

## Основные закономерности вертикального турбулентного обмена в квазиоднородных и стратифицированных слоях Черного моря

А. С. Самодуров , А. М. Чухарев, Д. А. Казаков

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

 [anatol\\_samodurov@mail.ru](mailto:anatol_samodurov@mail.ru)

Поступила в редакцию 15.10.2020 г., после доработки – 13.03.2021 г.

**Цель.** Целью данной работы являлась оценка коэффициента вертикального турбулентного обмена для различных слоев Черноморского бассейна на основе полученных в Черном море с 2004 по 2019 г. экспериментальных данных о микроструктуре физических полей и полуэмпирических моделей.

**Методы и результаты.** Для верхнего квазиоднородного слоя скорость диссипации турбулентной энергии  $\epsilon$  и обменный коэффициент рассчитывались по спектрам пульсаций скорости на основании гипотез Колмогорова об инерционном интервале спектра турбулентности. В стратифицированных слоях экспериментальное определение коэффициента турбулентности и скорости диссипации проводилось как по спектрам градиентов горизонтальных пульсаций скорости, так и по вертикальным спектрам пульсаций температуры с использованием эффективного масштаба турбулентных пятен. В зависимости от особенностей гидрологического режима и преобладающих энергетических механизмов генерации турбулентности было выделено и описано пять слоев с характерными для них степенными зависимостями коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии  $K$  от частоты плавучести  $N$  в соответствии с  $1,5D$ -моделью вертикального турбулентного обмена для исследуемого бассейна. Для стратифицированных слоев был проведен сравнительный анализ  $1,5D$ -модели с другими полуэмпирическими и теоретическими моделями, описывающими наиболее вероятные гидрофизические процессы в каждом конкретном слое, получены соотношения для коэффициента вертикального турбулентного обмена в зависимости от частоты плавучести.

**Выводы.** Сопоставление собранных при различных гидрометеорологических условиях экспериментальных данных с результатами расчетов по известным моделям турбулентности для верхнего перемешанного слоя моря показало, что лучшее соответствие модельных расчетов и данных измерений дает многомасштабная модель, учитывающая все три основных механизма генерации турбулентности: сдвиг скорости течения, неустойчивость волновых движений и обрушение волн. Зависимости коэффициента турбулентного обмена от глубины определяются влиянием доминирующего источника турбулентности на данном горизонте. В стратифицированных слоях зависимость коэффициента обмена от частоты плавучести определяется гидрофизическими процессами в каждом слое, полученные соотношения для отдельных слоев отражают интенсивность вкладов вертикальной адвекции, обрушений внутренних волн, диффузии турбулентности и геотермального потока.

**Ключевые слова:** Черное море, диссипация энергии, стратифицированный слой, вертикальный турбулентный обмен, частота плавучести, измерительный комплекс, натурные измерения, модели турбулентного обмена,  $1,5D$ -модель

**Благодарности:** работа выполнена в рамках государственного задания № 0555-2021-0004 «Океанологические процессы».

**Для цитирования:** 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. doi:10.22449/0233-7584-2021-4-405-422

# Basic Regularities of Vertical Turbulent Exchange in the Mixed and Stratified Layers of the Black Sea

A. S. Samodurov <sup>✉</sup>, A. M. Chukharev, D. A. Kazakov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia  
<sup>✉</sup> [anatol\\_samodurov@mail.ru](mailto:anatol_samodurov@mail.ru)

*Purpose.* The purpose of the study is to assess the coefficient of vertical turbulent exchange for different layers of the Black Sea basin based on the experimental data on microstructure of the physical fields obtained for the period 2004–2019 in the Black Sea and using the semi-empirical models.

*Methods and Results.* For the upper mixed layer, the turbulent energy dissipation rate  $\varepsilon$  and the exchange coefficient were calculated using the velocity fluctuation spectra based on the Kolmogorov hypotheses on the turbulence spectrum inertial range. In the stratified layers, the turbulence coefficient and the dissipation rate were experimentally determined both from the spectra of the velocity horizontal fluctuations' gradients and the vertical spectra of temperature fluctuations using the concept of the effective scale of turbulent spots. Depending on the features of the hydrological regime and the prevailing energy contributors to turbulence generation, five layers were identified and described (including their characteristic power dependences of the vertical turbulent diffusion coefficients  $K$  on the buoyancy frequency  $N$ ) using the 1.5D-model of vertical turbulent exchange for the basin under study. For the stratified layers, the 1.5D-model results were comparatively analyzed with those of the other semi-empirical and theoretical models describing the most probable hydrophysical processes in each specific layer; the relations for the vertical turbulent exchange coefficient were obtained depending on the buoyancy frequency.

*Conclusions.* Comparison of the experimental data collected under different hydrometeorological conditions with the simulations resulted from the known turbulence models for the sea upper layer showed that the best agreement between the simulation and measurement data was provided by a multiscale model taking into account three basic mechanisms of turbulence generation: current velocity shear, instability of wave motions, and wave breaking. The turbulent exchange coefficient dependencies on depth are conditioned by the affect of the turbulence dominant source at a given level. In the stratified layers, the exchange coefficient dependence on buoyancy frequency is determined by the hydrophysical processes in each layer; the relations obtained for individual layers indicate intensity of the contributions of vertical advection, internal wave breakings, turbulence diffusion and geothermal flux.

**Keywords:** Black Sea, energy dissipation, stratified layer, vertical turbulent exchange, buoyancy frequency, measuring complex, field measurements, turbulent exchange models, 1.5D-model

**Acknowledgements:** the investigation was carried out within the framework of state task No. 0555-2021-0004 "Oceanological processes".

**For citation:** Samodurov, A.S., Chukharev, A.M. and Kazakov, D.A., 2021. Basic Regularities of Vertical Turbulent Exchange in the Mixed and Stratified Layers of the Black Sea. *Physical Oceanography*, [e-journal] 28(4), pp. 376-391. doi:10.22449/1573-160X-2021-4-376-391

## Введение

На протяжении последних десятилетий возрастает потребность в прогнозных оценках функционирования экосистем океанов и морей и решении связанного с этим широкого спектра научных и практических задач. С этой целью необходимо использовать данные о характере и интенсивности физических процессов обмена в деятельном слое моря, создавать адекватные модели для практических расчетов переноса биогенных элементов, загрязняющих веществ от субмаринных выпусков сточных вод и аварийных выбросов, для оценки активности вентиляции глубоководных слоев и проч. Все указанные процессы самым существенным образом зависят от турбулентного обмена

на, который, в свою очередь, обусловлен гидрологическим режимом и может изменяться в широких пределах во времени и в пространстве. Выявление закономерностей, определяющих распределение коэффициентов вертикального турбулентного обмена, – необходимое условие для объективных оценок интенсивности вертикальных потоков различных субстанций. Эти закономерности могут в дальнейшем использоваться для решения широкого круга океанологических задач.

