

Вертикальное перемешивание в деятельном слое Черного моря по данным мелкомасштабных измерений

А. Н. Морозов*, Е. В. Маньковская

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

**e-mail: anmorozov@mhi-ras.ru*

Аннотация

Рассмотрены методические вопросы использования параметризации $G03$ для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным о скорости течения и плотностной стратификации, собранным с разрешением 4 м по глубине. На основе экспедиционных материалов, полученных в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем с 30 июня по 18 июля 2016 г. в центральном секторе северной части Черного моря, выполнена оценка значений этого коэффициента на верхней границе холодного промежуточного слоя и в слое глубин 350–390 м. В качестве исходных данных о скорости течения были использованы результаты измерений в режиме выдержки акустического доплеровского профилометра течений у поверхности моря и в нижней точке зондирования. В верхнем слое моря при потенциальной плотности 14.2 кг/м^3 значение коэффициента составило $7.26 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, что близко к его значению $6 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ в ядре холодного промежуточного слоя, оцененному из уравнения теплопроводности по результатам измерений экспедиций 2017 г. Соответствующий поток тепла в холодный промежуточный слой равен 1.79 Вт/м^2 . Косвенная оценка коэффициента в сезонном термоклине составила $2.26 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ – значение, сопоставимое с коэффициентом молекулярной диффузии тепла. Поток соли при значении потенциальной плотности 14.2 кг/м^3 равен $2977 \text{ г/(м}^2 \cdot \text{год)}$, соответствующий перенос соли через изопикническую поверхность – $1.1 \cdot 10^{15} \text{ г/год}$, или около 22 % массы соли, приносимой в Черное море нижнебосфорским течением за год. В слое глубин 350–390 м при значении потенциальной плотности около 16.9 кг/м^3 оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии составила $2.66 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Соответствующий поток тепла равен $3.9 \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$, или около 10 % геотермального потока. Поток соли $4.1 \cdot 10^{-6} \text{ г/(м}^2 \cdot \text{с)}$ соответствует ее переносу через изопикническую поверхность в размере $3.9 \cdot 10^{13} \text{ г/год}$ и составляет 0.75 % от массы соли, приносимой нижнебосфорским течением за год. Установлено отношение кинетической энергии мелкомасштабных процессов к их потенциальной энергии, которое равно 1.53 для верхнего слоя и 11 для нижней точки зондирования. Такая изменчивость определяет почти трехкратное усиление вертикального перемешивания в верхней точке измерений в соответствии с параметризацией $G03$.

Ключевые слова: Черное море, вертикальное перемешивание, сдвиг скорости течения, скорость течения, поток тепла, поток соли

© Морозов А. Н., Маньковская Е. В., 2022



Контент доступен по лицензии Creative Commons Attribution-Non Commercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0)
This work is licensed under a Creative Commons Attribution-Non Commercial 4.0 International (CC BY-NC 4.0) License

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по темам ФГБУН ФИЦ МГИ № 0555-2021-0003 «Оперативная океанология», № 0555-2021-0005 «Прибрежные исследования».

Для цитирования: Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Вертикальное перемешивание в деятельном слое Черного моря по данным мелкомасштабных измерений // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2022. № 4. С. 25–38. EDN TRZMDQ. doi:10.22449/2413-5577-2022-4-25-38

Vertical Mixing in the Black Sea Active Layer from Small-Scale Measurement Data

A. N. Morozov*, E. V. Mankovskaya

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

*e-mail: anmorozov@mhi-ras.ru

Abstract

The paper considers the methodological issues of using the G03 parameterization to estimate the vertical turbulent diffusion coefficient from current velocity and density stratification data collected with a depth increment of 4 m. Based on the expedition materials obtained during the 87th cruise of the R/V *Professor Vodyanitsky* (30 June to 18 July 2016) in the central sector of the northern Black Sea, this coefficient was estimated at the upper boundary of the cold intermediate layer and the depth layer of 350–390 m. The results of measurements in the acoustic Doppler current profiler exposure mode near the sea surface and at the lower sounding point were used as input data on the current velocity. In the upper sea layer at a potential density of 14.2 kg/m³, the coefficient value was $7.26 \cdot 10^{-6}$ m²/s, which is close to its value of $6 \cdot 10^{-6}$ m²/s in the core of the cold intermediate layer estimated from the thermal conductivity equation from the 2017 expedition measurements. The corresponding heat flux into the cold intermediate layer is 1.79 W/m². An indirect estimate of the coefficient in the seasonal thermocline was $2.26 \cdot 10^{-7}$ m²/s. This value is comparable to the molecular heat diffusion coefficient. Salt flux at a potential density value of 14.2 kg/m³ is 2,977 g/(m²·year), the corresponding salt transport through the isopycnal surface is $1.1 \cdot 10^{15}$ g/year, or about 22 % of the mass of salt brought into the Black Sea by the lower Bosphorus current per year. In the layer of 350–390 m depth at a potential density value of about 16.9 kg/m³, the estimated vertical turbulent diffusion coefficient was $2.66 \cdot 10^{-6}$ m²/s. The corresponding heat flux was $3.9 \cdot 10^{-3}$ W/m², or about 10 % of the geothermal flux. Salt flux of $4.1 \cdot 10^{-6}$ g/(m²·s) corresponds to its transport of $3.9 \cdot 10^{13}$ g/year through the isopycnal surface and represents 0.75 % of the mass of salt brought by the lower Bosphorus current per year. The ratio of the kinetic energy of small-scale processes to their potential energy was found to be 1.53 for the near-surface layer and 11 for the lower sounding point. This variability determines an almost threefold enhancement of vertical mixing at the upper measurement point according to the G03 parameterization.

Keywords: Black Sea, vertical mixing, shear, strain, current velocity, heat flux, salt flux

Acknowledgements: the work was performed under state assignment of FSBSI FRC MHI on topic no. 0555-2021-0003 “Operational oceanology”, no. 0555-2021-0005 “Coastal studies”.

