

Сезонная изменчивость циркуляции и формирование солёности поверхностных вод Черного моря

Исследуется влияние сезонной изменчивости вертикальной скорости на формирование поверхностной солёности в центральной части Черного моря. Проведены расчеты по одномерной гидродинамической модели с учетом постоянной и переменной во времени вертикальной скорости. Дана оценка объема воды и соли, который поступает к периферии бассейна из центральной глубоководной части Черного моря.

Ключевые слова: экмановский перенос, верхний перемешанный слой, поверхностная солёность.

Введение

Настоящая работа посвящена исследованию влияния сезонной изменчивости вертикальной скорости на формирование солёности поверхностных вод Черного моря. В работе [1] и затем в [2] было показано, что солевой баланс верхнего слоя Черного моря поддерживается подъемом вод на нижней границе галоклина. Кроме того, в [2] было отмечено, что должен также происходить значительный обмен распресненных прибрежных вод с открытой частью моря, чтобы компенсировать поступление соленых вод из его глубин, однако природа обмена вод в работе не рассматривалась.

Отметим, что объем поверхностных вод в [2] оценивался в предположении о стационарности поля солёности как в прибрежной, так и в открытой части моря. Вместе с тем в [3] было показано, что наблюдаемая интенсификация Основного Черноморского течения (ОЧТ) зимой – весной и его ослабление летом связаны с экмановским переносом вод из центра бассейна к берегу и в обратном направлении – летом. Поэтому учет нестационарности полей течений и потока пресной воды может быть существенным для формирования наблюдаемого контраста соленых вод центральной и периферийной частей бассейна.

В настоящей работе предложен подход, позволяющий учесть вертикальную скорость для корректного воспроизведения эволюции термохалинной структуры в рамках одномерной модели. Для этого была параметризована вертикальная скорость в глубоководной части Черного моря, которая затем учитывалась при численных расчетах. Проводится также исследование сезонного цикла переноса соли из центра бассейна к его периферии с помощью расчета в рамках одномерной модели верхнего слоя моря и посредством качественных оценок.

В данной работе предлагается параметризация вертикальной скорости центральной части моря; дается описание одномерной гидродинамической

модели; анализируются различия между расчетами с постоянным и меняющимся во времени экмановским переносом; приводятся оценки переноса соли из центра бассейна к его периферии в течение годового цикла. В заключение обсуждаются полученные результаты.

Параметризация вертикальной скорости

В центральной части Черного моря вертикальная скорость преимущественно направлена вверх вследствие циклонического движения ОЧТ, на нижней границе пикноклина она меняется незначительно. На основе существующих представлений о поведении вертикальной скорости в центральной части Черного моря [4] была предложена ее параметризация, представленная следующим соотношением:

$$W = W_{\infty} (W_E + W_{\infty}) e^{-\left(\frac{z}{h_T}\right)^2} - W_E e^{-\frac{z}{h_E}}, \quad (1)$$

где W_{∞} – вертикальная составляющая скорости на нижней границе пикноклина, м/с; W_E – экмановская скорость, м/с; $h_T = 100$ м – глубина термоклина; $h_E = 10$ м – глубина слоя Экмана; z – вертикальная координата, направленная вверх.

Первое слагаемое формулы (1), задающее составляющую вертикальной скорости на нижней границе главного пикноклина, и второе слагаемое, описывающее распределение скорости в пикноклине, обусловлены формированием ячейки циркуляции в вертикальной плоскости [5 – 7]. Слагаемые, пропорциональные W_E , описывают движение жидкости под действием ветра в экмановском слое трения (так называемый экмановский подсос).