Цель настоящей работы – обобщить многолетние результаты экспериментальных и теоретических исследований турбулентного режима в различных слоях Черного моря, чтобы дать цельную картину зависимости интенсивности турбулентного обмена от условий среды и физических процессов, влияющих на вертикальное перемешивание.

### Экспериментальные данные

Сбор экспериментальных данных осуществляется с помощью специализированного измерительного комплекса «Сигма-1», разработанного в Морском гидрофизическом институте и предназначенного для исследования микроструктуры гидрофизических полей [1]. Комплекс позволяет регистрировать широкий набор физических характеристик: пульсации скорости течения, температуру и электропроводность (включая их пульсационные величины), давление. Внешний вид комплекса различных модификаций представлен на рис. 1. Исследования в верхних стратифицированных слоях проводились во время экспедиционных работ на НИС в 2004–2019 гг. При выполнении зондирования прибор свободно перемещается вниз с постоянной скоростью примерно 0,75 м/с. Характер движения регистрируется встроенной системой акселерометров, что позволяет судить о собственных колебаниях носителя. Такой контроль необходим для получения в итоге «чистых» данных о пульсациях скорости в среде. При этом влияние собственных движений носителя на результаты измерений устраняется соответствующей обработкой данных.



**Р и с. 1.** Измерительные комплексы «Сигма-1»: слева – для исследования микроструктуры гидрофизических полей (зондирующий вариант); справа – для исследования турбулентных процессов в приповерхностном слое (позиционный вариант)

**Fig. 1.** Measuring complexes "Sigma-1": on the left – for studying the hydrophysical fields' microstructure (probing version); on the right – for studying the turbulent processes in the near-surface layer (positional version)

При исследовании турбулентного режима в верхнем квазиоднородном слое позиционный вариант комплекса «Сигма-1» устанавливается с помощью специально разработанной системы на стационарной океанографической платформе<sup>1</sup>. В этом случае измерения турбулентных пульсаций дополняются информацией о среднем течении, поверхностном волнении и метеоданными.

В качестве объективной оценки интенсивности турбулентности, как правило, использовались значения скорости диссипации турбулентной энергии, определявшихся по-разному для позиционного и зондирующего вариантов измерений. В первом случае скорость диссипации турбулентной энергии  $\varepsilon$  рассчитывалась по методу, предложенному в работе [2] и описанному затем в [3]. При этом искажения сигнала, обусловленные волнением и колебаниями прибора с подвеской, не оказывают существенного влияния на результат. В основе метода лежит гипотеза Колмогорова, в соответствии с которой спектральная плотность пульсаций скорости  $E$  может быть представлена в виде

$$E(k) = \varepsilon^{1/4} \nu^{5/4} F(\lambda),$$

где  $k$  – волновое число;  $\nu$  – кинематическая вязкость;  $F(\lambda)$  – универсальная функция (модельный спектр);  $\lambda = k / (\varepsilon^{1/4} \nu^{-3/4})$  – безразмерное волновое число.

Скорость диссипации энергии определялась путем совмещения экспериментального спектра пульсаций скорости с модельным, в качестве которого использовался спектр Насмита [4, 5]. Сопоставление наших данных, а именно рассчитанных значений скорости диссипации при нормировании на поток энергии из атмосферы к волнам, с результатами натуральных измерений, проведенных по исследовательским программам *WAVES* [6] на оз. Онтарио и *SWADE* [7] в Северной Атлантике, где изучались характеристики турбулентности вблизи поверхности воздух – вода, показало их хорошее согласие.

Во втором случае для определения скорости диссипации использовалась методика, описанная в работе [8] применительно к прибору *MST (Microstructure-Turbulence) Profiler*, оснащенный датчиком *PNS 93* для измерения сдвигов скоростей.

Основное отличие комплекса «Сигма-1» от указанного прибора в том, что комплексом измеряются непосредственно пульсации скорости, из них выделяется горизонтальная компонента и рассчитываются сглаженные значения градиента пульсаций  $\Delta u / \Delta z$  в некотором слое, по которым и определяется скорость диссипации турбулентной энергии. Вертикальные пульсации в данном случае не вполне информативны из-за большой скорости движения прибора по вертикали, поэтому используется вертикальный градиент горизонтальных пульсаций. Для этого сначала удаляются выбросы и шумы, обусловленные собственными колебаниями прибора, затем используется полосовой фильтр, ограничивающий частоты измеренных пульсаций инерционным

---

<sup>1</sup> Пат. RU 2 549 250 С1, Российская Федерация, МПК F15D 1/00, B63B 22/00. Измерительная система для исследования мелкомасштабной турбулентности в приповерхностном слое моря / Барабаш В. А., Самодуров А. С., Чухарев А. М. ; заявитель и патентообладатель Федеральное государственное бюджетное учреждение науки «Морской гидрофизический институт РАН». № 2014151917/93 ; заявл. 18.12.2014 ; опубл. 20.04.2015, Бюл. № 11. 1 с.

поддиапазоном спектра турбулентности со стороны низких частот ( $k_l$ ) и колмогоровским волновым числом

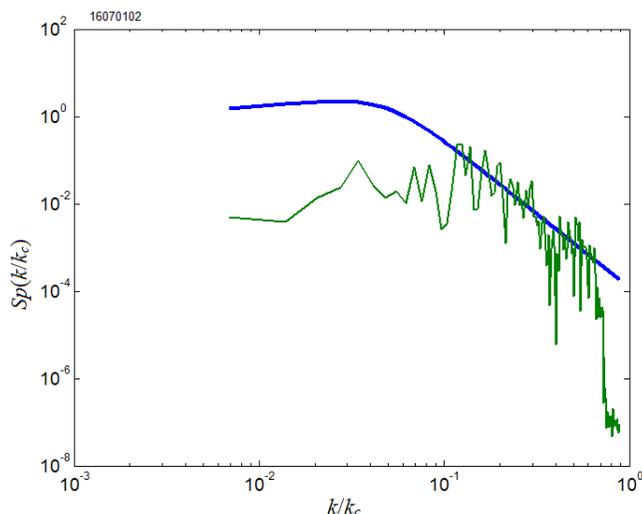
$$k_c = (1/2\pi)(\varepsilon/\nu^3)^{1/4}$$

на верхней границе, где  $\nu$  – кинематическая вязкость.

