 10 м; б, г, е – на глубине 50 м; а, б – в «прозрачный» период; в, г – в «мутный» период; д, е – в «средний» период.

На глубине 10 м во все периоды почти на всей акватории, за исключением небольшой области на самой кромке северо-западного шельфа, разность положительна с максимальными значениями в восточной части моря. На глубине 52 м картина более сложная. В «прозрачный» период по периметру бассейна сосредоточены положительные значения, а во всей внутренней области – отрицательные. В «мутный» период целостность области с отрицательными значениями нарушается и в центре бассейна располагается область с положительными значениями. В «средний» период картина распределения становится совсем пестрой, где области с положительными значениями разности перемежа-

ются с областями отрицательных значений. Следствием изменений в термохалинной структуре вод приводят к изменениям в динамике течений.

На рис. 16 приведено распределение по пространству относительной разности между кинетической энергией течений, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделями, на глубине 10 м в разные сезоны и разные периоды, а на рис. 17 то же самое, но на глубине 52 м.

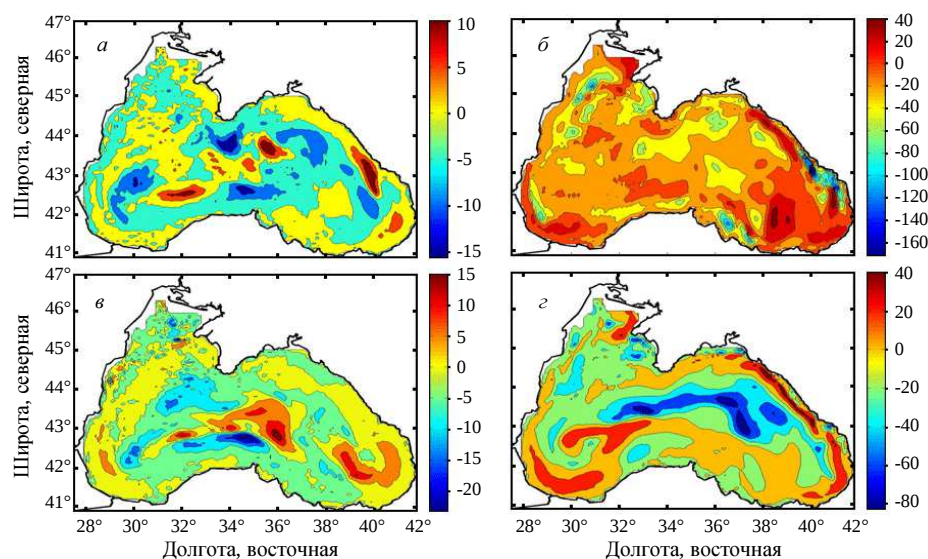


Рис. 16. Относительная разность (в %) между кинетической энергией течений на глубине 10 м, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: а, в – зимой; б, г – летом; а, б – в «прозрачный» период; в, г – в «мутный» периоды.

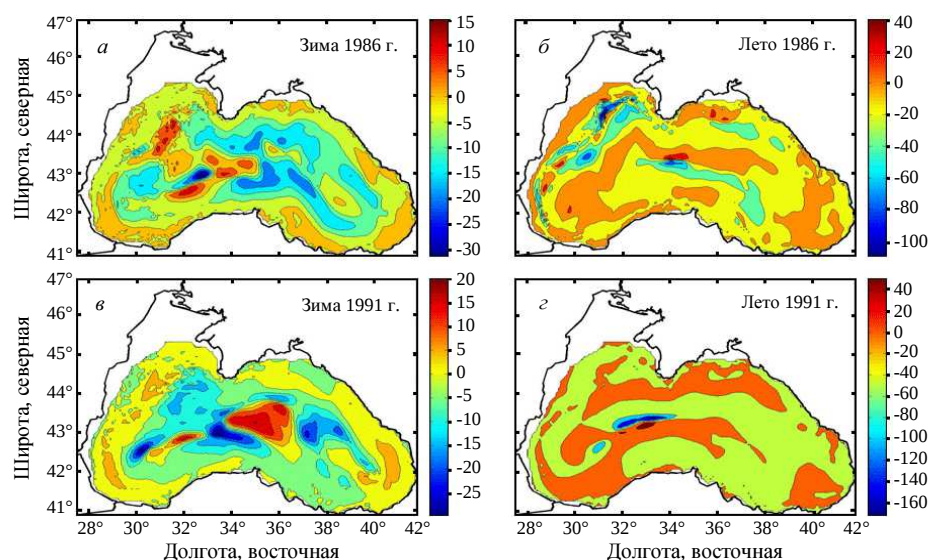


Рис. 17. Относительная разность (в %) между кинетической энергией течений на глубине 52 м, рассчитанной по стандартной и усовершенствованной моделям: а, в – зимой; б, г – летом; а, б – в «прозрачный» период; в, г – в «мутный» периоды.

