

УДК551.465

## ДИАПИКНИЧЕСКИЙ ОБМЕН В ОСНОВНОМ ПИКНОКЛИНЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

© 2025 г. А. Н. Морозов\*

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия*

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

Поступила в редакцию 03.10.2024 г.

После доработки 21.10.2024 г.

Принята к публикации 18.12.2024 г.

В статье обсуждаются вопросы применения параметризации G03 для расчета коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по вертикальным профилям плотности воды и скорости течения. Работа основана на обработке данных, полученных в 95-м рейсе НИС “Профессор Водяницкий” с разрешением по глубине около 10 метров в центральном секторе северной части Черного моря с 16 июня по 4 июля 2017 г. Измерения профилей солёности и температуры воды были выполнены с помощью зонда SBE911plus, а скорости течения — с помощью погружаемого акустического доплеровского профилимера течений LADCP. Передаточные функции процесса измерения параметров, расчета вертикальных производных на конечных приращениях и обработки данных учитывались при интегрировании канонического спектра внутренних волн. Подробно рассмотрены результаты расчета коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в основном пикноклине на изопикнической поверхности со значением условной плотности  $15 \text{ кг/м}^3$ , которая характеризовалась максимумом частоты плавучести. В области Основного черноморского течения наблюдалась интенсификация диапикнического перемешивания. Значение коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в максимуме составило  $1.3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ , в центре и на периферии моря —  $0.4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $0.65 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  соответственно. Оценки потоков тепла, соли и кислорода были наибольшими также в области Основного черноморского течения. Потоки в центре и на периферии моря в 1.5–3 раза меньше их значений в максимуме.

**Ключевые слова:** Черное море, вертикальное турбулентное перемешивание, основной пикноклин, диапикнический обмен, сдвиг скорости течения, Основное черноморское течение

**DOI:** 10.31857/S0030157425040043

### ВВЕДЕНИЕ

Вертикальное турбулентное перемешивание играет важную роль в модификации водных масс, поддержании стратификации и модуляции крупномасштабной циркуляции [21]. Оно является основным механизмом диапикнического обмена теплом, солью и иными субстанциями в морской стратифицированной среде и, как следствие, оказывает влияние на интенсивность протекания биогеохимических процессов и функционирование морской экосистемы [2]. Эти факторы определяют актуальность натурных исследований процессов вертикального турбулентного перемешивания на протяжении многих десятилетий.

Перемешивание в стратифицированной морской среде ассоциируется с обрушением внутренних волн и сдвиговой неустойчивостью [25]. Внутренние волны являются доминирующим источником мелкомасштабных вариаций ско-

рости течения в диапазоне частот от локальной инерционной до частоты плавучести. Они действуют как посредник между почти равными по мощности механизмами накачки (ветер и приливы) [22] и случайной диссипацией в тепло [25, 12]. Черное море является бесприливным, поэтому единственным источником внутренних волн, в конечном счете, является ветер. Его циклоническая завихренность на масштабах моря определяет характер крупномасштабной циркуляции вод, а пространственно-временная изменчивость более мелких масштабов может приводить к неустойчивости течений, которая является основным механизмом генерации внутренних волн в глубоководной части моря.

В настоящее время оценки параметров турбулентного перемешивания, полученные из микроструктурных данных специальных инструментов с разрешением  $O(1 \text{ см})$ , считаются наиболее

объективными [2]. Однако использование микроструктурных зондов ограничивается дороговизной аппаратуры и значительными временными затратами при проведении измерений [28]. Из литературы известны два случая применения микроструктурных зондов в глубоководной части Черного моря [18, 2]. В работе [18] на основе микроструктурных измерений, выполненных в марте – апреле 2003 г. в западной части моря, было получено, что в оксиклине коэффициент вертикального турбулентного перемешивания составил всего  $1 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ . В работе [2] получено, что для восточной части моря в основном пикноклине коэффициент вертикальной турбулентной диффузии в июле 2005 г. составил около  $4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ , отмечается интенсификация вертикального перемешивания в присутствии выраженных мезомасштабных структур и развитой струи Основного черноморского течения (ОЧТ).

Наравне с микроструктурными данными для оценки параметров турбулентного перемешивания широко используются синхронные профили плотности и скорости течения, измеренные с разрешением по глубине 0 (10 м) [14]. Данные такого рода для Черного моря являются массовыми благодаря автономному зонду-профилографу “Аквалог”, установленному на кромке шельфа вблизи г. Геленджик [3], и широкомасштабным гидрологическим съемкам, выполненным в северо-восточной части моря в экспедициях Морского гидрофизического института 2016–2021 гг. [6]. Данные зонда “Аквалог” позволили детально исследовать временную эволюцию вертикальной структуры турбулентного перемешивания с использованием параметризации, основанной на значениях числа Ричардсона [10, 23]. В работе [5] приведен средний профиль коэффициента вер-