Скорость диссипации рассчитывается итерационным методом: сначала определяются граничные волновые числа  $k_l$  и  $k_{\max}$ , затем рассчитывается спектр величины  $du/dz$  методом Велча (P. D. Welch). При этом записи разбиваются на перекрывающиеся отрезки, которые умножаются на временное окно Ханна, затем осуществляется преобразование Фурье с последующим осреднением спектральных функций по всем отрезкам. Дисперсия  $\left[ \overline{(du/dz)^2} \right]$  определяется интегрированием значений спектра в выделенном диапазоне волновых чисел. Скорость диссипации турбулентной энергии определяется по соотношению

$$\varepsilon = \frac{15}{2} \nu \left[ \overline{(du/dz)^2} \right].$$

По этому значению  $\varepsilon$  рассчитывается колмогоровское волновое число. Если не выполняются условия останова, цикл повторяется, начиная с расчета спектра. Критериями останова служит малое изменение величины  $k_c$  (меньше шага в спектре  $\Delta k$ ) и превышение  $k_c$  над  $k_{\max}$ . Пример рассчитанного безразмерного спектра в диапазоне глубин 72–75 м представлен на рис. 2. На этом же рисунке для сравнения приведен модельный спектр Насмита [4].



**Рис. 2.** Сравнение модельного спектра Насмита (синяя линия) и экспериментального спектра градиентов горизонтальных пульсаций (зеленая линия) на глубине 72–75 м. Пульсации предварительно сглажены медианным фильтром и подвергнуты полосовой фильтрации. Скорость диссипации составляет  $5,3 \cdot 10^{-8} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-3}$

**Fig. 2.** Comparison of the Nasmith model spectrum (blue line) and the experimental spectrum of the horizontal pulsations' gradients (green line) at the 72–75 m depth. The pulsations were preliminarily smoothed by the median filter and subjected to a band-pass filtering. The dissipation rate is  $5.3 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$

Для оценки коэффициентов вертикальной турбулентной диффузии и скорости диссипации турбулентной энергии использовался также метод, основанный на энергетическом анализе эволюции турбулентных пятен. По измерениям пульсаций температуры и рассчитанным по ним вертикальным спектрам оценивался эффективный масштаб турбулентных пятен. Метод удобен в случае, когда градиент плотности определяется главным образом вкладом градиента температуры. В работах [9, 10] был разработан способ расчетов зависимости скорости диссипации  $\varepsilon$  от частоты плавучести  $N$  с использованием эффективного масштаба турбулентных пятен  $L$  и зависимости коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $K$  от  $N$ :

$$\varepsilon \cong 0,1 L^2 N^3, \quad K \cong \frac{R_f}{1 - R_f} \frac{\varepsilon}{N^2}, \quad (1)$$

где  $N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}}$  – частота плавучести;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\rho$  – плотность;  $R_f$  – динамическое число Ричардсона (отношение скорости возрастания потенциальной энергии в системе к скорости поступления туда энергии, расходуемой на перемешивание) в актах сдвиговой неустойчивости стратифицированного потока и обрушения волновых возмущений. В работах [11–13] с использованием различных подходов было установлено постоянство  $R_f$  для рассматриваемых явлений. Для использования в расчетах предложено несколько приближенных значений величины  $R_f$  (1/3 – в работе [11] и 1/4 – в работе [12]), а также значение, равное 0,2, для оценки общего множителя правой части второй из формул (1) – в работах [14–15]. Функция  $\varepsilon$  – скорость диссипации энергии в акте обрушения на единицу площади.

Подход к определению  $L$  основан на анализе структуры спектров первых разностей флуктуаций температуры  $\frac{\Delta T'}{\Delta z}$ , измеренных в океане [16]. Ранее установлено, что эффективный вертикальный масштаб природных турбулентных пятен соответствует вертикальному масштабу устойчивого минимума в мелкомасштабной области вертикального спектра первых разностей флуктуаций [17].

### **Турбулентное перемешивание в верхнем квазиоднородном слое**

Вертикальный турбулентный обмен в верхнем перемешанном слое моря определяется большим количеством природных факторов. Основными механизмами генерации турбулентности в этом слое являются неустойчивость волновых движений, индуцируемых поверхностными волнами, опрокидывание волн, сдвиг скорости дрейфового течения, конвекция, циркуляции Ленгмюра и ряд других, меньших по значимости. В большинстве моделей, описывающих турбулентный обмен в слое, граничащем с атмосферой, ограничиваются двумя или тремя перечисленными выше механизмами, однако в последние годы исследователи все больше внимания уделяют ленгмюровским циркуляциям, предполагая их немаловажное значение [18–21].

Конвективное перемешивание можно рассматривать как отдельный механизм вертикального обмена, который в соответствующих условиях может доминировать над турбулентным, но в рассматриваемых в данной статье моделях этот вид перемешивания не учитывается.

Собранные в различных гидрометеорологических условиях экспериментальные данные о турбулентном режиме в верхнем перемешанном слое (с нейтральной стратификацией) позволили провести верификацию наиболее известных моделей турбулентного обмена для данного слоя. В число анализируемых моделей вошли модель пристеночного (логарифмического) слоя, возможность применения которой предложена в работе [22], модели, описанные в [23–25], а также многомасштабная модель [26], разработанная в отделе турбулентности МГИ.

На данном этапе исследований из проведенного сравнительного анализа моделей и экспериментов можно сделать ряд выводов.

1. При слабых ветрах расчеты ни по одной из моделей не дают удовлетворительного совпадения с экспериментальными данными: все результаты расчетов получаются существенно ниже.

2. Кривая, рассчитанная по модели Крэйга – Баннера [23], при умеренных и сильных ветрах, во многих случаях достаточно неплохо ложится на экспериментальные точки, но при этом параметр шероховатости  $z_0$  приходится менять в очень больших пределах. В ряде случаев, чтобы добиться соответствия результатов расчетов и эксперимента, параметр  $z_0$  должен во много раз превышать высоту волны. Получается парадоксальная ситуация, когда при большей высоте волнения параметр шероховатости должен быть значительно меньше, чем в случаях с малой амплитудой волны.

3. Модель Бенилова и Ли [24], кроме сдвига скорости течения как механизма генерации турбулентности, учитывает также приток энергии от поверхностных волн, однако, по-видимому, предложенный способ расчета не дает должного эффекта – рассчитанная кривая совсем незначительно отличается от логарифмической кривой (модели для «твердой стенки»), причем лишь в самой верхней части рассматриваемого слоя толщиной 1–2 м, ниже эти кривые практически совпадают. В большинстве случаев эти результаты моделирования недостаточно хорошо соответствовали данным измерений<sup>2</sup>.

4. В модели Кудрявцева и соавторов [25] в большинстве случаев результаты расчетов были меньше данных измерений, что могло быть связано с использованием в расчетах только одного набора коэффициентов вне зависимости от гидрометеорологических условий.

5. Результаты расчетов по многомасштабной модели Чухарева [26], как правило, соответствовали экспериментальным данным, но в ряде случаев наблюдалось заметное расхождение. Введение в модель вместо параметризации непосредственно измеренных значений характеристик волнения и профиля скорости течения (особенно в верхнем трехметровом слое) явным образом улучшает соответствие результатов расчетов и экспериментов.

---

<sup>2</sup> Чухарев А. М. Вклад основных механизмов генерации турбулентности в вертикальный обмен в деятельном слое моря : дисс. ... доктора физико-математических наук. Севастополь : МГИ РАН, 2014. 274 с.