Параметры W_{∞} и W_E были подобраны на основе результатов расчетов по трехмерной модели [4]. Согласно этим расчетам, максимальное значение вертикальной скорости в слое 0 – 150 м наблюдается в зимний период на глубине 25 – 30 м, а минимальное – летом. Изменчивость во времени экмановской скорости и скорости на нижней границе пикноклина задавалась следующим образом:

$$W_E(t) = 2,57 \cdot 10^{-7} + 2,27 \cdot 10^{-7} \sin\left(2\pi \frac{345-t}{365} + \frac{\pi}{2}\right), \quad (2)$$

$$W_{\infty}(t) = -W_E(t) \frac{e^{-\left(\frac{H}{h_T}\right)^2} - e^{-\frac{H}{h_E}}}{1 - e^{-\left(\frac{H}{h_T}\right)^2}} + 0,6 \cdot 10^{-8},$$

где H – нижняя граница пикноклина, равная 150 м.

Согласно предложенной параметризации, максимум вертикальной скорости достигается на глубине 30 м и равен $5,56 \cdot 10^{-7}$ м/с в зимний период, когда ОЧТ наиболее интенсивно; минимальное значение вертикальной скорости, близкое к нулю по всей глубине, наблюдается в летний период.

Описание одномерной гидродинамической модели

Одномерная гидродинамическая модель построена на основе модели *РММ* [8]. В работе [9] эта модель была адаптирована для Черного моря, однако она не учитывает влияния вертикальных движений на динамику верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). Без учета вертикальной скорости толщина ВКС непрерывно растет, что приводит к проникновению зимней конвекции до дна бассейна [10, 11]. Для получения устойчивого периодического решения необходимо включить механизм поддержания плотностной стратификации. Этим механизмом для верхнего перемешанного слоя является вертикальная ячейка циркуляции, поставляющая более плотные воды к центру бассейна и обеспечивающая их последующий подъем к поверхности. Поднятая на поверхность соленая вода опускается на периферии, где происходит ее распреснение речными водами, и в дальнейшем возвращается к центру бассейна. Это приводит к сохранению среднего значения поверхностной солёности в центральной части моря.

Солевой баланс Черного моря обусловлен испарением, осадками, стоком рек, протоком через Босфор и водообменом с Азовским морем. В одномерной модели не учитывается сток рек и водообмен, однако имеют место вертикальные движения. С целью их компенсации в расчетах введен дополнительный отрицательный поток соли Π с максимумом в мае и минимумом в сентябре.

Для того чтобы учесть влияние вертикальных движений, в нашей работе в одномерную гидродинамическую модель Меллора – Ямады были добавлены слагаемые с вертикальной составляющей скорости течений. После учета этих слагаемых система уравнений имеет следующий вид:

– уравнение переноса турбулентной кинетической энергии

$$\frac{\partial q^2}{\partial t} + W \frac{\partial q^2}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \right] + 2K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{2g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{2q^3}{B_1 l}, \quad (3)$$

– уравнение переноса масштаба турбулентности

$$\begin{aligned} \frac{\partial q^2 l}{\partial t} + W \frac{\partial q^2 l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \right] + E_1 l \left(K_M \left[\left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{E_3 g}{\rho_0} K_H \frac{\partial \rho}{\partial z} \right) - \\ - \frac{q^3}{B_1} \tilde{W}, \end{aligned} \quad (4)$$

– уравнения сохранения момента количества движения

$$\frac{\partial U}{\partial t} + W \frac{\partial U}{\partial z} - fV = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial U}{\partial z} \right], \quad (5)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + W \frac{\partial V}{\partial z} + fU = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_M \frac{\partial V}{\partial z} \right], \quad (6)$$

– уравнения переноса тепла и соли

$$\frac{\partial T}{\partial t} + W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right] - \frac{\partial R}{\partial z}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + W \frac{\partial S}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right], \quad (8)$$