For citation: Morozov, A.N. and Mankovskaya, E.V., 2022. Vertical Mixing in the Black Sea Active Layer from Small-Scale Measurement Data. *Ecological Safety of Coastal and Shelf Zones of Sea*, (4), pp. 25–38. doi:10.22449/2413-5577-2022-4-25-38

Введение

Вертикальные потоки тепла, соли, биогенов и иных субстанций в толще вод Черного моря оказывают значительное влияние на функционирование экосистемы верхнего деятельного слоя и отчасти определяют эффективность воспроизводства его ресурсов, используемых в народном хозяйстве (рыболовство, мидийные фермы, устричные плантации и т. п.). В основном вертикальный обмен осуществляется посредством турбулентного перемешивания. Как следствие, оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в Черном море остается актуальной задачей океанологии на протяжении многих лет (работа¹⁾ и [1–7]).

Диапазон приводимых в литературе значений коэффициента для Черного моря простирается от значений, близких к коэффициенту молекулярной диффузии тепла $\sim 10^{-7}$ м²/с [3], до максимального значения $3 \cdot 10^{-2}$ м²/с (в работе¹⁾). Столь большой диапазон значений коэффициента определяется как различием методов его оценки, так и пространственно-временным различием гидрофизических условий и атмосферного воздействия. В настоящее время принято полагать, что значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, полученное на основе микроструктурных данных, является наиболее достоверным [4]. Однако из источников известно лишь два случая использования микроструктурных зондов в глубоководной части Черного моря [3, 4], которые дают значения коэффициента в верхнем стратифицированном слое моря на уровне $O(10^{-6})$ м²/с. Малочисленность такого рода данных вызвана дороговизной аппаратуры, технологическими сложностями проведения измерений и обработки данных. В то же время синхронные измерения профилей плотности и скорости течения, выполненных с мелкомасштабным разрешением, в настоящее время носят массовый характер и часто используются для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии [6, 8–12].

Начиная с лета 2016 г. и по настоящий день Морским гидрофизическим институтом выполнено более 20 экспедиций в центральном секторе северной части Черного моря [13, 14], в которых проводились как *CTD*-измерения, так и измерения профилей скорости течения с использованием акустических доплеровских профилометров течений (*ADCP*). Цель настоящей работы – исследовать характеристики мелкомасштабных процессов в деятельном слое Черного моря. В статье рассматриваются методические вопросы применения параметризации *G03* [10, 11] для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии на основе данных, полученных в результате выдержки *ADCP* у поверхности моря и в нижней точке зондирования. На основе данных измерений производится оценка потоков тепла и соли на верхней границе холодного промежуточного слоя [13] и на нижней границе верхнего слоя сдвиговых бароклинных течений [6, 15]. Ожидается, что предлагаемый подход к оценке коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в приложении ко всему массиву данных, собранных в экспедициях последних лет, позволит оценить сезонную изменчивость интенсивности вертикального перемешивания на различных глубинах в деятельном слое Черного моря.

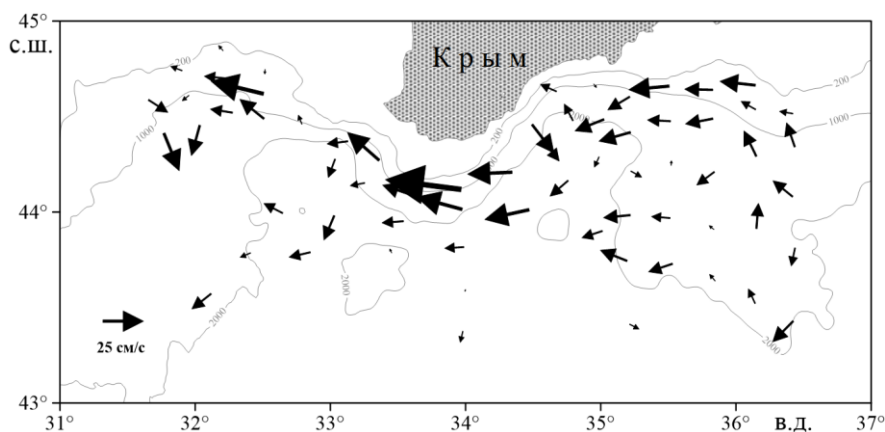
¹⁾ Изменчивость гидрофизических полей Черного моря / А. С. Блатов [и др.]. Л. : Гидрометеопиздат, 1984. 240 с.

Данные, приборы и методы

В работе использованы экспедиционные материалы, полученные в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий», проходившем 30.06.2016–18.07.2016 в центральном секторе северной части Черного моря (31°–36.5° в. д., 43°–45° с. ш.) [16]. *CTD*-измерения выполнялись с использованием зонда *SBE 911plus*, результаты интерполировались на сетку с шагом 1 м. Профили скорости течения измерялись с использованием погружаемого *ADCP* на основе *WHM300* производства *RDI*, дискретность по глубине (b) 4 м [17]. Общее количество станций составило 106. В работе использованы данные 65 станций, выполненных при глубине моря более 400 м. Векторы скорости течения в слое 30–60 м на этих станциях приведены на рис. 1. Станции равномерно располагались в области Основного Черноморского течения и вне его ближе к центру моря. Последовательность измерения профиля скорости течения предусматривала 3–5-минутные выдержки прибора у поверхности моря и в нижней точке зондирования [14]. Именно данные, полученные при выдержках *ADCP* на этих горизонтах, анализируются в данной работе.

Профили плотности ($\rho = 1000 + \sigma_\theta$, где σ_θ – потенциальная плотность, кг/м^3) предварительно подвергались низкочастотной фильтрации по глубине с использованием фильтра оконного типа треугольной формы, соответствующей пространственному осреднению *ADCP*, передаточная функция $H_{ADCP}(k) = (\sin(\pi bk)/(\pi bk))^4$ (k – вертикальное волновое число) [17]. Далее с использованием линейной интерполяции определялись значения плотности на горизонтах измерения скорости течения.