Результаты верификации различных моделей свидетельствуют о необходимости включения в модели турбулентного обмена для приповерхностного слоя как минимум трех основных механизмов генерации турбулентности: сдвига скорости дрейфового течения, нелинейных эффектов поверхностных волн и их обрушений. Важно также отметить, что параметризации как профиля скорости течения, так и спектра поверхностного волнения требуют дальнейшего усовершенствования, возможно с учетом региональных особенностей бассейна.

Таким образом, из рассмотренных моделей наиболее предпочтительной для оценки интенсивности турбулентного обмена в приповерхностном слое моря оказалась модель Чухарева [26], расчеты по которой дают в большинстве случаев вполне удовлетворительное совпадение с экспериментальными данными, но использующиеся в ней (взятые из литературы) модельные зависимости характеристик волнения от скорости ветра и профиля скорости течения не всегда соответствуют фактическим значениям, что отражается на результатах.

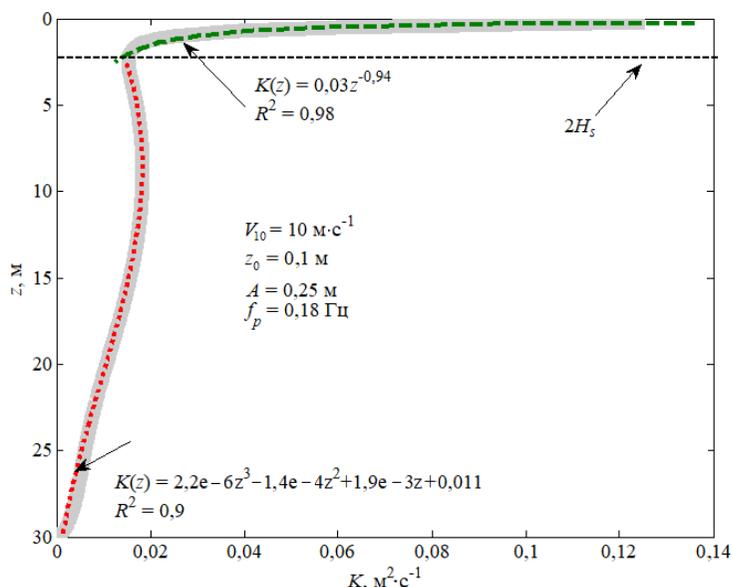
Анализ относительного вклада различных механизмов в общую генерацию турбулентности показывает, что на разных глубинах и при различных гидрометеорологических условиях может доминировать тот или иной механизм. Таким образом, опять приходим к выводу, что необходим учет всех основных механизмов, поскольку пренебрежение каким-либо из них будет искажать реальную картину.

Коэффициент турбулентного обмена в верхнем перемешанном слое не имеет простой зависимости от какого-либо одного параметра и является сложной функцией от скорости ветра, степени развития волнения и других. На рис. 3 приведен пример расчета  $K$  по многомасштабной модели с входными параметрами, указанными на рисунке. Расчет  $K$  в модели осуществляется через энергию турбулентности и скорость диссипации:

$$K = C_{\mu} \frac{E_t^2}{\varepsilon}, \quad C_{\mu} = 0,09.$$

Убывание коэффициента в самом верхнем слое происходит очень быстро, т. е. прямое влияние поверхностных волн и их обрушений сравнительно неглубоко. Зависимость  $K(z)$  здесь хорошо описывается степенной функцией  $K(z) = az^n$ , где  $a = 0,005 \div 0,04$ ;  $n = -0,6 \dots -0,9$  при  $z_0 < z < 2H_s$ ;  $H_s$  – высота значительных волн. Значения числовых коэффициентов варьируются в зависимости от гидрометеорологических условий. Для нижнего слоя ( $2H_s < z < 20H_s$ ) лучше подходит полиномиальная зависимость вида  $K(z) = a_0 + a_1z + a_2z^2 + a_3z^3$ , что согласуется с обычно используемыми для верхнего слоя  $KPP$ -параметризациями в глобальных моделях. Здесь преобладает генерация турбулентности сдвигом скорости, но влияет и диффузия турбулентности из верхнего слоя.

Таким образом, величина коэффициента турбулентной вязкости вблизи поверхности моря является сложной функцией от глубины и существенно зависит от скорости ветра, параметров волнения и других физических факторов. При этом аппроксимация  $K$  ниже волнового слоя хорошо описывается полиномом 3-й степени от  $z$ .



**Р и с. 3.** Зависимость коэффициента турбулентной вязкости от глубины в верхнем однородном слое моря: ▬ – расчет по модели Чухарева [26]; - - – аппроксимация коэффициента степенной функцией для верхнего слоя; · · · · – аппроксимация полиномом для нижнего слоя. На рисунке приведены значения входных параметров модели: скорость ветра на высоте 10 м ( $V_{10}$ ), параметр шероховатости морской поверхности ( $z_0$ ), амплитуда ( $A$ ) и частота спектрального пика волнения ( $f_p$ )

**F i g. 3.** Dependence of the turbulent viscosity coefficient on the upper homogeneous layer depth: ▬ – calculation by the Chukharev model [26]; - - – coefficient approximation by a power function for the upper layer; · · · · – polynomial approximation for the lower layer. The figure shows the input parameter values of the model: wind speed at the height 10 m ( $V_{10}$ ), sea surface roughness parameter ( $z_0$ ), amplitude ( $A$ ) and frequency of the wave spectral peak ( $f_p$ )

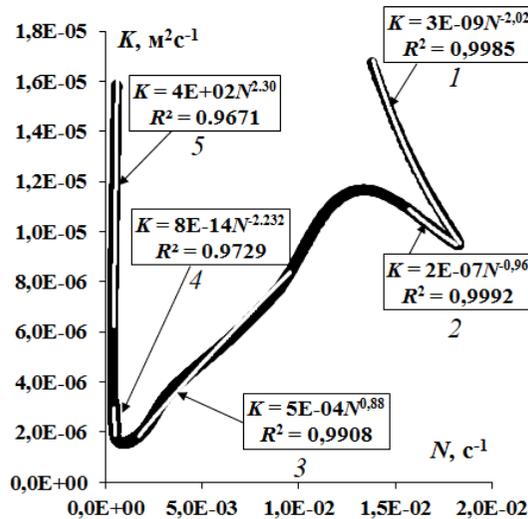
Считается, что турбулентность, генерируемая поверхностными волнами и обрушениями, более «быстрая», но масштабы вихрей при этом меньше, чем при сдвиговой турбулентности, где они могут достигать размеров, сопоставимых с толщиной перемешанного слоя.

