


Модельные и экспериментальные оценки интенсивности вертикального перемешивания в верхнем однородном слое моря

А. М. Чухарев , М. И. Павлов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
 alexchukh@mail.ru

Поступила в редакцию 26.10.2020 г., после доработки – 02.12.2020 г.

Цель. На основе усовершенствованной многомасштабной модели проведен качественный и количественный анализ экспериментальных данных об интенсивности турбулентности, а также их сопоставление с теоретическими и полуэмпирическими соотношениями для описания вклада различных источников турбулентности.

Методы и результаты. Проведен сравнительный анализ экспериментальных данных и модельных расчетов характеристик турбулентности вблизи поверхности моря. Рассмотрены методы теоретического оценивания генерации турбулентности в приповерхностном слое моря различными физическими процессами. Результаты расчетов по известным моделям турбулентного обмена сравнивались с экспериментальными данными, собранными на протяжении нескольких лет сотрудниками отдела турбулентности МГИ РАН при помощи специализированной аппаратуры. По результатам анализа определены возможности применения рассмотренных моделей для расчета интенсивности турбулентности в разных гидрометеорологических условиях. При слабом ветре ни одна из моделей не давала результатов, соответствующих данным измерений. При умеренных ветрах результаты моделирования демонстрируют вполне удовлетворительное согласие с экспериментальными данными, при сильных ветрах наилучшие результаты дает многомасштабная модель. Эта модель была доработана для оценки вклада двух других механизмов генерации – стокова дрейфа и циркуляций Ленгмюра.

Выводы. Для объективной оценки интенсивности турбулентного обмена необходимо учитывать три основных механизма генерации турбулентности: сдвиг скорости течения, волнение и обрушение волн. Каждый из этих механизмов может доминировать в разном диапазоне глубин в зависимости от гидрометеорологической ситуации. Согласно расчетам по усовершенствованной модели, учет стокова дрейфа добавляет от 2 до 17 % к суммарной диссипации в верхнем 30-метровом слое, а вклад ленгмюровских циркуляций, рассчитываемый по зависимости скорости вертикального переноса кинетической энергии от числа Ленгмюра, может достигать 15 % при малых числах Ленгмюра.

Ключевые слова: турбулентный обмен, верхний слой моря, механизмы генерации турбулентности, моделирование, скорость диссипации, верификация моделей, многомасштабная модель, стоков дрейфа, циркуляции Ленгмюра

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2019-0003.

Для цитирования: Чухарев А. М., Павлов М. И. Модельные и экспериментальные оценки интенсивности вертикального перемешивания в верхнем однородном слое моря // Морской гидрофизический журнал. 2021. Т. 37, № 3. С. 333–349. doi:10.22449/0233-7584-2021-3-333-349

Model and Experimental Estimates of Vertical Mixing Intensity in the Sea Upper Homogeneous Layer

A. M. Chukharev ✉, M. I. Pavlov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ alexchukh@mail.ru

Purpose. The study is aimed at qualitative and quantitative analysis (based on the updated previously proposed multiscale model) of the experimental data on turbulence intensity and their comparison with theoretical and semi-empirical relationships for the purpose of describing the contributions of various turbulence sources.

Methods and Results. A comparative analysis of experimental data and model calculations of turbulence characteristics near the sea surface was performed. The methods of theoretical assessing generation of turbulence in the near-surface sea layer by various physical processes are considered. The results of calculations by the well-known models of turbulent exchange were compared with the experimental data collected by the scientists of the Turbulence Department of MHI, RAS, using the specialized equipment. The analysis results made it possible to determine the possibility of applying the considered models for calculating turbulence intensity under different hydrometeorological conditions. At light winds, none of the models yielded the results which matched the measurement data. At moderate winds, the simulation results showed quite satisfactory agreement with the experiment data; and for strong winds, the multiscale model results were the best. This model was modified to assess the contributions of two other mechanisms of turbulence generation: the Stokes drift and the Langmuir circulations.