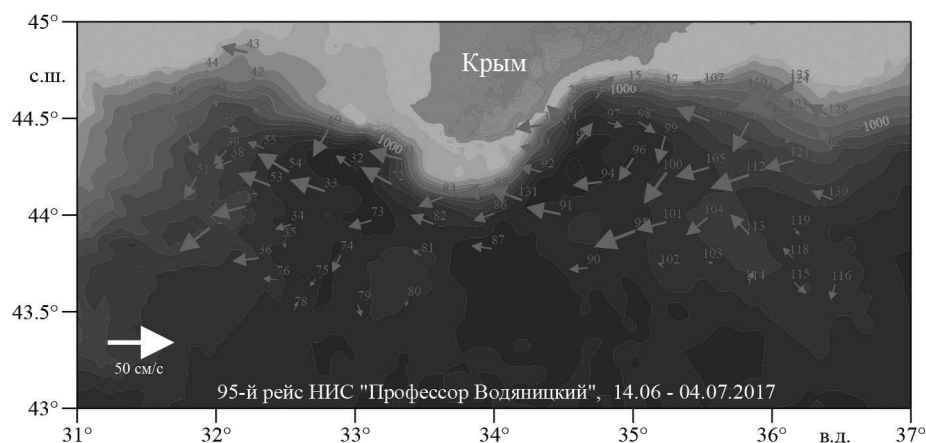
тикальной турбулентной диффузии в слое 100–500 м, полученный с использованием параметризации *G03* [17] на основе данных, собранных в северо-западной части моря в мае 2004 года.

Горизонтальное распределение параметров вертикального перемешивания в Черном море остается практически не изученным вопросом, который и является основной темой данной статьи.

## ПРИБОРЫ И ДАННЫЕ

В работе использованы профили температуры, солёности и скорости течения, собранные в 95-м рейсе “Профессор Водяницкий”, проходившем в северной части Черного моря ( $31^\circ - 37^\circ \text{ в.д.}$ ,  $43^\circ - 45^\circ \text{ с.ш.}$ ) с 14 июня по 4 июля 2017 г. Измерения выполнялись на дрейфовых станциях, расположенных относительно равномерно в районе проведения измерений, среднее расстояние между соседними станциями составило около 20 км (рис. 1). Профили температуры и солёности измерялись CTD-зондом *SBE911+*. Измерение профилей горизонтальных компонент вектора скорости течения выполнялось погружаемым акустическим доплеровским профилометром течений (LADCP) на основе *WHM300 (Work Horse Monitor)*, рабочая частота 300 кГц. Размер сегмента глубины устанавливался 4 метра, использовался широкополосный метод, скорость погружения/подъема составляла около 0.5 м/с.

В Черном море изопикнические поверхности имеют куполообразную форму в результате доминирования крупномасштабной циклонической циркуляции. Их глубина увеличивается в направлении от центра моря к континентальному склону. В работе [7] получено, что измеренные на изопикнической поверхности значения температуры,



**Рис. 1.** Схема расположения гидрологических станций в 95-м рейсе НИС “Профессор Водяницкий”, проходившем с 16 июня по 4 июля 2017 г. Красные стрелки – скорость течения на глубине 20 метров. Числовые маркеры – номера станций в хронологическом порядке.

солености, кислорода и модуля скорости течения проявляют хорошо выраженные зависимости от глубины залегания изопикны. Это позволяет использовать зависимости параметров от глубины изопикнической поверхности для определения относительного положения особенностей их распределения. В данной работе, с целью выделения крупномасштабных черт распределения гидрологических параметров, использовались их зависимости от глубины залегания  $H$  изопикны со значением условной плотности  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$  ( $H_{15}$ ), характеризующейся максимумом частоты плавучести в основном пикноклине [4, 6]. В соответствии с [7], отношение приращения горизонтального расстояния к приращению  $H_{15}$  составило около 2 км на 1 м.

Для того чтобы определить характерные особенности динамики вод, была построена зависимость модуля скорости течения, измеренного на глубине 20 м, от глубины  $H_{15}$  (рис. 2 слева, серые точки — исходные данные, сплошная черная линия — аппроксимирующий полином третьей степени). Среднеквадратическое отклонение исходных данных от аппроксимирующего полинома составило 5.4 см/с и может определяться инерционными колебаниями [1, 9]. Максимум аппроксимирующего полинома соответствует глубине  $H_{15} = 76 \text{ м}$ . Значения скорости более 20 см/с наблюдаются в диапазоне значений  $H_{15}$  от 61 м (левая граница) до 91 м (правая граница). В этом же диапазоне глубин  $H_{15}$  наблюдается исключительно западное направление ( $180^\circ$ – $360^\circ$  по часовой стрелке от Севера) вектора скорости течения (рис. 2 справа), что подчеркивает циклонический характер циркуляции. Ближе к центру моря ( $H_{15} < 61 \text{ м}$ ) западное и восточное на-

правления течения наблюдаются в отношении 76% и 24% соответственно, ближе к свалу глубин ( $H_{15} > 91 \text{ м}$ ) — 52% и 48%.