На глубине 10 м в зимний сезон в обоих периодах отличия в центральной части бассейна не превышают 10 %, а в районе ОЧТ по всему периметру – совсем несущественны. В летний сезон в «прозрачный» период кинетическая энергия в первом эксперименте выше почти на всей акватории с относительной разностью около 20 %. В «мутный» период в центральной части бассейна энергия выше во втором эксперименте, где относительная разность доходит до 80 %.

На глубине 52 м картина распределения энергии схожа с распределением на 10 м, но абсолютное значение относительной разности достигает значительно больших величин: 15 – 20 % в зимний сезон и 100 – 120 % – в летний.

Изменения в динамике течений и термохалинной структуре вод в верхних слоях моря приводят к изменениям в переносе тепла течениями в этих слоях. Рис. 18 иллюстрирует эти изменения. На нем показана эволюция разности ΔQ между зональными адвективными потоками тепла в слоях 0 – 10 м (см. рис. 18, *а*) и 10 – 50 м (см. рис. 18, *б*) через разрез вдоль меридиана 38° в.д. (см. рис. 2, пунктир), рассчитанной по формуле:

$$\Delta Q = \frac{1}{(L_2 - L_1)} \cdot \frac{1}{(z_2 - z_1)} \int_{L_1}^{L_2} dy \int_{z_1}^{z_2} [(T \cdot u)_P - (T \cdot u)_S] \cdot dz, \quad (28)$$

где L_1, L_2 – южная и северная граница разреза соответственно; z_1, z_2 – нижняя и верхняя граница слоя соответственно; T – температура; u – зональная скорость; индексы P и S обозначают стандартную и усовершенствованную модели соответственно.

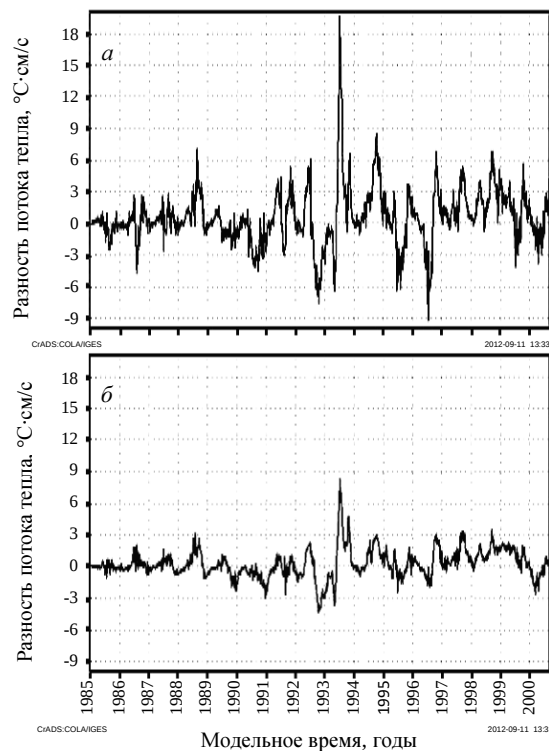


Рис. 18. Эволюция разности между зональным адвективным потоком тепла, рассчитанным по стандартной и усовершенствованной моделям, через разрез вдоль меридиана 38° в.д. от параллели 43° с.ш. до береговой линии (см. рис. 2, пунктир): *а* – в слое 0 – 10 м; *б* – в слое 10 – 50 м.

В верхнем рассматриваемом слое (см. рис. 18, *а*) разность, естественно, значительно выше, чем в нижнем (см. рис 18, *б*). Изменчивость носит перебегающий характер. Так в верхнем слое наибольшие отличия имеют место и летом (1986, 1991, 1993, 1999 гг.), и зимой (1988, 1991, 1992, 1996, 1997 гг.). Максимальное значение достигается летом 1993 г. В нижележащем слое 10 – 50 м изменения происходят почти синхронно, но с амплитудой, примерно в два раза меньшей.

Закключение. На основе разработанной региональной спектральной модели поглощения света морской водой определены коэффициенты поглощения, с помощью которых параметризовано проникновение коротковолновой солнечной радиации в период с 1985 по 2001 гг. в разных районах акватории Черного моря.