Conclusions. Objective assessment of the turbulent exchange intensity requires taking into account of three main mechanisms of turbulence generation, namely flow velocity shear, wave motions and wave breaking. Depending on the hydrometeorological situation, each of these mechanisms can dominate in a certain depth range. The calculations performed using the updated model showed that the Stokes drift added 2–17 % to the total dissipation in the upper 30-meter layer, whereas the contribution of the Langmuir circulations calculated through dependence of the vertical velocity of kinetic energy transfer upon the Langmuir number, can reach 15 % for small Langmuir numbers.

Keywords: turbulent exchange, upper sea layer, turbulence generation mechanisms, modeling, dissipation rate, model verification, multiscale model, Stokes drift, Langmuir circulations

Acknowledgments: the study was carried out within the framework of the state task on theme No. 0827-2018-0003.

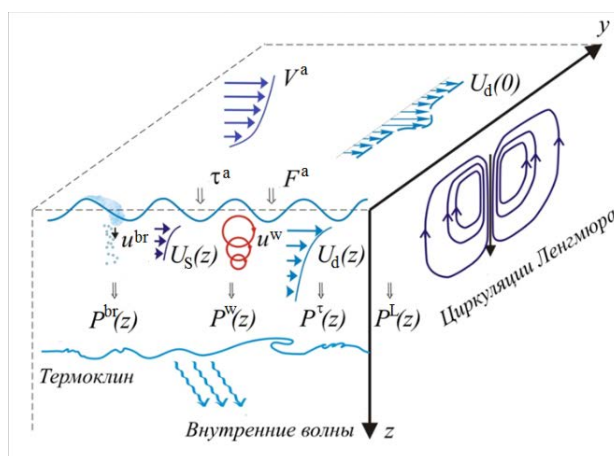
For citation: Chukharev, A.M. and Pavlov, M.I., 2021. Model and Experimental Estimates of Vertical Mixing Intensity in the Sea Upper Homogeneous Layer. *Physical Oceanography*, [e-journal] 28(3), pp. 309-325. doi:10.22449/1573-160X-2021-3-309-325

Введение

В полуэмпирической теории турбулентности ключевыми параметрами при описании динамических процессов в верхнем перемешанном слое моря являются коэффициенты турбулентного обмена, которые изменяются в весьма широких пределах в зависимости от гидрометеорологических условий. Определение этих зависимостей – по-прежнему одна из актуальнейших задач в современной океанологии. Недостаточная изученность физических процессов в этом слое моря приводит к тому, что результаты расчетов по прогностическим моделям для верхнего слоя могут сильно отличаться от реально наблюдаемых значений таких характеристик, как поверхностная температура и глина перемешанного слоя.

Важнейшими механизмами генерации турбулентности в верхнем слое океана являются: 1) неустойчивость вертикальных градиентов скорости в дрейфовых течениях, называемая для краткости сдвигом скорости; 2) неустойчивость движений, индуцированных поверхностными волнами; 3) обрушения волн [1]. Конвективная неустойчивость и циркуляции Ленгмюра (ЦЛ) считаются не всегда значимыми источниками турбулентности, поэтому многими авторами в моделях не учитываются. Тем не менее именно ЦЛ в последнее время активно включаются в расчеты, чтобы повысить достоверность теоретических моделей, описывающих интенсивность вертикального перемешивания в верхнем слое [2]. По мнению ряда исследователей, включение этого механизма перемешивания в крупномасштабные модели взаимодействия океана и атмосферы поможет существенно улучшить объективность теоретических расчетов¹.

Схематично основные источники поступления энергии к морской турбулентности в приповерхностном слое изображены на рис. 1.



Р и с. 1. Основные механизмы генерации морской турбулентности в приповерхностном слое: V^a – скорость ветра; U_d – скорость дрейфового течения; τ^a , F^a – потоки импульса и энергии из атмосферы; U_s – стоков дрейф; u^w – скорость орбитального движения в волне; P^τ , P^w , P^{br} , P^L – приток энергии к турбулентности от разных источников

Fig. 1. Main mechanisms of the sea turbulence generation in the near-surface layer: V^a – wind speed; U_d – drift current speed; τ^a and F^a – momentum and energy fluxes from the atmosphere; U_s – the Stokes drift; u^w – speed of orbital motion in a wave; P^τ , P^w , P^{br} , P^L – energy influx to turbulence from different sources