### Турбулентный обмен в стратифицированных слоях Черного моря

Хорошо известна основная структурная характеристика слоев в естественных бассейнах – наличие вертикальных градиентов плотности, препятствующих развитию крупномасштабной турбулентности, но создающих в то же время благоприятные условия для развития внутренних волн (доминирующего механизма формирования сдвиговой неустойчивости). При этом значение локального числа Ричардсона на границе прослоек, движущихся с разнонаправленной скоростью, становится меньше критического, что приводит к возникновению мелкомасштабной турбулентности, в том числе и вследствие опрокидывания внутренних волн с образованием турбулентных пятен. Внутри таких пятен турбулентность имеет развитый характер и, как следствие, приводит к вертикальной диффузии. В работе обсуждаются и другие механизмы, генерирующие турбулентность в различных слоях Черноморского бассейна.

Целью данной части работы служит выявление гидрофизических механизмов формирования слоев с различными градиентами плотности, наблюдающихся в общем стратифицированном слое Черного моря. В качестве решения поставленной задачи приводится построение 1,5D-модели вертикального турбулентного обмена для исследуемого стратифицированного слоя моря, которая по-разному включает роль турбулентной диффузии и вертикальной адвекции для различных диапазонов глубин. Базируясь на этой модели, возможно выявлять различия механизмов формирования вертикальной структуры для каждого слоя. Первая подобная модель вертикального обмена для Черного моря, включающая вертикальную адвекцию и вертикальную турбулентную диффузию, была построена в работах [27, 28]. В дальнейшем в модель [27] были внесены некоторые изменения по результатам монографии [29]: уточнены осредняемая по глубине площадь исследуемого бассейна и средние профили температуры и солёности в верхнем стратифицированном слое. При этом использовалась методика расчета распределения по глубине коэффициента вертикальной диффузии за длительный период из работ [27, 28]. Отметим, что, в отличие от упомянутых ранее работ, при данном подходе искомые функции рассчитываются уже в диапазоне глубин 50–1750 м [15].

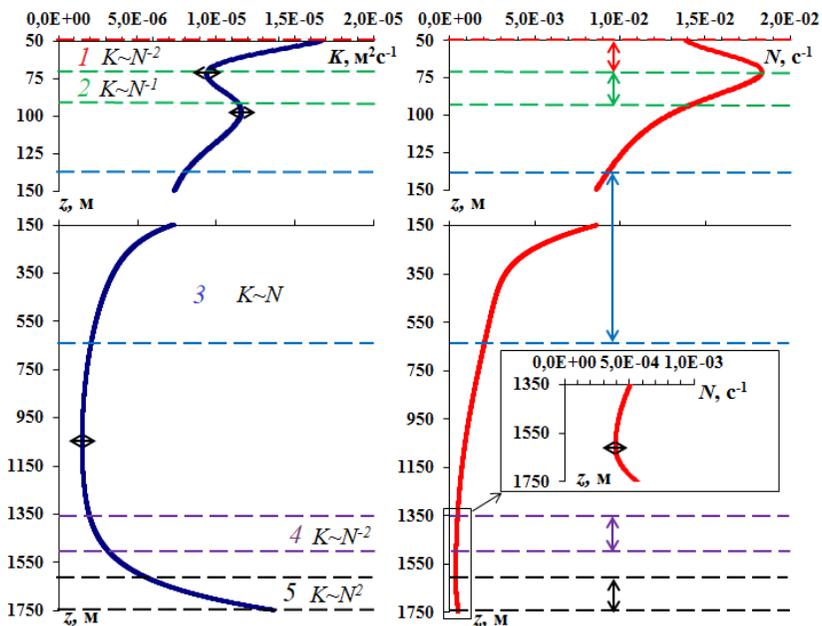
В последнее десятилетие с помощью указанных моделей на основе богатого экспериментального материала нами был получен ряд важных результатов, характеризующих особенности вертикальной турбулентной диффузии в верхних стратифицированных слоях Черного моря [30–33]. Экспериментальные данные, собранные во время экспедиций на НИС «Профессор Водяницкий» с 2016 по 2018 г., позволили на основе теоретической модели [34] развить представления о закономерностях вертикальной турбулентной диффузии в основном пикноклине.



**Р и с. 4.** Зависимость коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $K$  от частоты плавучести  $N$  в стратифицированных слоях 1–5 на глубинах 50–1750 м

**F i g. 4.** Dependence of the vertical turbulent diffusion coefficient  $K$  on the buoyancy frequency  $N$  in the stratified layers 1–5 at the depths 50–1750 m

Как указывалось, в качестве основного параметра, характеризующего плотностную устойчивость, используется частота плавучести  $N$  (частота Вайселя – Брента). Установление зависимости коэффициента вертикального турбулентного обмена  $K(N)$  и является основной задачей описываемого анализа. Сопоставление результатов расчетов по полуэмпирическим и теоретическим моделям показало, что зависимость коэффициента  $K(N)$  лучше всего аппроксимируется степенной функцией, показатель которой определяется характером внутренних волн в конкретной среде [15]. Наглядное представление об изменчивости зависимости  $K$  от  $N$  дано на рис. 4 и 5. На первом из них представлена (черной линией) осредненная зависимость коэффициента вертикальной диффузии  $K(N)$  в рамках  $1,5D$ -модели. Белыми линиями обозначены определенные нами аппроксимирующие степенные зависимости для различных стратифицированных слоев. В промежутках между рассчитанными зависимостями  $K \sim N^\alpha$  расположены черные кривые, соединяющие две различные выбранные зависимости  $K(N)$ . Следует отметить, что подобный переходный промежуток практически отсутствует между зависимостями для слоев 1 и 2 с отрицательными степенями  $\alpha$ . Зависимости  $K(z)$  в выделенных нами слоях 1–5 в рамках  $1,5D$ -модели демонстрируются в левой части рис. 5. Справа на рисунке представлено осредненное распределение по глубине частоты плавучести  $N$ . В каждом отдельном слое указана степенная зависимость  $K(N)$  (рис. 4) с близкой целой степенью  $\alpha$  при  $N$ . Следующие результаты исследований представлены в таблице.