– линейное уравнение состояния

$$\rho(T, S) = 1,0369 \cdot 10^3 - 0,251T + 0,7496S. \quad (9)$$

В уравнениях (3) – (9) введены следующие обозначения: q^2 – удвоенная кинетическая энергия турбулентности, $\text{м}^2/\text{с}^2$; l – масштаб турбулентности, м ; U, V – горизонтальные компоненты скорости, $\text{м}/\text{с}$; W – вертикальная скорость, $\text{м}/\text{с}$; $K_q = lqS_q$ – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии кинетической энергии, $\text{м}^2/\text{с}$; $K_M = lqS_M$ – коэффициент вертикальной кинематической вязкости, $\text{м}^2/\text{с}$; $K_H = lqS_H$ – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла и соли, $\text{м}^2/\text{с}$ (S_q, S_M, S_H – функции числа Ричардсона); ρ – плотность, $\text{г}/\text{см}^3$; f – параметр Кориолиса, с^{-1} ; g – ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$; T – температура, $^\circ\text{C}$; S – соленость, ‰; E_1, E_3, B_1 – безразмерные константы; \tilde{W} – пристеночная функция; R – поток коротковолновой радиации, $\text{м}\cdot^\circ\text{C}/\text{с}$.

В работах [8, 9] плотность рассчитывалась из уравнения состояния *UNESCO*. В настоящей работе было принято линейное уравнение состояния. Расчеты, проведенные с различными уравнениями состояния, показали, что выбор уравнения не оказывает существенного влияния на результаты. Однако использование линейного уравнения состояния упрощает анализ расчетов.

Граничные условия для уравнений (3) – (8):

– для уравнения переноса турбулентной кинетической энергии

$$q^2(0) = B_1 U_*^2(0), \quad K_q \frac{\partial q^2}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0, \quad (10)$$

– для уравнения переноса масштаба турбулентности

$$q^2 l(0) = 0, \quad K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z} \Big|_{z=H} = 0, \quad (11)$$

– для уравнений сохранения момента количества движения

$$\begin{aligned} K_M \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=0} &= -\tau^x, & K_M \frac{\partial U}{\partial z} \Big|_{z=H} &= 0, \\ K_M \frac{\partial V}{\partial z} \Big|_{z=0} &= -\tau^y, & K_M \frac{\partial V}{\partial z} \Big|_{z=H} &= 0, \end{aligned} \quad (12)$$

– для уравнения переноса тепла

$$K_H \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = -Q^T, \quad K_H \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=H} + W(T|_{z=H} - T^*) = 0, \quad (13)$$

– для уравнения переноса соли

$$K_H \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_{z=0} = -Q^S, \quad K_H \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_{z=H} + W(S|_{z=H} - S^*) = 0. \quad (14)$$

В соотношениях (10) – (14) введены следующие обозначения: U_* – динамическая скорость, м/с; H – нижняя граница области интегрирования; $T^* = 8,39^\circ\text{C}$ – температура на нижней границе пикноклина; $S^* = 20,76\text{‰}$ – соленость на нижней границе пикноклина; Q^T – поток тепла на поверхности; $Q^S = (E - P - \Pi)S_0$ – поток соли на поверхности, где E – испарение на поверхности моря, P – осадки, $S_0 = 18,5\text{‰}$ – соленость на поверхности.

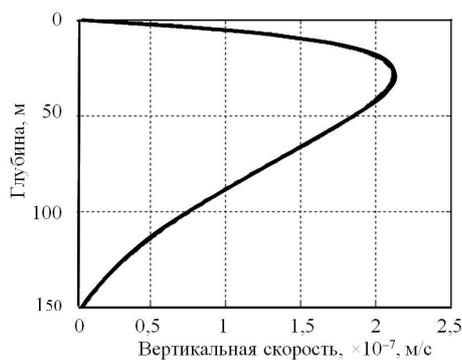
По вертикали расчет проводился при z , равной 0; 0,383; 0,766; 1,531; 3,06; ...; 146,94; 148,47 м. Нижняя граница области моделирования составляла 150 м, что соответствует глубине залегания нижней границы пикноклина. Уравнения (3) – (8) решались методом прогонки. Шаг по времени в модели составил 10 мин.

Сезонная изменчивость атмосферных параметров задавалась по данным реанализа *ERA-40*, проведенного в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (*ECMWF*) с временной дискретностью 6 ч [12].