На рис. 2 приведены исходные данные в виде диаграммы рассеяния: по оси абсцисс откладывается квадрат частоты плавучести ($N^2 = (g/\rho)(\Delta\sigma_\theta/\Delta z)$, где g – ускорение свободного падения; Δz – приращение по глубине (здесь 4 м); по оси ординат – квадрат сдвига скорости течения по данным *ADCP* ($Sh^2_{ADCP} = (\Delta U/\Delta z)^2 + (\Delta V/\Delta z)^2$, где U, V – восточная и северная компоненты



Р и с . 1. Схематичное расположение станций в 87-м рейсе НИС «Профессор Водяницкий» (стрелки – векторы скорости течения, осредненные по слою 30–60 м)

Fig. 1. Schematic station layout in the 87th cruise of the R/V *Professor Vodyanitsky* (arrows show current velocity vectors at the layer of 30–60 m)

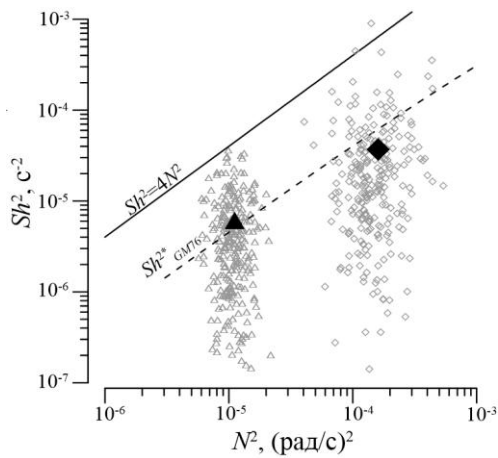


Рис. 2. Исходные данные CTD-зондирований и ADCP-измерений (выдержка у поверхности моря – серые ромбы, в нижней точке зондирования – серые треугольники, средние значения – черные символы)

Fig. 2. Input data of CTD-soundings and ADCP measurements (grey diamonds are for the exposure near the sea surface, grey triangles are for that at the lower sounding point; black symbols – mean values)

вектора скорости течения). Передаточная функция дифференцирования на конечном приращении глубины $H_{\text{Dif}}(k) = (\sin(\pi\Delta zk)/(\pi\Delta zk))^2$ [18]. Серые ромбы соответствуют данным, полученным в окрестности верхней границы холодного промежуточного слоя (плотность $14.2 \pm 0.15 \text{ кг/м}^3$) при выдержке прибора у поверхности моря. Число отсчетов составило 256, средняя глубина залегания изопикны со значением потенциальной плотности 14.2 кг/м^3 равна 44 м. Серые треугольники соответствуют данным, собранным при выдержке прибора в нижней точке зондирования. Количество отсчетов 566, среднее значение плотности 16.9 кг/м^3 , средняя глубина 369 м. Черные маркеры – средние значения $\langle N^2 \rangle$ и $\langle Sh^2 \rangle$, где $\langle \dots \rangle$ – оператор осреднения по всем отсчетам.

Сплошная черная линия соответствует критическому значению градиентного числа Ричардсона ($Ri = N^2/Sh^2$), составляющему 0.25 [19]. При значениях числа Ричардсона меньше критического может возникать линейная неустойчивость сдвигового потока, приводящая к развитию турбулентности. Из рисунка видно, что в исходном массиве данных все значения числа Ричардсона в нижней точке зондирования больше критического, что может восприниматься как отсутствие турбулентного перемешивания, поскольку не выполняется необходимое условие неустойчивости сдвигового потока. Это вызвано тем, что измерения проводились с пространственным разрешением по глубине, свойственным ADCP, и, кроме того, производные рассчитывались на конечных приращениях глубины. Вертикальное разрешение процесса измерения сдвига скорости течения, определенное по ослаблению передаточной функции $H_{\text{ADCP}} \cdot H_{\text{Dif}}$ до уровня 3 дБ, составило около 12 м. В работе [20] показано, что усиление диссипации турбулентности должно быть связано с малыми значениями числа Ричардсона, полученными на вертикальных приращениях 3 м. В то же время оценки значения числа Ричардсона на 10-метровых масштабах имеют мало общего с микроструктурой. По сути это означает, что в основном генерация турбулентности происходит на вертикальных масштабах, меньших разрешения по вертикали, с которым были выполнены наши измерения.

Черная штриховая линия представляет результаты соотношения $Sh_{GM76}^{2*} = \int_0^1 F_{GM76}(N, k) \cdot H_{\text{ADCP}}(k) \cdot H_{\text{Dif}}(k) \cdot dk$, где $F_{GM76}(N, k)$ – спектральная

плотность сдвига для канонического спектра внутренних волн *GM76* [21, 22], как приведено в работе [23]. На верхней границе холодного промежуточного слоя $\langle Sh_{ADCP}^2 \rangle = 3.7 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-2}$; $Sh_{GM76}^{2*} = 6.2 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-2}$. Это подтверждает тот факт, что интенсивность внутренних волн в Черном море слабее, чем в океанских условиях, для которых и был определен канонический спектр *GM76*. Для океана существует два приблизительно равных по мощности источника внутренних волн: приливы и ветер [24], в то время как в Черном бесприливном море единственным источником внутренних волн является ветер [25]. В нижней точке зондирования, среднее значение квадрата измеренного сдвига ($\langle Sh_{ADCP}^2 \rangle = 5.5 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-2}$) незначительно (10 %) превышает значение $Sh_{GM76}^{2*} = 5 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-2}$, что является менее ожидаемым результатом. Ранние параметризации для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным, собранным с мелкомасштабным разрешением, основывались либо на значениях числа Ричардсона [26], либо на соотношении $K_V \propto (\langle Sh_{ADCP}^2 \rangle / Sh_{GM76}^{2*})^2$ [8], либо на более сложной зависимости от числа Ричардсона и вероятности наблюдения его значения меньше критического [27, 28].