Диапазон глубин со средней скоростью течения больше 20 см/с можно рассматривать как область Основного черноморского течения. В соответствии с работой [7], для данной экспедиции распределения температуры и солености на изопикне  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$  проявляют согласованную с положением ОЧТ изменчивость, а его ширина составляет около 50 км.

Далее по тексту обсуждаются распределения параметров на изопикнической поверхности  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$ , которые рассчитывались по измеренным профилям с использованием линейной интерполяции.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Для оценки параметров вертикального турбулентного перемешивания по данным измерений профилей плотности и скорости течения, выполненных с разрешением по вертикали около 10 м, использовалась параметризация G03 [17, 20]. Исторически параметризация развивалась с теоретической работы [19], с последующим практическим использованием ее результатов [16, 29], получила развитие в работе [26] и в конечной редакции представлена в работах [17, 20]. В настоящее время широкое применение параметризации G03 обусловлено хорошей сопоставимостью рассчитанных параметров вертикального турбулентного перемешивания с их значениями, оцененными по данным микроструктурных измерений в различных районах Мирового океана [14, 28, 15, 11, 27].

Исходные данные (на изопикне  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$ )

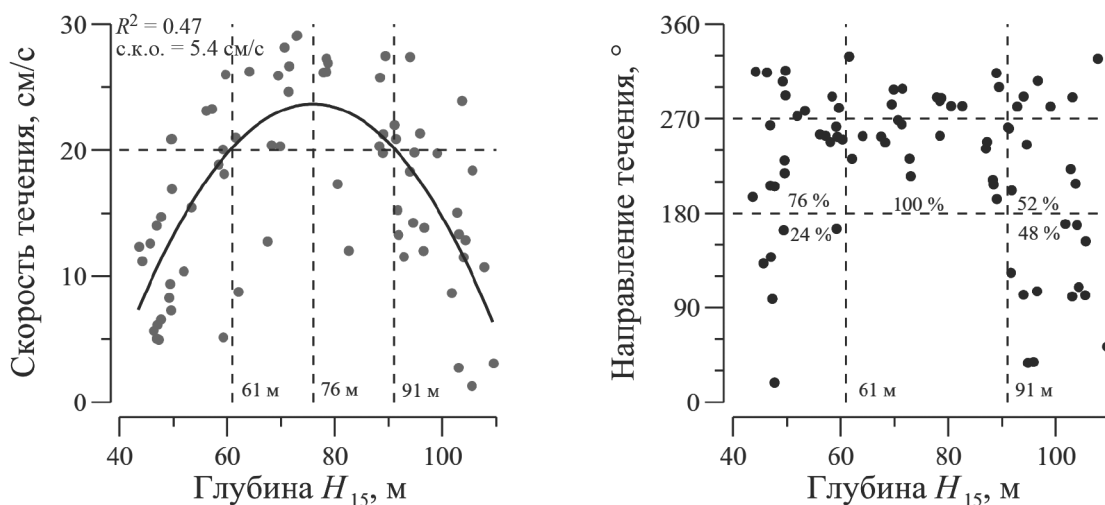


Рис. 2. Скорость течения на глубине 20 м в зависимости от глубины  $H_{15}$ : слева — модуль вектора скорости (сплошная черная линия — аппроксимирующий полином третьей степени); справа — направление вектора скорости течения.

для расчета параметров вертикального перемешивания приведены на рис. 3 (серые точки — измеренные значения параметра для каждой из станций, черные квадратики — осредненные по 20-метровым интервалам глубины  $H_{15}$  их значения). Зависимость квадрата частоты плавучести ( $N^2 = \frac{g}{\rho} \cdot \rho_z$ , где  $g$  — ускорение свободного падения,  $\rho$  — плотность,  $\rho_z$  — ее производная по глубине) от  $H_{15}$  представлена на рис. 3а, где черная сплошная линия — аппроксимирующий полином второй степени ( $N_{Fit}^2$ ). Зависимость квадрата отклонения частоты плавучести от аппроксимирующей функции ( $\delta^2 = (N^2 - N_{Fit}^2)^2$ ) глубины  $H_{15}$  показана на рис. 3б (черная сплошная линия — аппроксимирующая линейная функция ( $\delta_{Fit}^2$ )). Зависимость квадрата сдвига скорости течения ( $Sh^2 = U_z^2 + V_z^2$ , где  $U_z$  и  $V_z$  — производные по глубине восточной и северной компонент вектора скорости течения) от глубины  $H_{15}$  представлена на рис. 3в (черная сплошная линия — аппроксимирующая линейная функция  $Sh_{Fit}^2$ ). Все приведенные зависимости показывают убывание параметра с глубиной  $H_{15}$ , при этом не выявляют особенностей в области ОЧТ.