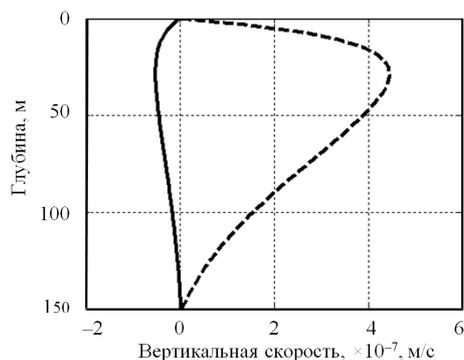
Расчеты по модели с учетом вертикальной скорости

Для исследования реакции модели на учет вертикальных движений были проведены две серии численных экспериментов с постоянной во времени и переменной вертикальной скоростью. В первой серии расчетов значение вертикальной скорости в уравнениях (3) – (8) и соотношениях (13), (14) соответствовало ее среднегодовым величинам. Профиль вертикальной скорости приведен на рис. 1. При проведении второй серии расчетов вертикальная скорость задавалась согласно (1) с учетом (2) (рис. 2). Расчет в обоих случаях был проведен на 60 лет. Рассмотрим основные характеристики термохалинной структуры по результатам расчетов.

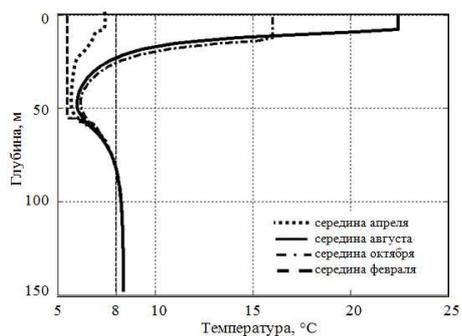
Обе серии расчетов позволили получить корректное воспроизведение термической структуры: хорошо просматривается холодный промежуточный слой в весенне-осенний период на глубинах 35 – 75 м, в августе наблюдается ярко выраженный квазиоднородный слой. На рис. 3 приведены сезонные профили температуры, полученные по результатам второй серии расчетов.



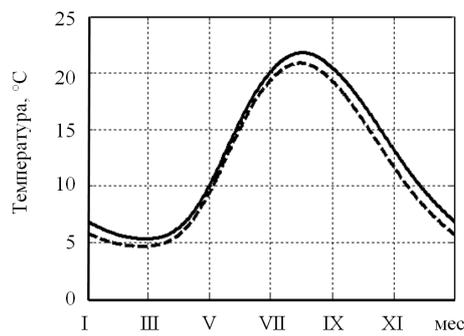
Р и с. 1. Профиль вертикальной скорости для первой серии расчетов



Р и с. 2. Зимний (штриховая линия) и летний (сплошная) профили вертикальной скорости



Р и с. 3. Сезонные профили температуры, полученные по результатам второй серии расчетов



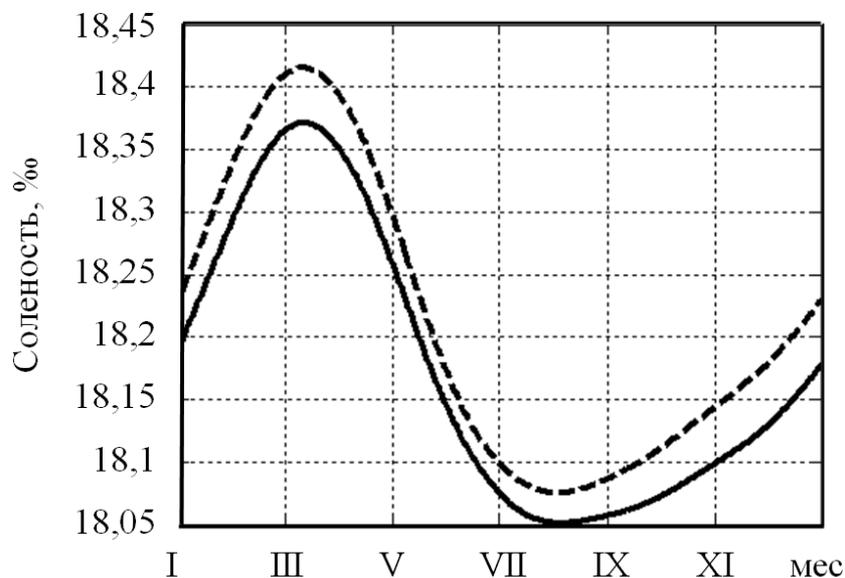
Р и с. 4. Сезонная изменчивость поверхностной температуры при первой (штриховая линия) и второй (сплошная) сериях расчетов

Следует отметить, что в первой серии расчетов значения температуры на поверхности были более низкими, чем во второй (рис. 4). Это происходит в результате постоянного подъема, даже в летний период, глубинных вод, которые поставляют в поверхностный слой более холодные воды. В таких условиях потока тепла сверху не хватает для прогрева верхнего слоя.