Результаты и обсуждение

В рамках данной работы для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии (K_V) использовалась параметризация *G03* [10], учитывающая отклонение спектра внутренних волн от канонического вида [9] и географическое положение района проведения измерений. Прикладные формулы для расчетов заимствованы из работы [11]:

$$K_V = K_0 \frac{\langle Sh_{ADCP}^2 \rangle^2}{(Sh_{GM76}^2)^2} \cdot h_1(R_\omega) \cdot j\left(\frac{f}{N}\right),$$

$$h_1(R_\omega) = \frac{3(R_\omega + 1)}{2\sqrt{2}R_\omega\sqrt{R_\omega - 1}},$$

$$j(f/N) = \frac{f \arccos h(N/f)}{f_{30} \arccos h(N_0/f_{30})},$$

где $K_0 = 5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; f – локальная инерционная частота на 44° с. ш.; f_{30} – инерционная частота на 30° с. ш.; $N_0 = 5.24 \cdot 10^{-3} \text{ рад/с}$. Отношение сдвига скорости течения к вариациям деформации (R_ω – the shear/strain variance ratio), или отношение кинетической и потенциальной энергии мелкомасштабных процессов, определяется как

$$R_\omega = \frac{\langle Sh_{ADCP}^2 \rangle}{\langle N^2 \rangle \langle \xi_z^2 \rangle},$$

где $\langle \xi_z^2 \rangle = \langle \delta^2 \rangle / \langle N^2 \rangle^2 = \langle (N^2 - N_{Fit}^2)^2 \rangle / \langle N^2 \rangle^2$ – средний квадрат деформации; N_{Fit} – зависимость, характеризующая устойчивые черты плотностной стратификации.

Нижняя граница верхнего слоя сдвиговых бароклинных течений.

На рис. 3 приведен графический материал, поясняющий процедуру оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии и расчета потоков тепла и соли на основе данных, полученных в нижней точке зондирования. На рис. 3, *a* приведена зависимость квадрата частоты плавучести от разности между глубиной проведения измерения и глубиной залегания изопикны $\sigma_\theta = 16.9 \text{ кг/м}^3$ ($D_{16.9}$). Линейная зависимость N_{Fit}^2 от расстояния проведена методом наименьших квадратов (черная линия) и характеризует устойчивое состояние плотностной стратификации. Нормированное значение деформации при $D_{16.9} = 0$ $\langle Sh_{\text{Strain}}^2 \rangle = \langle \xi_z^2 \rangle \cdot \langle N^2 \rangle \approx 5 \cdot 10^{-7} \text{ рад}^2/\text{с}^2$, в то время как среднее значение квадрата измеренного сдвига скорости течения при $D_{16.9} = 0$

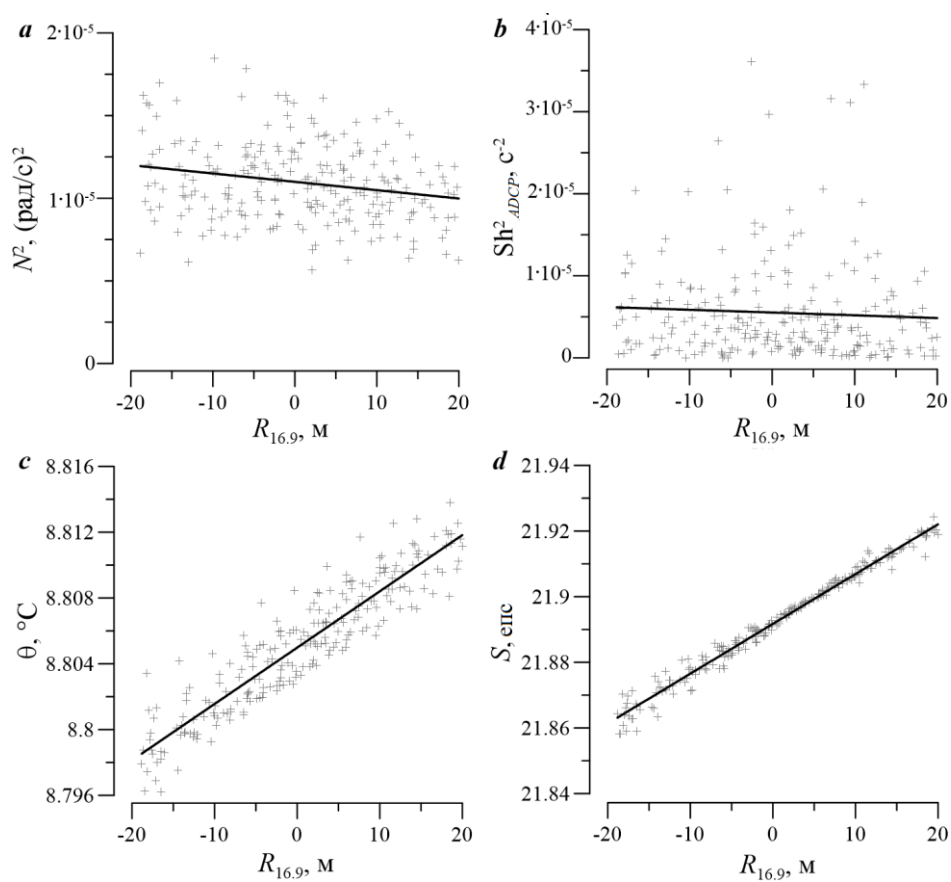


Рис. 3. Зависимости от расстояния до изопикны $\sigma_\theta = 16.9 \text{ кг/м}^3$ в диапазоне ± 20 м: *a* – квадрата частоты плавучести; *b* – квадрата сдвига скорости течения по данным ADCP; *c* – температуры; *d* – солености. Крестики – исходные данные, черные линии – зависимости

Fig. 3. Dependences of buoyancy frequency square (*a*); square of ADCP shear (*b*); temperature (*c*); salinity (*d*) on the distance to isopycnal $\sigma_\theta = 16.9 \text{ кг/м}^3$ in the range of ± 20 m. Crosses are for input data, black lines are for dependences

$\langle Sh_{ADCP}^2 \rangle \approx 5.5 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-2}$ (рис. 3, *b*). Отношение кинетической горизонтальной энергии к потенциальной $R_\omega = 11$, что близко к оценке этого параметра для слоя 250–500 м в Черном море из работы [5]. Для спектра *GM76* $R_\omega = 3$. Существенная разница значений параметра вызвана доминированием в глубоких слоях Черного моря внутренних волн около инерционного диапазона [14, 29–31], которые в большей степени проявляются в горизонтальной скорости течения, нежели в деформации изопикнических поверхностей. Значения параметра R_ω , находящиеся в диапазоне 8–14, свойственны также северным морям [32], а в некоторых районах Атлантического океана R_ω достигает 100 [12]. Значение функции $h_1(R_\omega) = 0.37$, что в ~ 2.5 раза меньше, чем для канонического спектра *GM76*. Расчетное значение коэффициента $K_V = 2.66 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, что всего в ~ 2 раза меньше, чем дают современные теоретические предсказания [7], и в ~ 60 раз меньше, чем приводится в более ранних работах [1, 2].