Исторически главная роль среди механизмов генерации турбулентности в приповерхностном слое океана (по определению К. Н. Федорова, это слой до глубины 10–30 м [3, с. 8]) отводилась как поверхностным волнам (в моделях [4–6]), так и сдвигу скорости дрейфового течения [7]. Более поздние модели [8, 9] учитывали как источник турбулентности в первую очередь обрушение поверхностных волн, вторым по значимости считался сдвиг скорости дрейфового течения. В многомасштабной модели [10] рассматриваются все перечисленные выше механизмы генерации, хотя при этом отмечается, что в некоторых гидрометеорологических ситуациях ни одна из моделей, в том числе

¹ Чухарев А. М. Влияние различных механизмов генерации турбулентности на интенсивность вертикального обмена вблизи поверхности моря // Моря России: фундаментальные и прикладные исследования : тезисы докладов Всероссийской научной конференции. Севастополь, 23–28 сентября 2019 г. Севастополь : ФГБУН ФИЦ МГИ, 2019. С. 317–319.

и предложенная, не дает в расчетах хорошего совпадения с экспериментальными результатами. Возможной причиной расхождения результатов модельных расчетов с данными измерений является, в частности, отсутствие в модели учета таких источников турбулентности, как ЦЛ и микрообрушения. Кроме того, имеются довольно многочисленные свидетельства существования субмезомасштабных пространственных структур, способных значительно влиять как на интенсивность процессов турбулентного обмена в пограничных слоях моря и атмосферы, так и на взаимодействие между двумя средами.

ЦЛ представляют собой пары чередующихся между собой цилиндрических вихрей с право- и левосторонним движением, осуществляемым относительно горизонтальных осей, параллельных друг другу и направленных примерно по нормали к фронту ветровых волн. ЦЛ возникают в результате взаимодействия индуцированного поверхностными волнами дрейфа Стокса с вертикальным сдвигом в турбулентной жидкости, которое создает вихревую силу, описанную в модели Крейка – Лейбовича [11]. Признаком существования ЦЛ в водоеме считаются полосы из пены или «дорожки» из плавающих предметов на водной поверхности². Характерные особенности ленгмюровских полос: они появляются при определенной скорости ветра; их ориентация совпадает с направлением ветра, при изменении его направления полосы быстро выстраиваются вдоль ветра; они имеют относительную периодичность в пространстве и распространены на обширной акватории. ЦЛ идентифицируются на поверхности водоема в масштабах 2 м – 1 км.

На основе обширных экспериментальных исследований в работе [12] описаны основные характеристики ЦЛ, наблюдаемых разными методами, и введена параметризация их интенсивности через динамическую скорость и стоков дрейфа. В дальнейшем большинство исследователей также применяли эти параметры для качественного и количественного описания особенностей ЦЛ.

По результатам трехмерного моделирования в работе [13] было показано, что в верхнем пограничном слое формируются неоднородности, причем разрешающие способности модели позволяли воспроизводить волны разных масштабов, вплоть до гравитационно-капиллярных. В работе [14] описаны наблюдения турбулентного пограничного слоя и результаты моделирования крупномасштабных структур, связанных с динамикой этого слоя в прибрежной зоне океана. Было показано, что при наличии ЦЛ вертикальный перенос турбулентной кинетической энергии играет значительную роль в ее балансе. В статье [15] теоретически анализировались неустойчивости, возникающие из-за горизонтальных градиентов (фронтов). Такие неустойчивости (существование которых следует из уравнений Крейка – Лейбовича [11]) приводят к кросс-изопикническому переносу. Авторами работы [15] получен неожиданный результат: ЦЛ, являясь механизмом вертикального перемешивания, могут приводить к обратному эффекту – рестратификации, т. е. поддержанию устойчивой стратификации в этом слое.

В последние десятилетия одним из наиболее популярных методов исследования вихревых структур, в том числе и ЦЛ, является метод моделирования крупных вихрей (*Large Eddy Simulation, LES*). В исследовании [16] с помощью *LES*-моделирования анализировались турбулентные процессы в поверхностном

² Судольский А. С. Динамические явления в водоемах. Л. : Гидрометеониздат, 1991. С. 46.