Известно, что данные о сдвиге скорости течения и частоте плавучести, полученные на приращениях глубины 10 метров, непосредственно не проявляют корреляции с интенсивностью микромасштабных процессов [24], поэтому в параметризациях используются их средние значения. Для расчета коэффициента вертикального турбулентного перемешивания ( $K_{G03}$ ) в данной работе были использованы функциональные зависимости параметров от глубины  $H_{15}$ , получен-

ные на основе аппроксимации осредненных по 20-метровым интервалам их значений методом наименьших квадратов.

Прикладные формулы для расчетов [20]:

$$K_{G03} = K_0 \cdot \left( \frac{Sh_{Fit}^2}{Sh_{GM76\_ADCP}^2} \right)^2 \cdot h_1(R_\omega) \cdot j\left(\frac{f}{N_{Fit}}\right),$$

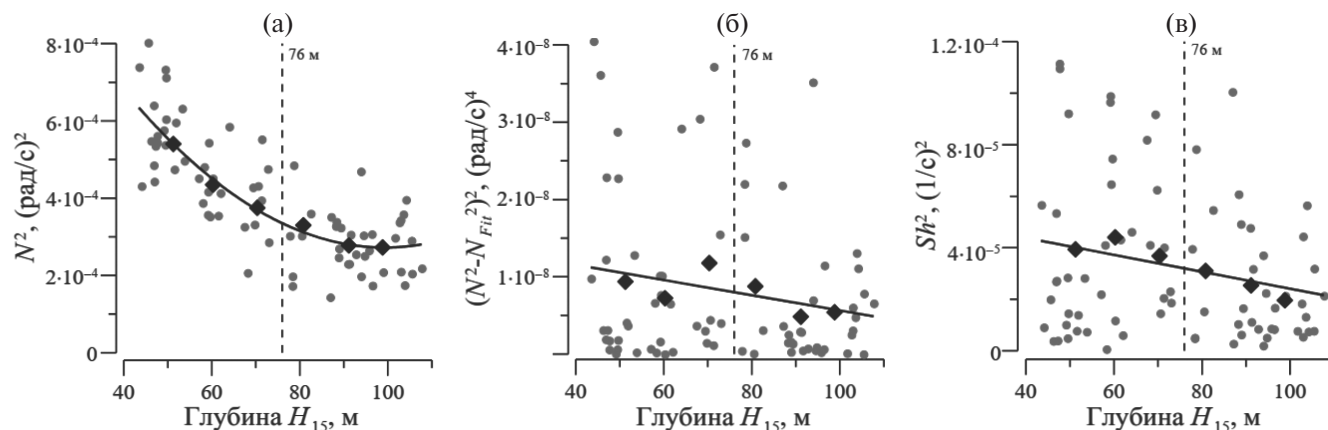
$$h_1(R_\omega) = \frac{3(R_\omega + 1)}{2\sqrt{2}R_\omega\sqrt{R_\omega - 1}},$$

$$j(f/N_{Fit}) = \frac{f \operatorname{arccosh}(N_{Fit}/f)}{f_{30} \operatorname{arccosh}(N_0/f_{30})},$$

где  $K_0 = 5 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ ,  $f$  — локальная инерционная частота на  $44^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $f_{30}$  — инерционная частота на  $30^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $N_0 = 5.24 \cdot 10^{-3} \text{ рад/с}$ .  $Sh_{GM76\_ADCP}^2$  рассчитывался для канонического спектра внутренних волн GM76 с учетом разрешения по глубине LADCP-измерений скорости течения [8]:

$$Sh_{GM76\_LADCP}^2 = \int_0^{100} \Phi_{Sh\_GM76}(k) \cdot H_{ADCP}(k) \times \\ \times H_{Dif\_ADCP}(k) \cdot H_{DP\_ADCP}(k) \cdot dk,$$

где  $\Phi_{Sh\_GM76}(k)$  — спектр сдвигов скорости течения для спектра GM76 [13] в пространстве вертикальных волновых чисел ( $k$ ),  $H_{ADCP}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^4$  — передаточная функция пространственного осреднения, свойственного ADCP,  $H_{Dif\_ADCP}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^2$  — передаточная функция дифференцирования на приращении глубины 4 м,  $H_{DP\_ADCP}(k) =$



**Рис. 3.** Значения параметров на изоикне  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$  (серые точки — исходные данные, черные квадратики — осредненные по 20-метровым интервалам): (а) — зависимость квадрата частоты плавучести от глубины  $H_{15}$  (сплошная линия — полином второй степени); (б) — зависимость квадрата отклонения квадрата частоты плавучести от аппроксимирующего полинома (сплошная линия — полином первой степени); (в) — зависимость квадрата измеренного сдвига (сплошная линия — полином первой степени).



$= (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^4$  – передаточная функция фильтрации оконного типа при обработке данных.