Поток соли рассчитывался по соотношению $F_{\text{Salt}} = \rho \cdot K_V \cdot S_z$, где $S = \partial S / \partial z = 1.5 \cdot 10^{-3} \text{ епс/м}$ – производная солёности (S) по глубине (рис. 3, *d*). Соответствующее значение $F_{\text{Salt}} = 4.1 \cdot 10^{-6} \text{ г}/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$. Полагая площадь горизонтального сечения моря на глубине 370 м равной $3 \cdot 10^5 \text{ км}^2$ [33], найдем, что через нее поднимается поток соли $3.9 \cdot 10^{13} \text{ г/год}$. С нижнебосфорским потоком в Черное море в год в среднем поступает 150 км^3 (V_B) мраморноморской воды солёностью около 34 епс [33], или около $5.1 \cdot 10^{15} \text{ г/год}$ соли. Таким образом, через изопикническую поверхность $\sigma_\theta = 16.9 \text{ кг/м}^3$ поднимается количество соли, составляющее 0.75 % ее притока через пролив Босфор против 35 %, приводимых в работе [3]. Иными словами, для соблюдения солевого баланса необходимо, чтобы менее одного процента соли, приносимой нижнебосфорским течением, проникало в слой глубин более 350 м.

Поток тепла рассчитывался по соотношению $F_{\text{Heat}} = \rho \cdot C_W \cdot K_V \cdot \theta_z$, где $C_W = 4.2 \cdot 10^3 \text{ Дж}/(\text{°C} \cdot \text{кг})$ – теплоемкость воды; $\theta_z = \partial \theta / \partial z = 3.4 \cdot 10^{-4} \text{ °C/м}$ – производная потенциальной температуры (θ) по глубине (рис. 3, *c*). Соответствующее значение $F_{\text{Heat}} = 3.9 \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$, что составляет около 10 % геотермального потока тепла ($F_{\text{HeatGeo}} = 40 \text{ мВт/м}^2$ [34, 35]). При среднем значении температуры воды нижнебосфорского потока 14 °C в Черное море поступает $F_{\text{HeatBosph}} = \rho \cdot C_W \cdot (T_M - T_0) \cdot V_B = 9 \cdot 10^{18} \text{ Дж/год}$, при $T_0 = 0 \text{ °C}$. Через изопикническую поверхность со значением потенциальной плотности 16.9 кг/м^3 передается $F_{\text{Heat16.9}} = 3.7 \cdot 10^{16} \text{ Дж/год}$, что составляет около 0.41 % тепла, поступающего с нижнебосфорским потоком.

Почти двукратное превышение доли потока соли (0.75 %) над долей потока тепла (0.41 %) может объясняться различием процессов обмена субстанциями с окружающей средой при погружении мраморноморских вод до глубин более 370 м. В частности, обмен теплом происходит не только с окружающей водной средой, но и через поверхность дна.

Верхняя граница холодного промежуточного слоя. Расчет коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным, полученным при поддержке *ADCP* у поверхности моря, производился по усложненной процедуре. Это вызвано тем, что характерные масштабы изменчивости устойчивой стратификации близки к разрешению по вертикали проведенных измерений.

Профили температуры и солёности (рис. 4, *a*) были получены в результате низкочастотной фильтрации исходных данных и впоследствии использовались для определения соответствующих вертикальных производных. Наибольшее количество измерений N^2 наблюдается в окрестности локального минимума частоты плавучести между сезонным и постоянным пикноклином при значениях потенциальной плотности $14.2 \pm 0.15 \text{ кг/м}^3$ (256 отсчетов на рис. 4, *a* и *b*) [13]. С целью минимизировать влияние конечного разрешения измерений на определение параметров $\langle \delta^2 \rangle$ и $\langle N^2 \rangle$ их расчет производился для нескольких выборок исходных данных, попадающих в окна различной ширины ($\Delta\sigma_\theta$) с симметричными границами относительно значения потенциальной плотности $\sigma_\theta = 14.2 \text{ кг/м}^3$. При расчете $\langle \delta^2 \rangle$ устойчивая стратификация представлялась полиномом второго порядка (штриховая линия на рис. 4, *b*). Результаты определений хорошо представлялись линейными зависимостями, полученными методом наименьших квадратов при уменьшении ширины окна выборки от 0.35 до 0.15 кг/м^3 (соответствующие штриховые линии на рис. 4, *c*). Нижний порог ширины окна определялся из условия, что количество исходных данных должно быть не меньше 100. Далее в расчетах использовались значения $\delta^2(0)$ и $N^2(0)$, полученные из линейных зависимостей при $\Delta\sigma_\theta = 0$. Среднее значение квадрата сдвига не обнаружило зависимости от ширины окна выборки. Измеренное значение квадрата нормированной деформации составило около 1.2 его значения для спектра *GM76*. Напротив, измеренное значение квадрата сдвига скорости течения (рис. 4, *d*) равно всего около 0.6 его значения для спектра *GM76*. Соответствующее соотношение кинетической и потенциальной энергий мелкомасштабных процессов $R_\omega = 1.53$, что почти в два раза меньше его значения для спектра *GM76*. Это может быть вызвано взаимодействием внутренних волн с вертикальными неоднородностями устойчивой плотностной стратификации, имеющими характерные масштабы, близкие длинам внутренних волн. Значение функции $h_1(R_\omega) = 2.53$ против единицы для спектра *GM76*. Географическая поправка $j = 1.55$. Коэффициент вертикальной турбулентной диффузии $K_V = 7.26 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, что достаточно близко к его значению ($\sim 6 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$) в ядре холодного промежуточного слоя при $\sigma_\theta = 14.5 \text{ кг/м}^3$, рассчитанному из уравнения теплопроводности [13].