Сезонные профили поверхностной солёности, полученные по результатам первой и второй серий расчетов, качественно близки, но имеют количественные различия (рис. 5). Максимумы и минимумы солёности на поверхности, согласно обоим расчетам, наблюдаются в марте и августе соответственно. Однако в первой серии расчетов значения поверхностной солёности более высокие, чем во второй.

Определяющую роль в существовании этих отличий играет сезонный ход вертикальной скорости во второй серии расчетов. В зимне-весенний период вертикальная скорость в центральной части моря направлена вверх, что приводит к подъему соленых вод и увеличению солёности на поверхности. В летние месяцы вертикальная составляющая скорости имеет обратный знак и

направлена вниз. В этот период в поверхностный слой поступает более пресная вода из периферии. В результате соленость поверхностных вод оказывается меньше, чем в расчете с постоянной во времени вертикальной скоростью, т. к. в данном случае и в летний период в поверхностный слой снизу продолжает поступать соленая вода.



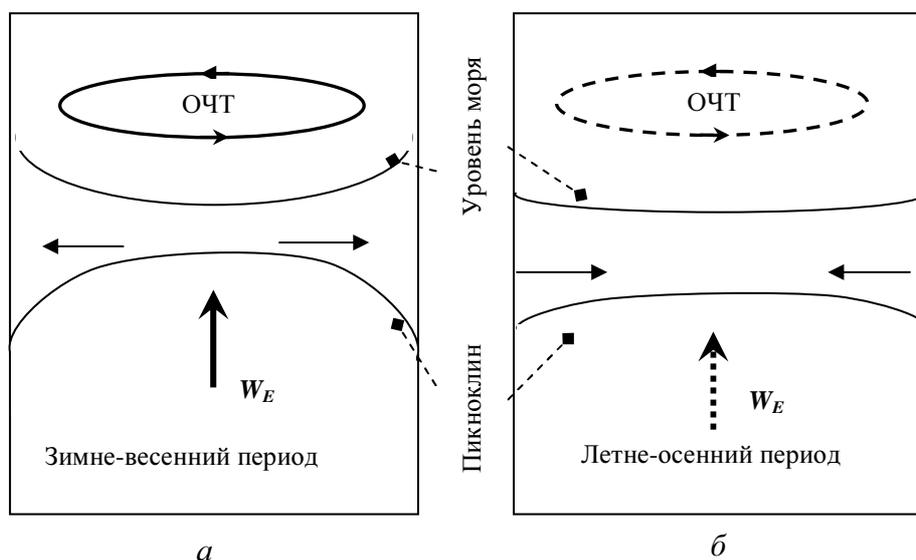
Р и с. 5. Сезонная изменчивость поверхностной солености при первой (штриховая линия) и второй (сплошная) сериях расчетов

Таким образом, выполненные расчеты показывают, что учет сезонного хода вертикальной скорости является определяющим фактором для поддержания солевого баланса в центральной части моря. В рамках одномерной модели оценить объем соли, который поступает в прибрежную часть из центра моря в результате подъема глубинных вод, невозможно, поскольку в этой модели не учитывается наличие фронтальной зоны, отделяющей воды открытого района моря от его прибрежных областей. Рассчитаем этот объем на основе качественных оценок.