Сдвиг/деформация отношение  $R_\omega = \frac{Sh^2}{N^2 \cdot \xi_z^2}$  [26]

$(\xi_z^2 = \frac{(N^2 - N_{Fit}^2)^2}{N_{Fit}^4} = \frac{\delta^2}{N_{Fit}^4})$  – деформация) интер-

претируется как отношение кинетической и потенциальной энергии внутренних волн и для спектра  $GM76$  составляет 3 [13]. Расчет этого соотношения проводился с учетом различия передаточных функций осреднения по глубине при обработке данных по плотности и скорости течения из следующего соотношения:

$$R_\omega \approx \frac{Sh_{GM76}^2}{N_{Fit}^2 \cdot \xi_{zGM76}^2} \cdot \frac{Sh_{Fit}^2 / Sh_{GM76\_ADCP}^2}{\xi_z^2 / \xi_{zGM76\_CTD}^2} =$$

$$= 3 \cdot \frac{Sh_{Fit}^2 \cdot N_{Fit}^2}{\delta_{Fit}^2} \cdot \frac{N_{Fit}^2 \cdot \xi_{zGM76\_CTD}^2}{Sh_{GM76\_ADCP}^2},$$

где  $\xi_{zGM76\_CTD}^2 = \int_0^{100} \Phi_{\xi_{zGM76}}(k) \cdot H_{Dif\_CTD}(k) \cdot H_{DP\_CTD}(k) \cdot dk$ ,

$\Phi_{\xi_{zGM76}}(k)$  – спектр деформации  $GM76$  [13],

$H_{Dif\_CTD}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^2$  – передаточная функция дифференцирования на приращении

глубины 4 м,  $H_{DP\_CTD}(k) = (\sin(\pi 4k)/(\pi 4k))^4$  – передаточная функция обработки CTD-данных.

После соответствующего интегрирования получим отношение, которое использовалось при рас-

четах:  $R_\omega \approx 2.1 \cdot \frac{Sh_{Fit}^2 \cdot N_{Fit}^2}{\delta_{Fit}^2}$ .

На рис. 4 слева приведены результирующие зависимости вспомогательных параметров от

глубины  $H_{15}$ . Поведение  $R_\omega$  проявляет черты, подобные изменению квадрата частоты плавучести (рис. 3а) и выявляет наличие минимума вблизи правой границы ОЧТ. Возрастание параметра ближе к центру моря может объясняться увеличением энергии внутренних волн с частотой, близкой к инерционной [1]. Кинетическая энергия таких волн значительно превосходит их потенциальную энергию [9]. Дрифтерные наблюдения показывают рост энергии инерционных колебаний ближе к центру Черного моря приблизительно в полтора раза по отношению к их энергии, измеренной в районе континентального склона [1]. Параметр  $j$ , зависящий от стратификации и широты, проявляет слабую изменчивость и в среднем составляет около 1.65. Множитель  $h_1$ , характеризующий отличие параметров спектра внутренних волн от канонического вида  $GM76$ , показывает наличие максимума вблизи правой границы ОЧТ и уменьшение его значения в два раза в направлении центра моря.

Результирующие зависимости коэффициента вертикального турбулентного перемешивания на изопикнической поверхности со значением условной плотности  $\sigma_t = 15$  кг/м<sup>3</sup> в зависимости от глубины ее залегания  $H_{15}$  приведены на рис. 4 справа. Красная линия соответствует параметризации  $G03$ , синяя – параметризации  $G89$

$K_{G89} = K_0 \cdot \left( \frac{Sh_{Fit}^2}{Sh_{GM76\_ADCP}^2} \right)^2$  [16]. Обе зависимости

показывают наличие максимума между центром и правой границей ОЧТ, при этом абсолютные значения коэффициента в максимуме отличаются более чем в два раза. По сути, параметризация  $G89$  пропорциональна четвертой степени отношения измеренного сдвига к его значению,

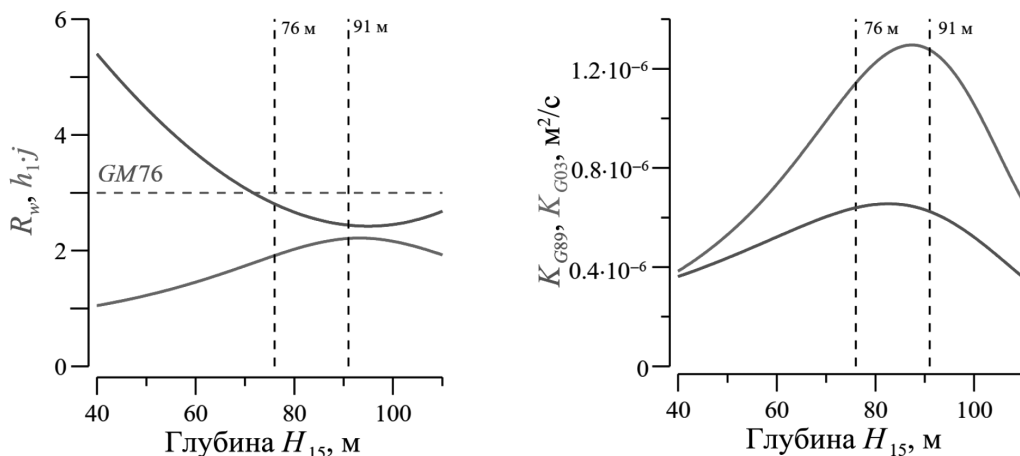


Рис. 4. Слева – зависимости отношения сдвиг/деформация ( $R_\omega$  – синяя линия) и поправочного коэффициента ( $h_1 \cdot j$  – красная линия) от глубины  $H_{15}$ , полученные на основе аппроксимирующих полиномов. Справа – зависимости коэффициента вертикальной турбулентной диффузии для параметризаций  $G89$  (синяя линия) и  $G03$  (красная).