**Р и с. 5.** Модельное распределение коэффициента вертикальной диффузии  $K$  в стратифицированных слоях 1–5 Черного моря (слева) и зависимость частоты плавучести от глубины (справа) по средним многолетним данным ( $\leftrightarrow$  – экстремумы)

**F i g. 5.** Model distribution of the vertical turbulent diffusion coefficient  $K$  in the Black Sea stratified layers 1–5 (on the left), and dependence of the buoyancy frequency on depth (on the right) based on the average multi-year data ( $\leftrightarrow$  – the extremes)

**Зависимости  $K(N)$ ,  $m^2 \cdot s^{-1}$ , в различных моделях для стратифицированной области Черного моря**  
**Dependences  $K(N)$ ,  $m^2 \cdot s^{-1}$ , in different models for the stratified area of the Black Sea**

Слой (в соответствии с рис. 5) / Layers (according to Fig. 5)	1,5D-модель / 1.5D-model	Теоретические модели / Theoretical models	Полуэмпирические модели / Semi-empirical models
1. Нижний деятельный слой / 1. Lower stirring layer	$3 \cdot 10^{-9} N^{-2.02}$		$2 \cdot 10^{-8} N^{-1.8}$ [33] $2 \cdot 10^{-8} N^{-2}$ [9, 10]
2. Верхний слой основного пикноклина / 2. Upper layer of the main pycnocline	$2 \cdot 10^{-7} N^{0.96}$	$5,6 \cdot 10^{-5} N^{-1}$ [15]	
3. Нижний слой основного пикноклина / 3. Lower layer of the main pycnocline	$5 \cdot 10^{-4} N^{0.88}$	$1,6 \cdot 10^{-2} N$ [15]	
4. Слой с влиянием геотермального потока от наклонного дна / 4. The layer affected by a geothermal flow from the inclined bottom	$8 \cdot 10^{-14} N^{-2.2}$		$2 \cdot 10^{-14} N^{-2}$ [35]
5. Стратифицированная граница придонного слоя / 5. Stratified boundary of the bottom layer	$4 \cdot 10^2 N^{2.3}$		

В этой таблице сравниваются зависимости коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $K$  от частоты плавучести  $N$  в различных стратифицированных слоях Черного моря, полученные с использованием 1,5D-модели, а также теоретических и полуэмпирических моделей в более ранних исследованиях. Ниже обсуждаются результаты анализа пяти выделенных стратифицированных слоев исследуемого бассейна.

Нижний деятельный слой 1 (холодный промежуточный) располагается близко к верхнему деятельному слою, который служит для него источником различных возмущений. При постоянно поддерживаемой стратификации в рассматриваемом слое источники возмущений сверху формируют в нем внутренние волны, которые испытывают обрушения и поддерживают турбулентный обмен. Кроме того, в поддержание вертикального турбулентного обмена в этом слое также вносят вклад квазиинерционные внутренние волны (квазигоризонтальные стратифицированные неустойчивые течения) вследствие локального обрушения волн и формирования турбулентных пятен [34,

36]. В нашей работе [33] была рассчитана степенная функция  $K(N)$  в указанном слое на основе анализа данных высокоразрешающего измерительного комплекса «Сигма-1» (зондирующего варианта). В результате выявлено, что степенные зависимости частоты плавучести в этом слое, рассчитанные по данным измерений ( $N^{-1.8}$ ) и по результатам моделирования с использованием 1,5D-модели ( $N^{-2.02}$ ) (см. таблицу), близки. Для остальных исследуемых слоев данных измерений нет вследствие того, что глубина рабочего погружения измерительного зондирующего комплекса ограничена 300 м. Вместе с тем существует еще один полуэмпирический метод, подтверждающий зависимость  $K(N)$  в указанном слое:  $\varepsilon \propto L^2 N^3$ ,  $K \propto \varepsilon \cdot N^{-2}$  (1). Отсюда, используя соотношение  $L \propto N^{-1}$  [9, 10], из формул (1) получим искомую зависимость  $K \cong 2 \cdot 10^{-8} N^{-2} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ . Это значение приведено в таблице вместе с результатами расчетов по 1,5D- и полуэмпирической моделям в исследуемом слое.

Последующие два стратифицированных слоя (2 и 3) составляют основной пикноклин исследуемого бассейна. Как было установлено в работах [15, 34], вертикальный турбулентный обмен формируется здесь вследствие сдвиговой неустойчивости лучевых квазинерционных внутренних волн (квазигоризонтальных течений) в стратифицированной жидкости. В отличие от нижнего, слабо стратифицированного слоя, в верхнем, сильно стратифицированном слое характерные масштабы волн, передающих свою энергию в турбулентность, как показано, также зависят от производной функции частоты плавучести  $N(z)$ . В итоге для верхнего и нижнего слоев получены следующие результаты:

$$\begin{aligned} \varepsilon \propto N^3 \left| \frac{\partial N}{\partial z} \right|^{-1}, \quad K \propto N \left| \frac{\partial N}{\partial z} \right|^{-1} \quad (\text{слой 2}); \\ \varepsilon \propto N^3, \quad K \propto N \quad (\text{слой 3}). \end{aligned}$$

Изменение зависимости по глубине связано исключительно с существенным различием по величине значений частоты плавучести  $N$  (вертикальных градиентов плотности) в верхней и нижней частях основного пикноклина. Если сформулировать более точно, модель пикноклина представляет собой структуру из двух слоев, описываемых двумя разными степенными зависимостями  $K(N)$  и объединяющей их функцией  $N(z)$  (см. рис. 4 и таблицу). Степенная зависимость  $N(z)$  в основном пикноклине (сумме слоев) имеет вид  $N \propto z^{-1}$ . При этом соотношения для верхнего слоя 2 строятся с использованием реальной зависимости  $N(z)$ :  $\varepsilon \propto N$ ,  $K \propto N^{-1}$ . Полученный результат показал близкие степенные зависимости частот плавучести  $N^\alpha$  с 1,5D-моделью для обоих слоев (см. рис. 5, таблицу).

В слое 4 рассчитанная в рамках 1,5D-модели зависимость коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $K$  от частоты плавучести  $N$  имеет вид  $K \propto N^{-2.2}$  (см. рис. 4 и 5). Вероятный гидрофизический механизм турбулентного обмена в этом глубоководном слое представлен в работе [35]. В этой статье разработана модель вертикального обмена, обусловленного геотермальным потоком тепла от наклонного дна, вызывающим интрузионное расслоение в нижнем стратифицированном слое Черного моря. Форма бассейна в модели принята конусообразной, локально изменяющейся по глубине,

а радиус круга определяется в соответствии с изменением естественной локальной площади бассейна. Общее выражение для коэффициента вертикальной диффузии имеет вид

$$K = \varepsilon_p N^{-2},$$

где  $\varepsilon_p$  – скорость диссипации энергии (с учетом коэффициента из формулы (1)), здесь учитывается рельеф дна, донный геотермальный поток и коэффициент полезного действия тепловой машины. В итоге модельная зависимость коэффициента вертикальной турбулентного обмена имеет вид  $K \sim 2 \cdot 10^{-14} N^2 \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$  (см. таблицу). Следует отметить, что в отличие от модели [35], которая строилась в диапазоне глубин примерно от 800 м до верхней границы придонного квазиоднородного слоя, зависимость в модели, использованной при данном экспериментальном подходе ( $K \propto N^{-2}$ ), реально проявилась только в «прослойке» толщиной около 200 м (см. рис. 4 и 5). Это свидетельствует о том, что в исследуемом диапазоне глубин наблюдаются слои, в которых действует совместный механизм формирования вертикального турбулентного обмена, что проявляется как «разрыв» по глубине между слоями, где аппроксимирующая зависимость не определена. Например, такой же «разрыв» отмечается и между слоями 3 и 4. В данном случае следует отметить, что рассматриваемый механизм проявляется в верхней части слоя 4 более заметно, чем это наблюдалось в основном пикноклине (совокупности слоев 2–3). В верхнем слое, прилегающем к слою 3, функция  $K(N)$  начинает возрастать (в отличие от слоя 3, в котором она убывала) с глубины приблизительно 1000 м (точка отмечена как экстремум на рис. 5), однако с иной зависимостью от  $N$ .