Поток тепла через изопикническую поверхность со значением потенциальной плотности 14.2 кг/м^3 ($F_{\text{Heat}14.2}$) составил 1.79 Вт/м^2 , что значительно превосходит значение геотермального потока. На качественном уровне очевидно, что сезонный пикноклин в Черном море ослабляет обменные процессы между верхним однородным перемешанным слоем и толщей вод, но при этом количественные оценки в литературе приводятся редко [36]. Приравнивая тепловые потоки на верхней границе холодного промежуточного слоя и в сезонном пикноклине, можно оценить коэффициент вертикального турбулентного перемешивания в самом сезонном пикноклине по соотношению $K_V(12) \approx T_z(14.2)/T_z(12) \cdot K_V(14.2) = 2.26 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$. Полученное значение близко к значению коэффициента молекулярной диффузии тепла ($k_T = 1.4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$). По сути это означает, что в летнее время поток тепла из верхнего однородного перемешанного слоя в толщу вод через сезонный термоклин в значительной мере определяется молекулярной диффузией.

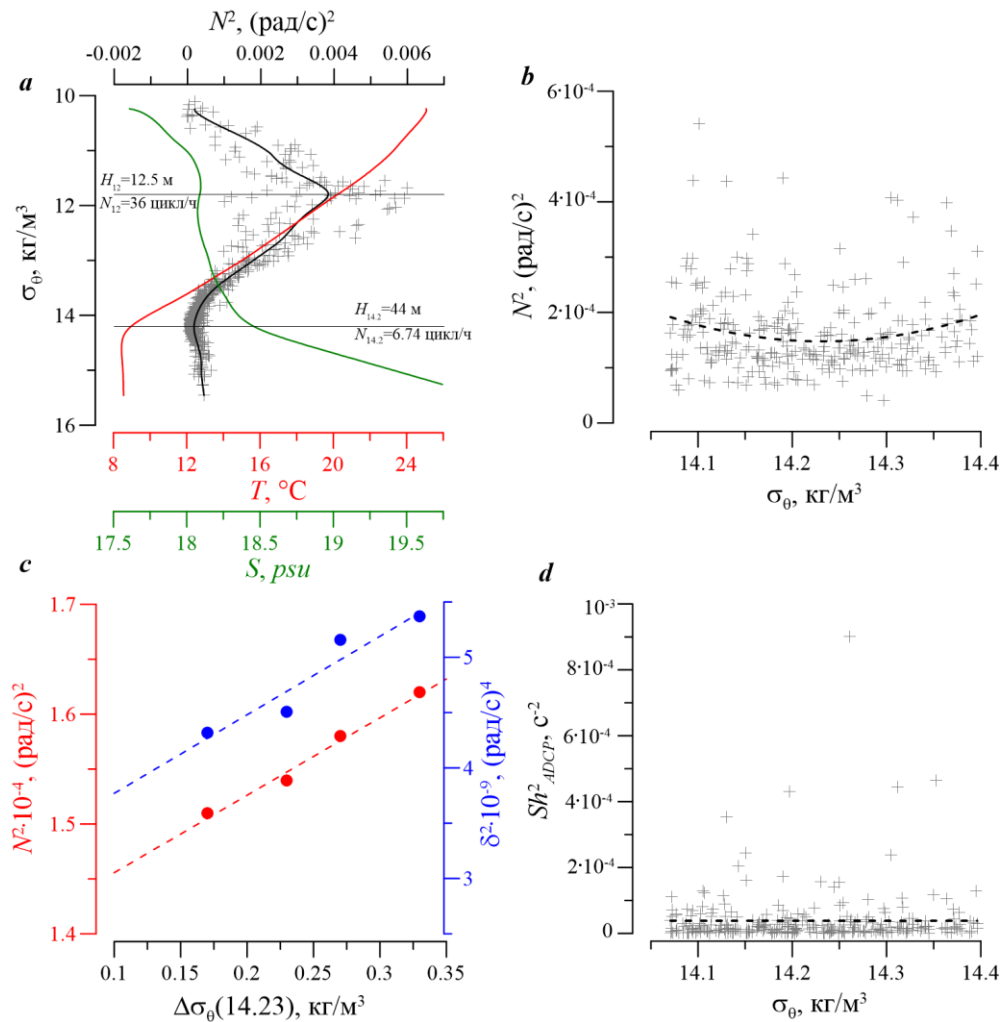


Рис. 4. Осредненные профили температуры (красная линия), солёности (зеленая линия) и квадрата частоты плавучести (черная линия, крестики – исходные данные) (a); зависимость квадрата частоты плавучести от плотности в окрестности значения 14.2 кг/м³ (крестики – исходные данные, штриховая линия – аппроксимирующий полином второй степени) (b); зависимости квадрата частоты плавучести (красные точки) и среднего квадрата отклонения от среднего значения (синие точки) от ширины окна выборки данных в окрестности значения плотности 14.2 кг/м³ (штриховые линии – аппроксимирующие линейные зависимости) (c); зависимость квадрата сдвига от плотности (штриховая линия – среднее значение) (d)

Fig. 4. Averaged profiles of temperature (red line), salinity (green line), and buoyancy frequency square (black line, crosses are for input data) (a); dependence of buoyancy frequency square on density in the neighbourhood of value 14.2 kg/m³ (crosses are for input data, dashed line is for quadratic polynomial approximant) (b); dependences of buoyancy frequency square (red dots) and mean squared deviation from the mean (blue dots) on the sampling window width in the neighbourhood of density value of 14.2 kg/m³ (dashed lines are for approximating linear dependences) (c); dependence of squared shift on density (dashed line is for the mean) (d)

Микроструктурные измерения, выполненные в Желтом море при аналогичных параметрах пикноклина, также показали значения коэффициента вертикальной турбулентной диффузии, сопоставимые с коэффициентом молекулярной диффузии тепла [37].