определенному по каноническому спектру *GM76*. В то время как сдвиг не проявляет особенностей в области ОЧТ, его отношение к сдвигу *GM76* показывает наличие слабовыраженного максимума справа от центра ОЧТ, который в параметризации *G03* усиливается множителем, учитывающим отклонение спектра внутренних волн от канонического вида *GM76*. Расчетные значения коэффициента  $K_{G03}$  (около  $4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ) вблизи центра моря сопоставимы с коэффициентом молекулярной диффузии тепла ( $1.4 \cdot 10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$ ), а в максимуме достигают  $1.3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ . В итоге получился ожидаемый результат [2] — максимум коэффициента перемешивания наблюдается в области ОЧТ и смещен вправо от его центра. Абсолютные значения коэффициента могут вызывать сомнения в силу его малости, но этот вопрос экспериментально решается исключительно сопоставлением с данными микроструктурных измерений.

Знание коэффициента вертикального турбулентного перемешивания, в первую очередь, необходимо для оценки вертикальных потоков тепла, соли и иных субстанций. Для примера, на рис. 5 приведена зависимость потока тепла через изопикническую поверхность  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$  от глубины  $H_{15}$ . Серые кружочки — исходные значения вертикального градиента температуры ( $T_z$ ), пунктирные кривые — аппроксимирующий полином второй степени  $T_{zFit}$  (правая шкала), сплошные черные линии — рассчитанные значения потока тепла (левая шкала). Поток тепла рассчитывался по соотношению  $F_{HeatG03} = \rho \cdot C_W \cdot K_{G03} \cdot T_{zFit}$ , где  $C_W = 4200 \text{ Дж}/(\text{°C} \cdot \text{кг})$  — теплоемкость воды.

На рис. 6 приведены аналогично рассчитанные потоки соли и кислорода. Поток соли рассчитывался из соотношения  $F_{SaltG03} = \rho \cdot K_{G03} \cdot S_{zFit}$ . Поток кислорода  $F_{O_2G03} = K_{G03} \cdot O_{2zFit}$ . Распределения

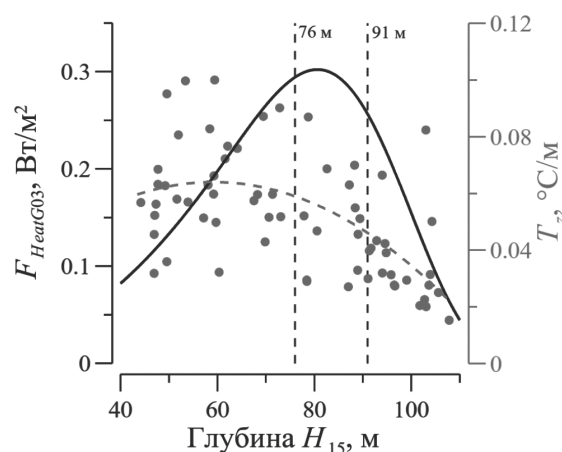


Рис. 5. Зависимость потока тепла через изопикническую поверхность  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$  от глубины  $H_{15}$  (левая шкала, черная линия). Зависимость вертикального градиента температуры от  $H_{15}$  (правая шкала, серые точки — исходные данные, серая пунктирная линия — аппроксимирующий полином).

потоков тепла, соли и кислорода показывают наличие максимума абсолютного значения в области ОЧТ, который, в основном, определяется интенсификацией вертикального перемешивания.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе использованы профили скорости течения и гидрологических параметров, полученные в 95-м рейсе НИС “Профессор Водяницкий”, проходившем в центральном секторе северной части Черного моря с 16 июня по 4 июля 2017 года.

Предложена методика расчета коэффициента вертикальной турбулентной диффузии с использованием параметризации *G03* (*GHP*) по профилям скорости течения и плотности, полученным с разрешением по глубине около 10 метров.