Проведены два расчета эволюции термохалинной структуры и циркуляции вод Черного моря в период с 1985 по 2001 гг. на основе модели в σ -координатах и с привлечением данных реанализа об атмосферном воздействии за этот же период:

- с упрощенной моделью коротковолновой радиации, когда она вся проникает в толщу вод, прозрачность которых постоянна во времени и пространстве;
- и усовершенствованной моделью, основанной на предложенной параметризации и учитывающей спектральный состав излучения и изменчивость прозрачности вод во времени и пространстве.

Результаты расчетов показали, что учет реальных оптических свойств вод Черного моря приводит к изменению теплового бюджета верхних слоев моря, а именно:

- в глубоководной части моря в холодные сезоны всех трех периодов температура почти во всей толще вод становится ниже, причем более, чем на 0,3 °C в слое, примерно, от 40 до 75 м;
- в теплые сезоны примерно в верхнем 20-метровом слое температура всегда выше, разница доходит до 2 – 2,5 °C в восточной части моря, а глубже температура опять ниже, с разницей до 0,75 °C в «мутный» период;
- в мелководной части моря на северо-западном шельфе температура ниже во все сезоны;
- среднегодовая температура в глубоководной части моря становится выше, а в мелководной – ниже. Максимальные по абсолютной величине отличия локализованы в области ОЧТ.

Изменение теплового бюджета верхних слоев моря, в свою очередь, вызывает заметные отличия в динамике и, как следствие, достаточно значимые отличия в пространственном и временном распределении целого ряда гидрофизических параметров: толщины ВКС, кинетической энергии течений, адвективных потоков тепла, толщины и холодозапаса ХПС и других.

Так, средняя по площади моря толщина верхнего перемешанного слоя в летние сезоны меньше, а в зимние – больше. И хотя относительная абсолютная величина разности не превышает 1 м, в летние сезоны это может составлять 20 – 25 %. Отличия в средней по площади толщине ХПС достигают в отдельные годы величин в 10 – 20 м.

Относительная разность в кинетической энергии течений на глубине 10 м в отдельных районах моря достигает величин зимой в 5 – 10 %, летом в «прозрачный» период – около 20 %, а в «мутный» период – до 80 %. Глубже картина распределения разности энергии повторяется, но абсолютное значение относительной разности достигает больших величин: 15 – 20 % в зимний сезон и 100 – 120 % – в летний.

Отличия в циркуляции и температуре также приводят к заметным отличиям в переносе тепла течениями.

Резюме. Для более точного воспроизведения изменчивости термохалинной структуры и циркуляции вод Черного моря необходим учет и корректное описание в модели циркуляции изменчивости оптических свойств вод.

Благодарности:

Работа была выполнена благодаря финансовой поддержке из проектов НАН Украины «Климатические сценарии, мониторинг и риски» и европейского рамочного проекта FP7 «MyOcean-2».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Platt T., Woods J.D., Sathyendranath S., Barkmann W. Net primary production and stratification in the ocean / In The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment, Geophys. Monogr. Ser. – 1994. – Vol. 85. – edited by O.M. Johannessen, R.D. Muench, J.E. Overland. – P. 247-254, AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/GM085p0247.
2. Jerlov N.G. Optical Oceanography. – 1968. – 194 p.
3. Коновалов Б.В. Некоторые особенности спектрального поглощения взвеси морской воды / Оптические методы изучения океанов и внутренних водоемов. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 58-65.
4. Маньковский В.И. Основы оптики океана / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. – Севастополь, 1996. – 119 с.
5. Чурилова Т.Я. Поглощение света фитопланктоном и детритом в Черном море в весенний период // Океанология. – 2001. – Том 41, № 5. – С. 719-727.
6. Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П., Георгиева Л.В. Изменчивость био-оптических характеристик фитопланктона в Черном море // Океанология. – 2004. – Том 44, № 1. – С. 11-27.
7. Чурилова Т.Я., Берсенева Г.П. Поглощение света взвешенным веществом, фитопланктоном, детритом и растворенным органическим веществом в прибрежном районе Крыма (июль-август 2002) // Морской гидрофизический журнал. – 2004. – № 3. – С. 39-50.
8. Churilova T., Finenko Z., Tugrul S. Light absorption and quantum yield of photosynthesis during autumn phytoplankton bloom in the western Black sea // Морской экологический журнал. – 2008. – Том 7, № 3. – P. 75-86 (in English).
9. Чурилова Т.Я., Суслин В.В., Сосик Х.М. Параметризация поглощения света основными оптически активными компонентами в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика»/ – 2008. – Вып. 16. – С. 190-201.
10. Суетин В.С., Суслин В.В., Королев С.Н., Кучерявый А.А. Оценка изменчивости оптических свойств воды в Черном море по данным спутникового прибора SeaWiFS // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 6. – С. 44-54.