Поток соли через изопикническую поверхность при значении потенциальной плотности $\sigma_\theta = 14.2 \text{ кг/м}^3$ равен $2977 \text{ г/(м}^2 \cdot \text{год)}$, что дает перенос соли $1.1 \cdot 10^{15} \text{ г/год}$. Это составляет около 22 % потока соли, приносимого в Черное море нижнебосфорским течением. Существенное нарушение солевого баланса может объясняться сезонной изменчивостью как обмена через Босфорский пролив [34], так и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии [6].

Заключение

Рассмотрены методические вопросы применения параметризации G03 для оценки коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным о скорости течения и стратификации, собранным у поверхности моря и в нижней точке зондирования с мелкомасштабным разрешением.

Для верхней границы холодного промежуточного слоя при значении потенциальной плотности 14.2 кг/м^3 соответствующая оценка коэффициента составила $7.26 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$. Это близко к его значению в ядре холодного промежуточного слоя ($6 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$), полученному из уравнения теплопроводности по результатам нескольких экспедиций 2017 г. Соответствующий вертикальный поток тепла составил 1.79 Вт/м^2 . Перенос соли через изопикническую поверхность со значением потенциальной плотности 14.2 кг/м^3 равен $1.1 \cdot 10^{15} \text{ г/год}$ или около 22 % от массы соли ($5.1 \cdot 10^{15} \text{ г/год}$), приносимой в Черное море нижнебосфорским течением. Косвенная оценка коэффициента в сезонном пикноклине равна $2.26 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ и показала его сопоставимость с коэффициентом молекулярной диффузии тепла, что хорошо согласуется с результатами микроструктурных измерений для аналогичных условий.

Для нижней границы сдвиговых бароклинных течений при значении потенциальной плотности 16.9 кг/м^3 оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии составила $2.66 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$, что почти в два раза меньше теоретической оценки. Соответствующий поток тепла равен $3.9 \cdot 10^{-3} \text{ Вт/м}^2$, или ~ 10 % геотермального потока тепла. Поток соли $4.1 \cdot 10^{-6} \text{ г/(м}^2 \cdot \text{с)}$ соответствует ее переносу через изопикническую поверхность в размере $3.9 \cdot 10^{13} \text{ г/год}$ и составляет 0.75 % от массы соли, приносимой нижнебосфорским течением за год.

Одним из результатов представленной работы является установление отношения кинетической и потенциальной энергии мелкомасштабных процессов. У поверхности в окрестности изопикны со значением потенциальной плотности 14.2 кг/м^3 его значение составило 1.53 и 11 для нижней точки зондирования при значении потенциальной плотности 16.9 кг/м^3 . Как результат, значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии у поверхности получилось в три раза больше, чем в нижней точке зондирования, несмотря на то что отношение квадрата частоты плавучести к квадрату сдвига в нижнем слое почти в два раза меньше.

Приведенные оценки параметров носят условный характер, но тем не менее могут быть полезны при обсуждении их значений, полученных иными методами, в частности по результатам численных экспериментов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Колесников А. Г., Богуславский С. Г. Вертикальный перенос в Черном море // Морские гидрофизические исследования. 1978. № 2 (81). С. 33–46.
2. Богуславский С. Г., Жоров В. А., Иващенко И. К. Формирование вертикального профиля солености Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 1993. № 6. С. 46–52.
3. Gregg M. C., Yakushev E. Surface ventilation of the Black Sea's cold intermediate layer in the middle of the western gyre // Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 32, iss. 3. L03604. <https://doi.org/10.1029/2004GL021580>
4. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря / А. Г. Зацепин [и др.] // Океанология. 2007. Т. 47, № 3. С. 327–339. EDN IAFSJJ.
5. Морозов А. Н., Лемешко Е. М. Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным CTD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // Морской гидрофизический журнал. 2014. № 1. С. 58–67. EDN TDXUUT.
6. Подымов О. И., Зацепин А. Г., Островский А. Г. Вертикальный турбулентный обмен в черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // Океанология. 2017. Т. 57, № 4. С. 546–559. EDN ZCRXXJ. doi:10.7868/S0030157417040049
7. Самодуров А. С., Чухарев А. М., Казаков Д. А. Основные закономерности вертикального турбулентного обмена в квазиоднородных и стратифицированных слоях Черного моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 4. С. 405–422. EDN MGYDHW. doi:10.22449/0233-7584-2021-4-405-422
8. Gregg M. C. Scaling turbulent dissipation in the thermocline // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989. Vol. 94, iss. C7. P. 9686–9698. <https://doi.org/10.1029/JC094iC07p09686>
9. Polzin K. L., Toole J. M., Schmitt R. W. Finescale Parameterizations of Turbulent Dissipation // Journal of Physical Oceanography. 1995. Vol. 25, iss. 3. P. 306–328. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1995\)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1995)025<0306:FPOTD>2.0.CO;2)
10. Gregg M. C., Sanford T. B., Winkel D. P. Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // Nature. 2003. Vol. 422. P. 513–515. <https://doi.org/10.1038/nature01507>
11. Global abyssal mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles / E. Kunze [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2006. Vol. 36, iss. 8. P. 1553–1576. <https://doi.org/10.1175/JPO2926.1>
12. Dissipation rate estimates from microstructure and finescale internal wave observations along the A25 Greenland–Portugal OVIDE line / B. Ferron [et al.] // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2014. Vol. 31, iss. 11. P. 2530–2543. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-14-00036.1>
13. Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Холодный промежуточный слой Черного моря по данным экспедиционных исследований 2016–2019 годов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2020. № 2. С. 5–16. EDN RALEUS. doi:10.22449/2413-5577-2020-2-5-16
14. Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Современные исследования динамики вод в северо-западной части Черного моря по данным LADCP // ИнтерКарто. ИнтерГИС. Геоинформационное обеспечение устойчивого развития территорий : Материалы Международной конференции. М. : Географический факультет МГУ, 2021. Т. 27. Ч. 3. С. 5–15. EDN XRBYDE. doi:10.35595/2414-9179-2021-3-27-5-15