Оценка объема соли, поступающего из глубоководной части моря к периферии

Сезонный ход ветровой циркуляции в Черном море обуславливает сезонную изменчивость поверхностных течений. В работе [3] показано, что в конце зимнего – начале весеннего периода наблюдается интенсификация ОЧТ, что связано с возрастанием завихренности ветра и с увеличением вертикальной скорости в центральной части моря. В летне-осенний период наблюдается ослабление циклонической циркуляции вплоть до ее полного исчезновения. Вертикальная скорость в этот период может принимать отрицательные значения. Подъем глубинных соленых вод на поверхность моря во время интенсификации циркуляции способствует увеличению поверхностной солено-

сти. Поднятая вверх соленая вода оттекает к берегам, где происходит ее опреснение прибрежными водами (рис. 6, а). В летне-осенний период, когда наблюдается антициклоническая циркуляция, происходит приток опресненной у берегов воды в центральную часть (рис. 6, б). Размах сезонных колебаний солености на поверхности в прибрежных районах достигает 0,4‰ [13].



Р и с. 6. Схема сезонного цикла циркуляции Черного моря в зимне-весенний (а) и летне-осенний (б) периоды

Проведем количественную оценку объема воды, который переносится из центральной части моря к его периферии в зимне-весенний период, по формуле

$$V = hS, \quad (15)$$

где V – объем воды; h – высота, на которую поднимается частица жидкости в зимне-весенний период; S – площадь центральной глубоководной части. Будем считать, что глубоководная часть ограничивается изобатой 500 м, что примерно соответствует положению фронта ОЧГ, тогда $S = 330 \cdot 10^3 \text{ км}^2$.

Расстояние, которое проходит частица жидкости при подъеме вод в зимне-весенний период, определяется из формулы $\frac{\partial h}{\partial t} = W_E$. Изменчивость во времени экмановской скорости зададим по синусоиде с периодом T , равным одному году:

$$W_E = 1 \cdot 10^{-6} \sin\left(\frac{2\pi}{T}\right).$$

Следовательно,

$$h = 1 \cdot 10^{-6} \int_0^{\frac{T}{2}} \sin\left(\frac{2\pi}{T}\right) dt.$$

В результате интегрирования получим, что частица жидкости проходит за это время расстояние, равное 10 м, тогда объем, рассчитанный по формуле (15), составляет $3,3 \cdot 10^3 \text{ км}^3/\text{год}$.

Определим теперь объем соли V_S , который переносится от центра к периферии в результате сезонной изменчивости экмановского переноса, по формуле

$$V_S = (S_1 V - S_2 V) \rho, \quad (16)$$

где, согласно [13], $S_1 = 18,4\%$ – поверхностная соленость в зимний период в центральной части моря; $S_2 = 17,4\%$ – поверхностная соленость в летний период на периферии; $\rho = 1 \cdot 10^9 \text{ т/км}^3$ – плотность. Отсюда получим $V_S = 3,3 \text{ т/год}$.

В то же время, на основании оценок работы [2], общий объем вод, которым обмениваются центральная и прибрежная части моря, составляет $11 \cdot 10^3 \text{ км}^3/\text{год}$. При расчете учитывались речной сток, приток через Керченский пролив и Босфор, осадки и испарение. Соленость на поверхности в центральной части в зимний период принималась равной $18,5\%$, в летний период на периферии $18,0\%$. Используя формулу (16), получим, что общий объем соли, переносимый от центра к периферии бассейна и необходимый для поддержания солевого баланса, согласно работе [2], равен $11 \cdot 10^3 (18,5 - 18,0) 10^9 = 5,5 \text{ т/год}$.

Таким образом, поток соли к берегу, обусловленный сезонной изменчивостью экмановской скорости, составляет 60% от оцененного объема переносимой соли, рассчитанного по данным [2]. Перенос оставшегося объема соли, по-видимому, может быть обусловлен синоптическими вихрями, которые также осуществляют транспорт соли от центра к периферии в летний период.

Заключение

Циркуляция Черного моря носит сезонный характер и определяет формирование солености на поверхности. В зимне-весенний период наблюдается усиление циркуляции и, как следствие, происходит подъем соленых вод (что приводит к увеличению солености на поверхности) и их отток из центра к берегам. Летом при ослаблении циркуляции наблюдается распреснение поверхностного слоя за счет поступления более пресных вод из периферии. Таким образом, среднее значение поверхностной солености не изменяется.