11. *Sathyendranath S., Platt T.* The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: a model for applications in the oceanography and remote sensing // *Journal Geophys. Res.* – 1988. – Vol. 93, № C8. – P. 9270- 9280.
12. *Bulusu Subrahmanyam, Kyozo Ueyoshi, John M. Morrison.* Sensitivity of the Indian Ocean Circulation to Phytoplankton Forcing using an Ocean Model // *Remote Sensing of Environment.* – 2008. – Vol. 112, № 4. – P. 1488-1496.
13. *Kara A.B., Hurlbur, H.E., Rochford P.A., O'Brien J.J.* The impact of water turbidity on the interannual sea surface temperature simulations in a layered global ocean model // *Journal of Physical Oceanography.* – 2004. – Vol. 34. – P. 345-359.
14. *Murtugudde R., Beauchamp J., McClain C.R., Lewis M.R., Busalacchi A.J.* Effects of penetrative radiation on the upper tropical ocean circulation // *Journal of Climate.* – 2002. – Vol. 15. – P. 470-486.
15. *Nakamoto S., Prasanna-Kumar S., Oberhuber J.-M., Muneyama K., Frouin R.* Chlorophyll modulation of sea surface temperature in the Arabian Sea in a Mixed Layer Isopycnal General Circulation Model // *Geophysical Research Letters.* – 2000. – Vol. 27. – P. 747-750.
16. *Nakamoto S., Prasanna Kumar S., Oberhuber J.-M., Ishizaka J., Muneyama K., Frouin R.* Response of the equatorial Pacific to chlorophyll pigments in a mixed layer-isopycnal ocean general circulation model // *Geophysical Research Letters.* – 2001. – Vol. 28. – P. 2021-2024.
17. *Kara A.B., Wallcraft A.J., Hurlburt H.E.* A new solar radiation penetration scheme for use in ocean mixed layer studies: An application to the Black Sea using a fine resolution Hybrid Coordinate Ocean Model (HYCOM) // *Journal of Physical Oceanography.* – 2005. – Vol. 35. – P. 13-22.
18. *Kara A.B., Wallcraft A.J., Hurlburt H.E.* Sea surface temperature sensitivity to water turbidity from simulations of the turbid Black Sea using HYCOM // *Journal of Physical Oceanography.* – 2005. – Vol. 35. – P. 33-54.
19. *Gildor H., Naik N.H.* Evaluating the effect of interannual variations of surface chlorophyll on upper ocean temperature // *Journal of Geophysical Research.* – 2005. – Vol. 110, c07012, doi:10.1029/2004jc002779.
20. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean model. / In: *Three Dimensional Shelf Models, Coastal Estuarine Sci.*, vol.5, edited by N. Heaps, AGU, Washington D.C., 1987. – P. 1-16.
21. *Hunter J.R.* OzPOM: A Version of the Princeton Ocean Model. [Электронный ресурс] <http://staff.acecrc.org.au/~johunter/ozpom.html> (Последнее обращение 25.08.2012).
22. *Mellor G.L., Ymada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problem // *Rev. Geophys.* – 1982. – № 20. – P. 851-875.
23. *Аракава А., Лэмб В.В.* Вычислительные схемы для основных динамических процессов в глобальной циркуляционной модели Калифорнийского университета в Лос-Анжелесе / в кн.: *Модели общей циркуляции атмосферы.* – Л.: Гидрометеониздат, 1981. – С. 197-284.
24. *Madala R.V., Piacsek S.A.* A semi-implicit numerical model for baroclinic oceans // *Journal Comput. Phys.* – 1997. – № 23. – P. 167-178.
25. *Марчук Г.И.* Математическое моделирование в проблеме окружающей среды. – М.: «Наука», 1982. – С. 69-115.
26. *Asselin R.A.* Frequency filter for time integrations // *Mon. Wea. Rev.* – 1972. – Vol. 100. – P. 487-490.
27. *Berntsen J., Skogen M.D., Espelid T.O.* Description of a σ -coordinate ocean model. – Technical Report Fisker og Havet Nr. 12, Institute of Marine Research, 1996.