пограничном слое океана на основе наблюдений, проведенных по программе *CBLAST (Coupled Boundary Layers Air-Sea Transfer)* в 2003 г. вблизи о. Марта-Виньярд (*Martha's Vineyard*). Кроме того, оценивалась относительная роль обрушивающихся волн и ЦЛ в вертикальном турбулентном переносе, результаты расчетов находились в согласии с экспериментальными данными.

Исследованиям ЦЛ на основе *LES*-моделирования посвящен также целый ряд работ группы ученых [17–19]. Одним из ключевых параметров в этих моделях является стоксов дрейф, который используется и в определении так называемого турбулентного числа Ленгмюра. Пространственные масштабы (авторами обычно использовался термин «субмезомасштабы») в расчетах были в пределах от 1 м до 10 км. Рассматривались различные задачи: влияние зыби на формирование ЦЛ, влияние проходящего циклона на структуру циркуляций, изменение скорости вовлечения пикноклина и др. В натуральных измерениях при изучении вызванной ветром циркуляции и перемешивания в Чесапикском заливе [20] подтвердилось, что циркуляции, сходные с ЦЛ, играют важную роль в динамике поверхностного пограничного слоя. Условия, благоприятствующие развитию конвекции, способствуют также существованию ЦЛ, и эти два процесса, по-видимому, вносят свой вклад в турбулентность перемешанного слоя.

Таким образом, немалое количество исследований свидетельствует, что при описании верхнего пограничного слоя наряду с другими механизмами вертикального перемешивания (сдвигом скорости, поверхностными волнами и их обрушениями) следует рассматривать и ЦЛ.

Расчет скорости генерации турбулентности в моделях

Наиболее устоявшимся выражением для расчета скорости генерации турбулентности в сдвиговых течениях является формула, которая в общем виде записывается как

$$P^{\tau} = -\overline{u'_i u'_k} \frac{\partial U_i}{\partial x_k},$$

где U_i – компоненты скорости среднего течения; u'_i – компоненты пульсаций скорости вдоль соответствующих координат x_i ; черта сверху означает осреднение, по повторяющимся индексам проводится суммирование. Выражая напряжения Рейнольдса через коэффициент турбулентной вязкости ν_t и градиент средней скорости, для горизонтально-однородного течения получим

$$P^{\tau} = \nu_t \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2.$$

Для пристеночной турбулентности коэффициент ν_t обычно принимают линейно зависящим от расстояния до стенки, а профиль скорости течения – логарифмическим.

Несмотря на то что другой мощный механизм генерации турбулентности – обрушение волн – считается большинством исследователей важнейшим, определен он не так однозначно: различными авторами предлагаются сильно отличающиеся подходы. В модели [8] влияние обрушивающихся волн параметризовалось через масштаб турбулентности (использовалась гипотеза Прандтля) и параметр шероховатости. То есть в явном виде этот механизм в модель не включался. В работе [9] обрушения волн, в том числе и микрообрушения, рассматриваются как объемный источник энергии и импульса, зависящий от спектрального состава поверхностных волн. Для расчета объемной продукции турбулентной кинетической энергии вследствие обрушений использовалось соотношение

$$P^{wb}(z) = \int_0^{\min(k_b, 1/z)} k D_E(\mathbf{k}) d\mathbf{k},$$

где D_E – спектр диссипации импульса волн; k_b – волновое число самых коротких обрушивающихся волн; \mathbf{k} – волновой вектор [9].

В модели [10] для оценки вклада обрушивающихся волн в турбулизацию слоя проникновение под поверхность обрушивающейся части волны рассматривалось как распространение в жидкости аэрированной струи. Необходимые для этого параметры, такие как вероятность обрушений и ширина гребня обрушивающихся волн, определялись по эмпирическим формулам [21, 22].

В последние годы предпринимаются попытки учета влияния обрушений на основе выражений, введенных О. М. Филлипсом для расчета характеристик обрушивающихся волн с помощью параметра $\Lambda(c)dc$, который представляет собой длину обрушивающегося фронта на единицу площади поверхности моря в диапазоне фазовых скоростей волн от c до $c + dc$ [23]. Общая длина обрушивающихся фронтов на единицу поверхности моря рассчитывается как

$$L = \int \Lambda(c)dc,$$

а средняя скорость потери энергии на единицу площади буруном, движущимся со скоростью в диапазоне от c до $c+dc$, определяется через пятый момент по формуле

$$\varepsilon_s(c)dc = bg^{-1}c^5\Lambda(c)dc,$$

где b – безразмерный параметр, характеризующий интенсивность обрушений; g – ускорение свободного падения. По-видимому, этот подход весьма перспективен, хотя вид зависимости $\Lambda(c)$ и параметр b остаются недостаточно хорошо изученными [24–27].