Последний из рассматриваемых стратифицированных слоев – слой 5 – расположен на глубинах 1600–1750 м, ниже стратифицированного слоя 4, и точно примыкает к придонному однородному слою, не представленному на рисунках. Вертикальная структура стратификации двух слоев, 4 и 5, изображена на рис. 5. В работе [36] рассматривается стационарное состояние придонного слоя. Тепло, непрерывно поступаая от дна, поддерживает стационарность однородного слоя и вместе с растворенной солью, постоянно поступающей со стекающим нижнебосфорским течением, проникает вверх через тонкий, прилегающий сверху стратифицированный слой 5. Придонный слой можно представить в виде тепловой машины, в которой единственным источником энергии для поддержания вертикального обмена в системе служит поток донного тепла [37]. Для такой системы справедливо использовать зависимости  $\varepsilon$  и  $K$  от частоты плавучести  $N$  в соответствии с соотношениями (1). Однако, поскольку в настоящее время нет разработанных моделей обмена, зависимость  $L(N)$  в слое 5 можно найти с использованием коэффициента вертикальной турбулентной диффузии из  $1,5D$ -модели (рис. 4). Тогда искомая зависимость масштаба турбулентных пятен принимает вид

$$L \propto N^{1/3}.$$

Следует отметить применимость выражения  $L(N)$  для данной ситуации. Действительно, нижняя граница слоя 5 соединяется с верхней границей од-

нородного слоя, где градиенты должны обращаться в ноль. Следовательно, на нижней границе  $N = 0$ , и полученное здесь решение  $L_b = 0$ ,  $K_b = 0$  удовлетворяет данному требованию. При этом наличие «турбулентных пятен» в верхних слоях, естественно, приводит к обмену и на границах. Масштабы пятен оцениваются по зависимостям

$$(I)L \propto N^{-1}; \quad (II)L \propto N^{-2/3}; \quad (III)L \propto N^0; \quad (IV)L \propto N^{-1}.$$

### Выводы

Резюмируя изложенное выше, можно сказать, что проведенные экспериментальные и теоретические исследования позволяют делать практические оценки интенсивности вертикального перемешивания в различных слоях Черного моря.

Для верхнего квазиоднородного слоя проведена верификация различных моделей турбулентного обмена и определены границы их применимости для разных гидрометеорологических условий. Зависимость коэффициента обмена от глубины определяется влиянием доминирующего источника турбулентности на данном горизонте.

Для стратифицированных слоев моря получены теоретические и полуэмпирические соотношения для коэффициента вертикального турбулентного обмена в зависимости от частоты плавучести. Следует отметить, что сравнение результатов расчета зависимости  $K(N)$ , имеющей вид  $K \cong AN^\alpha$ , по 1,5D-модели и гидрофизическим моделям показывает существенное различие в значениях множителя  $A$ . Расхождения в значениях коэффициентов (множителей) могут быть обусловлены особенностями топографии дна Черного моря и неравномерностью распределения обменных процессов различной природы. Так, для слоя 1 множитель отличается на порядок величины, что, вероятнее всего, связано с близким расположением слоя к верхнему 50-метровому квазиоднородному слою, в то время как для слоев 2 и 3 расхождение в коэффициентах увеличивается на два порядка величины ввиду ограниченности района генерации квазигоризонтальных внутренних волн.

На основе анализа 1,5D-модели выявлена зависимость коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $K$  от частоты плавучести  $N$  в пяти выделенных стратифицированных слоях бассейна Черного моря на глубинах от 50 до 1750 м. На основе анализа ряда построенных ранее полуэмпирических моделей вертикального обмена выявлены разные физические механизмы поддержания вертикального турбулентного обмена в различных слоях бассейна. Сравнение результатов расчета по 1,5D-модели и полуэмпирическим моделям показывает, что степени  $\alpha$  при  $N$  в зависимости  $K \sim N^\alpha$  имеют близкие значения. При анализе результатов толщина слоев ограничивалась условием постоянства степени  $\alpha$  в слое, т.е. большинство слоев не касались границами друг друга. Как выяснено, это объясняется тем, что часто различные физические механизмы вертикального обмена одновременно действуют в одном стратифицированном слое.

Для уточнения причин различия модельных и экспериментальных коэффициентов в зависимостях  $K = AN^\alpha$  необходимо увеличить число измерений с определением локальных и сезонных отличий коэффициента  $A$  и степени  $\alpha$ .

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Измерительный комплекс «Сигма-1» для исследования мелкомасштабных характеристик гидрофизических полей в верхнем слое моря / А. С. Самодуров [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2005. № 5. С. 60–71.
2. *Stewart R. W., Grant H. L.* Determination of the rate of dissipation of turbulent energy near the sea surface in the presence of waves // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1962. Vol. 67, iss. 8. P. 3177–3180. <https://doi.org/10.1029/JZ067i008p03177>
3. *Монин А. С., Озмидов П. В.* Океанская турбулентность. Л. : Гидрометеониздат, 1981. 320 с.
4. *Oakey N.* Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements // *Journal of Physical Oceanography*. 1982. Vol. 12, iss. 3. P. 256–271. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0256:DOTROD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0256:DOTROD>2.0.CO;2)
5. *Чухарев А. М., Репина И. А.* Взаимодействие пограничных слоев моря и атмосферы на малых и средних масштабах в прибрежной зоне // Морской гидрофизический журнал. 2012. № 2. С. 60–78.
6. Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves / E. A. Terray [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 1996. Vol. 26, iss. 5. P. 792–807. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<0792:EOKEDU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0792:EOKEDU>2.0.CO;2)
7. Oceanic turbulence dissipation measurements in SWADE / W. M. Drennan [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 1996. Vol. 26, iss. 5. P. 808–815. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1996\)026<0808:OTDMIS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1996)026<0808:OTDMIS>2.0.CO;2)
8. *Prandke H., Stips A.* Test measurements with an operational microstructure-turbulence profiler: detection limit of dissipation rates // *Aquatic Sciences*. 1998. Vol. 60, iss. 3. P. 191–209. <http://dx.doi.org/10.1007/s000270050036>
9. *Самодуров А. С., Любичкий А. А., Пантелеев Н. А.* Вклад опрокидывающихся внутренних волн в структурообразование, диссипацию энергии и вертикальную диффузию в океане // Морской гидрофизический журнал. 1994. № 3. С. 14–27.
10. *Samodurov A. S., Ivanov L. I.* Mixing and energy dissipation rate in Mediterranean seas: an intercomparison of existing models // *Oceanography of the eastern Mediterranean and Black Sea: Similarities and differences of two interconnected basins*. Ankara : Tübitak Publishers, 2003. P. 369–375.
11. *Thorpe S. A.* Experiments of instability and turbulence in a stratified shear flow // *Journal of Fluid Mechanics*. 1973. Vol. 61, iss. 4. P. 731–751. doi:10.1017/S0022112073000911
12. *Mcewen A. D.* The kinematics of stratified mixing through internal wavebreaking // *Journal of Fluid Mechanics*. 1983. Vol. 128. P. 47–57. doi:10.1017/S0022112083000373
13. *Mcewen A. D.* Internal mixing in stratified fluids // *Journal of Fluid Mechanics*. 1983. Vol. 128. P. 59–80. doi:10.1017/S0022112083000385
14. *Osborn T. R.* Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *Journal of Physical Oceanography*. 1980. Vol. 10, iss. 1. P. 83–89. doi:10.1175/1520-0485(1980)010<0083:EOTLRO>2.0.CO;2
15. *Самодуров А. С.* Взаимодополняемость различных подходов для оценки интенсивности вертикального турбулентного обмена в естественных стратифицированных бассейнах // Морской гидрофизический журнал. 2016. № 6. С. 37–48.
16. Модель среднегодового вертикального обмена в холодном промежуточном слое Черного моря / А. С. Самодуров [и др.] // *Процессы в геосредах*. 2016. № 2(6). С. 141–147.
17. *Gregg M. C.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989. Vol. 94, iss. C7. P. 9686–9698. doi:10.1029/JC094iC07p09686
18. The wavy Ekman layer: Langmuir circulations, breaking waves, and Reynolds stress / J. C. McWilliams [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2012. Vol. 42, iss. 11. P. 1793–1816. doi:10.1175/JPO-D-12-07.1