В работе проведены расчеты с учетом постоянной и переменной во времени вертикальной скорости. Получено, что изменчивость вертикальной составляющей скорости оказывает существенное влияние на эволюцию термохалинной структуры. Постоянный подъем вод, который формируется вертикальной скоростью, приводит к увеличению солености на поверхности и нарушению солевого баланса.

Согласно оценкам объема соли, который поступает из центральной части моря к периферии, 60% потока соли к берегу обусловлено сезонной изменчивостью экмановской составляющей скорости.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Водяницкий В.А.* Основной водообмен и формирование солёности в Чёрном море // Тр. СБС. – 1948. – 6. – С. 386 – 432.
2. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Возможный механизм стационарной циркуляции вод Чёрного моря // Комплексные исследования Чёрного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1984. – С. 32 – 40.
3. *Korotaev G.K., Saenko O.A., Koblinsky C.J.* Satellite altimetry observations of the Black Sea level // J. Geophys. Res. – 2001. – 106, № C1. – P. 917 – 933.
4. *Кныш В.В., Демьяшев С.Г., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К.* Ассимиляция климатических гидрологических данных в модели Чёрного моря на основе алгоритма адаптивной статистики ошибок прогноза // Морской гидрофизический журнал. – 2008. – № 1. – С. 26 – 38.
5. *Булгаков С.Н., Коротаев Г.К.* Одномерная модель вертикальной стратификации вод Чёрного моря // Комплексные исследования Чёрного моря. – Севастополь: МГИ АН УССР, 1984. – С. 41 – 49.
6. *Whitehead J.A., Korotaev G.K., Bulgakov S.N.* Convective circulation in mesoscale abyssal basins // Geophys. Astrophys. Fluid Dynam. – 1998. – 89. – P. 169 – 203.
7. *Ivanov L.I., Samodurov A.S.* The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // J. Mar. Syst. – 2001. – 31. – P. 159 – 174.
8. *Mellor G.L.* One-dimensional, ocean surface layer modeling: a problem and a solution // J. Phys. Oceanogr. – 2001. – 31. – P. 790 – 809.
9. *Oguz T., Ducklow H., Malanotte-Rizzoli P. et al.* Simulation of annual plankton productivity cycle in the Black Sea by a one-dimensional physical-biological model // J. Geophys. Res. – 1996. – 101, № C7. – P. 16585 – 16599.
10. *Denman K.L.* A time-dependent model of the upper ocean // J. Phys. Oceanogr. – 1973. – 3. – P. 173 – 184.
11. *Кубрякова Е.А., Коротаев Г.К.* Влияние вертикальной скорости на воспроизведение изменчивости термохалинной структуры верхнего слоя морского бассейна // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – 2011. – 2, вып. 25. – С. 220 – 239.
12. *Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 re-analysis // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. – 2005. – 131, № 612. – P. 2961 – 3012.
13. *Иванов В.А., Белокопытов В.Н.* Океанография Чёрного моря. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2011. – 212 с.

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

Материал поступил
в редакцию 20.02.12
После доработки 10.04.12

АНОТАЦІЯ Досліджується вплив сезонної мінливості вертикальної швидкості на формування поверхневої солоності в центральній частині Чорного моря. Проведені розрахунки за одномірною гідродинамічною моделлю з урахуванням постійної та змінної у часі вертикальної швидкості. Дана оцінка об'єму води та солі, який надходить до периферії басейну з центральної глибоководної частини Чорного моря.

Ключові слова: екмановське перенесення, верхній перемішаний шар, поверхнева солоність.

ABSTRACT Impact of seasonal variability of vertical velocity on formation of surface salinity in the central part of the Black Sea is investigated. The calculations are carried out using one-dimensional hydrodynamic model with regard to constant and time-variable vertical velocity. The volume of water and salt coming to the basin periphery from the deep part of the Black Sea is estimated.

Keywords: Ekman transport, upper mixed layer, surface salinity.