Третий механизм генерации турбулентности – «гидродинамическая неустойчивость волновых движений в верхнем перемешанном слое, индуцируемых поверхностными волнами» [1, с. 40] – во многих моделях не принимается во внимание, хотя существуют весомые свидетельства о влиянии волновых движений на турбулентность [28–33]. Влияние поверхностных волн на турбулентный режим (без анализа собственно обрушений) подробно обсуждалось в работе [34], в которой было отмечено, что главный эффект взаимодействия

волн и турбулентности – вертикальный перенос кинетической энергии турбулентными движениями. Основную роль при этом, по-видимому, играют движения, сравнимые по масштабам с толщиной волнового слоя.

В последние годы тестируются модели циркуляции океана, в которые вводится добавочный член, характеризующий влияние перемешивания, индуцированного волнением [28, 35]. На основе линейной теории волнения определяются коэффициенты турбулентной вязкости и диффузии, которые аддитивно вводятся в используемые обычно *KPP*-параметризации (*K-Profile Parameterization* – параметризация вертикального профиля коэффициента турбулентной вязкости, обычно в виде полинома от вертикальной координаты z [36]):

$$K_m = K_{mc} + B_V,$$

где K_{mc} рассчитывается по схеме [37], а B_V находится из соотношения

$$B_V = \langle l_z^w u_z'^w \rangle,$$

где l_z^w – масштаб перемешивания, который пропорционален смещению частицы в соответствующем направлении (в данном случае – по вертикали), а $u_z'^w$ – приращение скорости волнового движения на этом масштабе. Для монохроматической волны в работе [35, с. 1344] выводится соотношение

$$B_V = \alpha A^3 k \omega \exp(3kz).$$

Здесь α – константа, определяемая из наблюдений; A – амплитуда волнения; k – волновое число; ω – циклическая частота; z – вертикальная координата, направленная вверх.

В работе [31] предложено разделить вклад волновых движений в перемешивание на симметричную и асимметричную части: первая пополняет энергию турбулентности вследствие орбитального движения частиц (в случае превышения волновым числом Рейнольдса критического значения: $Re^{wave} > 3000$), вторая увеличивает сдвиговую генерацию. Влияние первой составляющей учитывается в изменении коэффициента турбулентной вязкости, влияние второй рассматривается как добавка к сдвигу скорости течения.

В работе [10] приток энергии к турбулентности от необрушивающихся волн предполагался пропорциональным кинетической энергии орбитального движения и для плоского случая (двумерное волнение) определялся в соответствии с [34, с. 1981] как

$$P^w(z) = -\frac{d}{dz} \left(\overline{w' E^w} \right),$$

где $E^w = \frac{\tilde{u}_i \tilde{u}_i}{2}$ – волновая энергия (в [34] отмечалось, что статистические моменты $\overline{\tilde{u}_i^{2n} \tilde{u}_j'^m} \neq 0$; $m, n = 1, 2, \dots$); w' – вертикальная компонента пульсаций скорости. Для расчета в модели [10] использовалась приближенная формула

$$P^w(z) \approx C_w u_* \left| \frac{dE^w}{dz} \right|, \quad (1)$$

где C_w – эмпирическая константа, которая определяется в процессе верификации модели; u_* – динамическая скорость в воде.