15. Структура течений в Черном море по результатам наблюдений *LADCP* в 2004–2014 гг. / А. Н. Морозов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 1. С. 27–42. EDN XSWBAD. doi:10.22449/0233-7584-2017-1-27-42
16. Морозов А. Н., Маньковская Е. В. Сезонная изменчивость структуры течений в северной части Черного моря по данным натурных наблюдений 2016 г. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2019. Т. 12, № 1. С. 15–20. EDN TCIRMJ. doi:10.7868/S2073667319010027
17. Морозов А. Н., Лемешко Е. М. Методические аспекты использования акустического доплеровского измерителя течений (ADCP) в Черном море // Морской гидрофизический журнал. 2006. № 4. С. 31–48. EDN YOFQNN.
18. Морозов А. Н. Статистика чисел Ричардсона по данным наблюдений с океанографической платформы // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2018. Вып. 2. С. 39–46. EDN YLLQKT. doi:10.22449/2413-5577-2018-2-39-46
19. Miles J. W. On the stability of heterogeneous shear flows // Journal of Fluid Mechanics. 1961. Vol. 10, iss. 4. P. 496–508. doi:10.1017/S0022112061000305
20. Toole J., Schmitt R. Small-scale structures in the north-west Atlantic sub-tropical front // Nature. 1987. Vol. 327. P. 47–49. <https://doi.org/10.1038/327047a0>
21. Garrett C., Munk W. Space-time scales of internal waves: A progress report // Journal of Geophysical Research. 1975. Vol. 80, iss. 3. P. 291–297. <https://doi.org/10.1029/JC080i003p00291>
22. Cairns J. L., Williams G. O. Internal wave observations from a midwater float, 2 // Journal of Geophysical Research. 1976. Vol. 81, iss. 12. P. 1943–1950. <https://doi.org/10.1029/JC081i012p01943>
23. Fer I. Scaling turbulent dissipation in an Arctic fjord // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography. 2006. Vol. 53, iss. 1–2. P. 77–95. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.01.003>
24. Munk W., Wunsch C. Abyssal recipes II: energetics of tidal and wind mixing // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 1998. Vol. 45, iss. 12. P. 1977–2010. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00070-3)
25. Морозов А. Н., Маньковская Е. В., Федоров С. В. Инерционные колебания в северной части Черного моря по данным натурных наблюдений // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2021. Т. 14, № 1. С. 43–53. EDN UCLNDV. doi:10.7868/S2073667321010044
26. Munk W. H., Anderson E. R. Notes on a theory of the thermocline // Journal of Marine Research. 1948. Vol. 7, iss. 3. P. 276–295.
27. Kunze E., Williams III A. J., Briscoe M. G. Observations of shear and vertical stability from a neutrally buoyant float // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1990. Vol. 95, iss. C10. P. 18127–18142. <https://doi.org/10.1029/JC095iC10p18127>
28. Polzin K. Statistic of the Richardson number: mixing models and finestructure // Journal of Physical Oceanography. 1996. Vol. 26, iss. 8. P. 1409–1425. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<1409:SOTRNM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<1409:SOTRNM>2.0.CO;2)
29. Морозов А. Н. Спектральные характеристики инерционных колебаний в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2001. Вып. 2. С. 61–69. EDN WPTWDE.

30. Энергетический спектр скорости течения в глубокой части Черного моря / А. А. Клювиткин [и др.] // Доклады Академии наук. 2019. Т. 488, № 5. С. 550–554. EDN RUPYJT. doi:10.31857/S0869-56524885550-554
31. Seasonal variability of near-inertial internal waves in the deep central part of the Black Sea / E. Khimchenko [et al.] // Journal of Marine Science and Engineering. 2022. Vol. 10, iss. 5. 557. <https://doi.org/10.3390/jmse10050557>
32. Turbulent diapycnal mixing in the Nordic seas / A. C. Naveira Garabato [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2004. Vol. 109, iss. C12. C12010. <https://doi.org/10.1029/2004JC002411>
33. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь, 2011. 212 с. EDN XPERZR.
34. *Кутас Р. И.* Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления // Геофизический журнал. 2010. Т. 32, № 6. С. 135–158. EDN ZRSZKJ.
35. *Stanev E. V., Chtirkova B., Peneva E.* Geothermal convection and double diffusion based on profiling floats in the Black Sea // Geophysical Research Letters. 2021. Vol. 48, iss. 2. e2020GL091788. <https://doi.org/10.1029/2020GL091788>
36. Пространственная структура течений у Гераклейского полуострова по данным ADCP-наблюдений 2015 г. / А. Н. Морозов [и др.] // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. Севастополь : МГИ РАН, 2016. Вып. 1. С. 73–79. EDN VUYZOP.
37. Late summer stratification, internal waves, and turbulence in the Yellow Sea / Zh. Liu [et al.] // Journal of Marine Systems. 2009. Vol. 77, iss. 4. P. 459–472. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.001>

Поступила 26.09.2022 г.; одобрена после рецензирования 25.10.2022 г.;
принята к публикации 02.11.2022 г.; опубликована 23.12.2022 г.

Об авторах:

Морозов Алексей Николаевич, старший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0001-9022-3379**, **Scopus Author ID: 7202104940**, **ResearcherID: ABB-4365-2020**, *anmorozov@mhi-ras.ru*

Маньковская Екатерина Викторовна, старший научный сотрудник, Морской гидрофизический институт РАН (299011, Россия, Севастополь, ул. Капитанская, 2), кандидат технических наук, **ORCID ID: 0000-0002-4086-1687**, **Scopus Author ID: 57192647961**, **ResearcherID: AAB-5303-2019**, *emankovskaya@mhi-ras.ru*

Заявленный вклад авторов:

Морозов Алексей Николаевич – постановка проблемы, обработка, анализ и описание результатов исследования, подготовка текста статьи и графических материалов

Маньковская Екатерина Викторовна – обработка данных измерений, сбор информации для исследования, обсуждение результатов, коррекция текста статьи

Все авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.