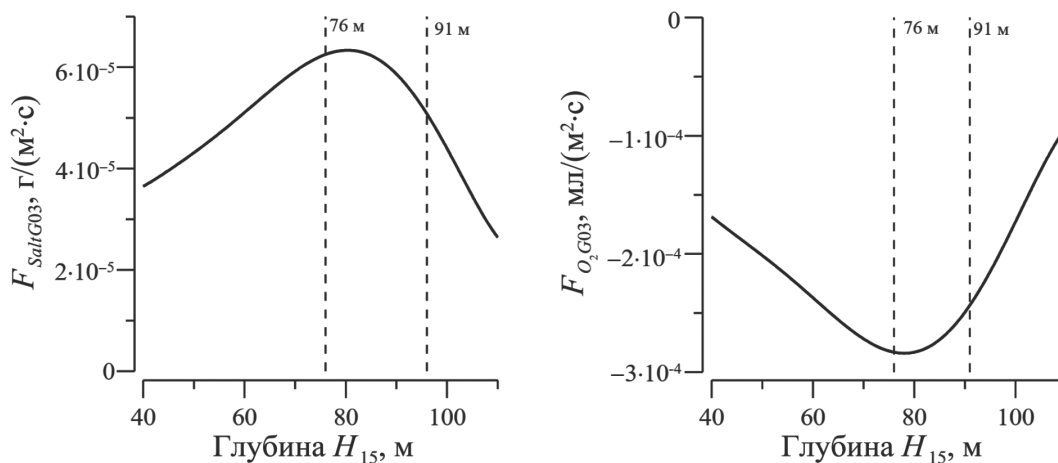


Рис. 6. Потоки соли (слева) и кислорода (справа) через изопикническую поверхность  $\sigma_t = 15 \text{ кг/м}^3$  в зависимости от глубины  $H_{15}$ .

Различие разрешения по глубине измерений скорости течения и плотности корректировалось при интегрировании канонического спектра внутренних волн с учетом различия передаточных функций процессов измерения и обработки данных.

Выполнены расчеты коэффициента вертикальной турбулентной диффузии в слое основного пикноклина для изопикнической поверхности со значением плотности  $15 \text{ кг/м}^3$ , характеризующейся максимумом частоты плавучести. Зависимость этого коэффициента от глубины залегания изопикны показала наличие максимума в области Основного черноморского течения, где его значение составило  $1.3 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ . Значения параметра в центре моря и на его периферии оказались равными  $0.4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  и  $0.65 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$  соответственно. Абсолютные значения коэффициента вертикального турбулентного перемешивания могут вызывать сомнения в силу их малости. Для экспериментального решения этого вопроса необходимо проведение синхронных микроструктурных и мелкомасштабных измерений.

Рассчитанные потоки тепла, соли и кислорода также показали интенсификацию диапикнического обмена в области Основного черноморского течения. Значения этих потоков в максимуме составили  $0.3 \text{ Вт/м}^2$ ,  $6.3 \cdot 10^{-5} \text{ г/м}^2 \cdot \text{с}$  и  $2.8 \cdot 10^{-4} \text{ мл/м}^2 \cdot \text{с}$  соответственно. Значения потоков в центре и на периферии моря были в 1.5–3 раза меньше.

**Благодарности.** Работа выполнена в рамках государственного задания по теме FNNN-2024-0012 “Оперативная океанология”.

**Финансирование работы.** Данная работа финансировалась за счет бюджета института. Никаких дополнительных грантов на проведение или руководство данным конкретным исследованием получено не было.

**Конфликт интересов.** Автор данной работы заявляет, что у него нет конфликта интересов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Журбас В.М., Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В. и др. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрифтерным данным // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 1. С. 34–48.
2. Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О. и др. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 3. С. 327–339.
3. Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др. Подспутниковый полигон для изучения гидрофизических процессов в шельфово-склоновой зоне Черного моря // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. № 1. С. 16–29.
4. Морозов А.Н., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др. Вертикальная структура в верхней части континентального склона Черного моря в районе Геленджика // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. Т. 53. № 6. С. 718–727. <https://doi.org/10.7868/S000335151706006X>
5. Морозов А.Н., Лемешко Е.М. Оценка вертикальной турбулентной диффузии по данным STD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 1. С. 58–67.
6. 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. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2020-2-5-16>
7. Морозов А.Н., Маньковская Е.В. Пространственные характеристики холодного промежуточного слоя Черного моря летом 2017 года // *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т. 37. № 4. С. 436–446. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-4-436-446>
8. 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. <https://doi.org/10.22449/2413-5577-2022-4-25-38>
9. 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. <https://doi.org/10.7868/S2073667321010044>
10. Подымов О.И., Зацепин А.Г., Островский А.Г. Вертикальный обмен в черноморском пикноклине и его связь с динамикой вод // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 4. С. 546–559.
11. Baumann T.M., Fer I., Schulz K., Mohrholz V. Validation finescale parameterizations for the Eastern Arctic Ocean internal wave field // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2023. V. 128. e2022JC018668. <https://doi.org/10.1029/2022JC018668>
12. Chinn B.S., Alford M.H. The Impact of observed variations in the shear-to-strain ratio of internal waves on inferred turbulent diffusivities // *Journal of Physical Oceanography*. 2016. V. 46. P. 3299–3320.
13. Fer I. Scaling turbulent dissipation in Arctic fjord // *Deep-Sea Research. Part II*. 2006. V. 53. P. 77–95.
14. Ferron B., Kokoszka F., Mercier H., Lherminier P. Dissipation rate estimates from microstructure and finescale internal wave observations along the A25 Greenland–Portugal OVIDE Line // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. 2014. V. 1. № 31. P. 2530–2543.
15. Fine E.C., Alford M.H., MacKinnon J.A., Mickett J.B. Microstructure mixing observations and finescale