28. Uppala S.M. et al. The ERA-40 re-analysis. *Quart // Journal R. Meteorol. Soc.* – Vol. 131 – 2961-3012. doi:10.1256/qj.04.176, 2005/.
29. Hellerman S., Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates // *Journal of Physical Oceanography*. – 1983. – Vol. 13. – P. 1093-1104.
30. Large W.G., Pond S. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. // *Journal of Physical Oceanography*. – 1981. – Vol. 11. – P. 324-481.
31. Кныш В.В., Коротаев Г.К., Моисеенко В.А., Кубряков А.И., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В. Сезонная и межгодовая изменчивость гидрофизических полей Черного моря, восстановленных на основе реанализа за период 1971-1993 гг. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. – 2011. – Том 47, № 3. – С. 433-446.
32. Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К. Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в сигма-координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – Вып. 16. – С. 243-265.
33. Кныш В.В., Кубряков А.И., Моисеенко В.А., Белокопытов В.Н., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К. Тенденции в изменчивости термохалинных и динамических характеристик Черного моря, выявленные по результатам реанализа за период 1985-1994 гг. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2008. – Вып. 16. – С. 279-290.
34. Моисеенко В.А., Коротаев Г.К., Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В., Белокопытов В.А. 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: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». – 2009. – Вып. 19. – С. 216-227.
35. Шифрин К.С. Оптика океана / В кн.: *Океанология. Физика океана*. Том 1. Гидрофизика океана (Ред. Каменкович В.М., Монин А.С.). – М.: Наука, 1978. – С. 340-380.
36. Pope R.M., Fry E.S. Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements // *Appl. Opt.* – 1997. – Vol. 36. – P. 8710-8723.
37. Finenko Z., Churilova T., Lee R. Dynamics of the Vertical Distributions of Chlorophyll and Phytoplankton Biomass in the Black Sea // *Oceanology*. – 2005. – Vol. 45, Suppl. 1. – S112-S126.
38. Smith R.C., Baker K.S. Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm) // *Appl. Opt.* – 1981. – Vol. 20. – P. 177-184.
39. Маньковский В.И., Владимиров В.Л., Афонин Е.А. и др. Многолетняя изменчивость прозрачности в Черном море и факторы, обусловившие ее сильное снижение в конце 80-х начале 90-х годов / *Препринт*. Севастополь: МГИ НАНУ, ИНБЮМ НАНУ. – 1996. – 32 с.
40. Paulson C.A., Simpson J.J. Irradiance measurements in the upper ocean. // *Journal of Physical Oceanography*. – 1997. – Vol. 7. – P. 953-956.
41. Чурилова Т.Я., Суслин В.В., Сосик Х.М. Спектральная модель подводной облученности в Черном море // *Морской гидрофизический журнал*. – 2009. – № 6. – С. 33-46.

Материал поступил в редакцию 25.11.2012 г.

АНОТАЦІЯ Вплив оптичних характеристик морської води на динаміку та термодинаміку вод у верхніх шарах Чорного моря досліджується за допомогою моделі циркуляції в сигма-координатах, що представляє собою версію моделі *POM* і біооптичної моделі, яка описує проникнення короткохвильової радіації в товщу моря. Оцінюється вплив оптичного стану моря на його гідродинамічний режим в період кінця XX сторіччя, протягом якого оптичні властивості Чорного моря зазнавали значних змін. Зіставляються результати двох модельних розрахунків для періоду часу з 1985 до 2001 рр., в одному з яких оптичні властивості морської води вважаються незмінними, а в другому – враховується їх просторово-часова мінливість на основі біооптичної моделі для умов, наближених до реальних. Для завдання атмосферного впливу використовуються дані реаналізу *ERA – 40*.

ABSTRACT The impact of the optical characteristics of the sea water on the dynamics and thermodynamics of the upper layers of the Black Sea is studied using the circulation σ - coordinate model. The model is a *POM*-based model coupled with bio-optical model, which describes the penetration of short-wave radiation to the sea. The influence of the optical characteristics on the hydrodynamic regime at the end of XX century, when the optical properties of the Black Sea significant changed, is estimated. The results of two model runs, with and without bio-optical block, are compared for the period from 1985 to 2001. At the first run the optical properties of sea water are held constant, while at another one spatiotemporal variability of the optical characteristic conditions close to real on the basis of bio-optical model is taken into account. The reanalysis *ERA-40* data are used to set the atmospheric forcing.