19. *Sullivan P. P., McWilliams J. C., Patton E. G.* Large-eddy simulation of marine atmospheric boundary layers above a spectrum of moving waves // *Journal of the Atmospheric Sciences*. 2014. Vol. 71, iss. 11. P. 4001–4027. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0095.1>
20. Transient evolution of Langmuir turbulence in ocean boundary layers driven by hurricane winds and waves / P. P. Sullivan [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2012. Vol. 42, iss. 11. P. 1959–1980. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-12-025.1>
21. Roles of breaking waves and Langmuir circulation in the surface boundary layer of a coastal ocean / S. Li [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118, iss. 10. P. 5173–5187. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20387>
22. *Csanady G. T.* The free surface turbulent shear layer // *Journal of Physical Oceanography*. 1984. Vol. 14, iss. 2. P. 402–411. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1984\)014<0402:TFSTSL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1984)014<0402:TFSTSL>2.0.CO;2)
23. *Craig P. D., Banner M. L.* Modeling wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer // *Journal of Physical Oceanography*. 1994. Vol. 24, iss. 12. P. 2546–2559. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1994\)024<2546:MWETIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<2546:MWETIT>2.0.CO;2)
24. *Benilov A. Yu., Ly L. N.* Modelling of surface waves breaking effects in the ocean upper layer // *Mathematical and Computer Modelling*. 2002. Vol. 35, iss. 1–2. P. 191–213. [https://doi.org/10.1016/S0895-7177\(01\)00159-5](https://doi.org/10.1016/S0895-7177(01)00159-5)
25. On the vertical structure of wind-driven sea currents / V. Kudryavtsev [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. Vol. 38, iss. 10. P. 2121–2144. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3883.1>
26. *Чухарев А. М.* Модель турбулентности со многими временными масштабами для приповерхностного слоя моря // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2013. Т. 49, № 4. С. 477–488. doi:10.7868/S0002351513040020
27. *Ivanov L. I., Samodurov A. S.* The role of lateral fluxes in ventilation of the Black Sea // *Journal of Marine Systems*. 2001. Vol. 31, iss. 1–3. P. 159–174. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(01\)00051-3](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(01)00051-3)
28. *Самодуров А. С., Иванов Л. И.* Балансовая модель для расчета средних вертикальных потоков жидкости, тепла, соли и растворенных химических веществ в термохаликлин Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 2002. № 1. С. 7–24.
29. *Иванов В. А., Белокопытов В. Н.* Океанография Черного моря. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011. 212 с.
30. Интенсификация внутренних волн в зоне сопряжения шельфа и континентального склона как фактор интенсификации вертикального обмена / А. С. Самодуров [и др.] // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2013. Т. 6, № 2. С. 12–24.
31. Структурообразование и вертикальный турбулентный обмен в прибрежной зоне Севастопольского региона / А. С. Самодуров [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 6. С. 3–16. doi:10.22449/0233-7584-2015-6-3-16
32. *Samodurov A. S., Chukharev A. M.* Vertical turbulent exchange features in the layer of seasonal pycnocline in the northwestern part of the Black Sea // *Journal of Physics: Conference Series*. 2018. Vol. 1128. 012148. doi:10.1088/1742-6596/1128/1/012148
33. *Samodurov A. S., Chukharev A. M.* Vertical turbulent exchange features in the Black Sea active layer // *Physical and mathematical modeling of Earth and environment processes*. Cham : Springer, 2018. P. 148–156. doi:10.1007/978-3-319-77788-7\_16
34. *Самодуров А. С., Глобина Л. В.* Диссипация энергии и вертикальный обмен в стратифицированных бассейнах за счет сдвиговой неустойчивости в поле квазиинерционных внутренних // *Морской гидрофизический журнал*. 2011. № 6. С. 16–27.
35. *Самодуров А. С.* Интрузионное расслоение и вертикальный обмен в Черном море за счет геотермального потока тепла на наклонном дне // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь : ЭКОСИ-Гидрофизика. Севастополь : МГИ, 2003. Вып. 8. С. 152–156.

36. Wunsch C., Ferrari R. Vertical mixing, energy, and the general circulation of the oceans // Annual Review of Fluid Mechanics. 2004. Vol. 36. P. 281–314. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.36.050802.122121>
37. Самодуров А. С. Придонный пограничный слой в Черном море: формирование стационарного состояния // Морской гидрофизический журнал. 2009. № 1. С. 16–25.

*Об авторах:*

**Самодуров Анатолий Сергеевич**, главный научный сотрудник, заведующий отделом турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-9910-5325**, [anatol\\_samodurov@mail.ru](mailto:anatol_samodurov@mail.ru)

**Чухарев Александр Михайлович**, ведущий научный сотрудник, отдел турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-1078-6425**, [alexchukh@mail.ru](mailto:alexchukh@mail.ru)

**Казачков Дмитрий Анатольевич**, младший научный сотрудник, отдел турбулентности, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), аспирант, **ORCID ID: 0000-0001-5083-4968**, [engineer.dk@mail.ru](mailto:engineer.dk@mail.ru)