- parameterizations in the Beaufort Sea // *Journal of Physical Oceanography*. 2021. V. 51. P. 19–35. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-19-0233.1>
16. Gregg M.C. Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989. V. 94. Issue C7. P. 9686–9698. <https://doi.org/10.1029/JC094iC07p09686>
  17. Gregg M.C., Sanford T.B., Winkel D.P. Reduced mixing from the breaking of internal waves in equatorial waters // *Nature*. 2003. V. 402. P. 513–515.
  18. 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. V. 32. L03604. <https://doi.org/10.1029/2004GL021580>
  19. Henyey E.S., Wright J., Flatte S.M. Energy and action flow through the internal wave field: an eikonal approach // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1986. V. 91. P. 8487–8495.
  20. Kunze E., Firing E., Hummon J.M. et al. Global abyssal mixing inferred from lowered ADCP shear and CTD strain profiles // *Journal of Physical Oceanography*. 2006. V. 36. P. 1553–1576.
  21. Munk W.H. Abyssal recipes // *Deep-Sea Research*. 1966. V. 13. P. 707–730. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(66\)90602-4](https://doi.org/10.1016/0011-7471(66)90602-4)
  22. Munk W., Wunsch C. Abyssal recipes II: Energetics of tidal and wind mixing // *Deep-Sea Research*. 1998. Part I. V. 45. P. 1977–2010. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00070-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00070-3)
  23. Podymov O.I., Zatsepin A.G., Ostrovskii A.G. Fine structure of vertical density distribution in the Black Sea and its relation with vertical turbulent exchange // *Journal of Marine Science and Engineering*. 2023. V. 11. 170. <https://doi.org/10.3390/jmse110100170>
  24. Polzin K. Statistic of the Richardson number: mixing models and finestructure // *Journal of Physical Oceanography*. 1996. V. 26. P. 1409–1425.
  25. Polzin K.L., Garabato A.C.N., Huussen T.N. et al. Finescale parameterizations of turbulent dissipation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2014. V. 119. P. 1383–1419. <https://doi.org/10.1002/2013JC008979>
  26. Polzin K.L., Toole J.M., Smith R.W. Finescale parameterizations of turbulent dissipation // *Journal of Physical Oceanography*. 1995. V. 25. P. 306–328.
  27. Sasaki Y., Yasuda I., Katsumata K. et al. Turbulence across the Antarctic Circumpolar Current in the Indian Southern Ocean: Micro-temperature measurements and finescale parameterizations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2024. V. 129. e2023JC019847. <https://doi.org/10.1029/2023JC019847>
  28. Takahashi A., Hibiya T. Assessment of finescale parameterizations of deep ocean mixing in the presence of geostrophic current shear: results of microstructure measurements in the Antarctic Circumpolar Current region // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. V. 124. P. 135–153. <https://doi.org/10.1029/2018JC014030>
  29. Wijesekera H., Padman L., Dillon T. et al. The application of internal-wave models to a region of strong mixing // *Journal of Physical Oceanography*. 1993. V. 23. P. 269–286.

## DIAPYCNAL EXCHANGE IN THE MAIN PYCNOCLINE OF THE BLACK SEA

A. N. Morozov\*

*Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia*

\*anmorozov@mhi-ras.ru

The article discusses the application of G03 parameterization for calculating the vertical turbulent diffusion coefficient from vertical profiles of water density and current velocity. The work is based on the processing of data obtained during the 95th cruise of the R/V Professor Vodyanitsky with a depth resolution of about 10 meters in the central sector of the northern Black Sea from June 16 to July 4, 2017. Measurements of salinity and water temperature profiles were carried out using the *SBE911plus* probe, and current velocity – using the LADCP lowered acoustic Doppler current profiler. Transfer functions of the process of parameter measurement, calculation of vertical derivatives at finite increments and data processing were taken into account when integrating the canonical spectrum of internal waves. The results of calculating the vertical turbulent diffusion coefficient in the main pycnocline on the isopycnal surface with a conditional density of 15 kg/m<sup>3</sup>, which was characterized by a maximum buoyancy frequency, are considered in detail. Intensification of diapycnal mixing was observed in the area of the Rim Current. The value of the vertical turbulent diffusion coefficient at the maximum was 1.3 · 10<sup>−6</sup> m<sup>2</sup>/s, in the center and on the periphery of the sea – 0.4 · 10<sup>−6</sup> m<sup>2</sup>/s and 0.65 · 10<sup>−6</sup> m<sup>2</sup>/s, respectively. Estimates of heat, salt and oxygen fluxes were also the highest in the area of the Rim Current. Fluxes in the center and on the periphery of the sea are 1.5–3 times less than their values at the maximum.

**Key words:** Black Sea, vertical turbulent mixing, main pycnocline, diapycnal exchange, shear, Rim Current