Для оценки вклада ЦЛ пока нет общепринятых модельных представлений, основные соотношения получены главным образом с помощью *LES*-моделирования. В работе [12] был введен параметр, называемый турбулентным числом Ленгмюра:

$$La_t = \sqrt{\frac{u_*}{U_{S0}}},$$

где u_* – по-прежнему динамическая скорость в воде; U_{S0} – стоков дрейф на поверхности. Фактически число Ленгмюра характеризует относительное влияние вызванного ветром сдвига скорости и сдвига стокова дрейфа на турбулентность пограничного слоя. Стоков дрейф определяется формулой

$$U_s = A^2 k \omega \exp(-2kz),$$

где A , k и ω – амплитуда, волновое число и частота волн соответственно; z – глубина. Как было показано, интенсивность вертикального переноса турбулентной энергии возрастает с уменьшением La_t . При параметризации верхнего перемешанного слоя (*KPP*-параметризации), в которой используется масштабирование вертикальной скорости, характеризующей перенос турбулентной энергии (в оригинальных работах используется термин «вертикальная составляющая кинетической энергии» или просто «вертикальная кинетическая энергия», *VKE*), были найдены соотношения вида [38–40]

$$\frac{\langle w'^2 \rangle}{u_*^2} = a [1 + b La^{-n}], \quad (2)$$

где a , b и n – числовые константы; w' – вертикальные пульсации скорости. В безволновом слое отношение (2) обычно равно 0,64, тогда как при волнении эта величина может достигать значения 1,8 [38]. В ряде работ рассматривается также случай несовпадения направлений полос Ленгмюра, ветра и волнения, при этом зависимость (2) немного усложняется [41].

В исследованиях [13, 42] влияние ЦЛ учитывается только в генерации турбулентности сдвигом стокова дрейфа, тогда как авторы в [43] рассматривали это влияние как приток энергии через границу. В работе [33] для расчета генерации турбулентности циркуляциями Ленгмюра использовалась формула

$$P^L = \nu_t \left(\frac{\partial U}{\partial z} \frac{\partial U_s}{\partial z} + \frac{\partial V}{\partial z} \frac{\partial V_s}{\partial z} \right), \quad (3)$$

где U, V, U_s, V_s – компоненты средней скорости течения и стокова дрейфа вдоль горизонтальных осей x и y соответственно.

Экспериментальные данные

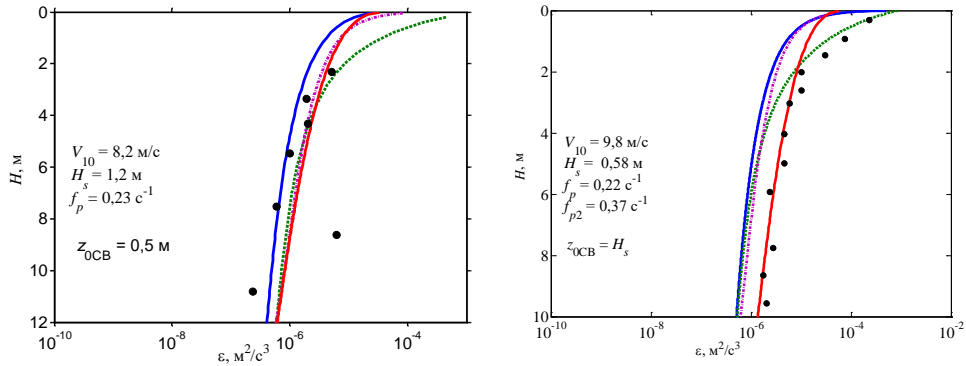
На протяжении ряда лет сотрудниками отдела турбулентности Морского гидрофизического института РАН (МГИ) проводятся экспериментальные исследования процессов турбулентного обмена в приповерхностном слое моря на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона МГИ. Главным прибором во время оперативных наблюдений является многофункциональный измерительный комплекс «Сигма-1» (позиционный вариант) [44]. Другой комплекс – «Восток-М» – дает информацию о модуле и направлении скорости основного течения, а также о средних значениях температуры и электропроводности. В процессе измерений комплексы синхронно позиционируются на одном горизонте с выдержкой, достаточной для статистической обеспеченности измерений (10–20 мин). Ряд других необходимых для анализа гидрофизических характеристик любезно предоставлялся нам сотрудниками отделов дистанционных методов исследования и гидрофизики шельфа МГИ. Физические параметры регистрировались их наблюдательными системами, развернутыми на океанографической платформе на постоянной основе либо в период проведения наших экспериментов. Проводились совместные с Институтом физики атмосферы РАН им. А. М. Обухова специализированные эксперименты, благодаря чему набор измеряемых метеорологических и гидрофизических характеристик существенно расширился [45, 46]. Таким образом, набор одновременно измеряемых гидрометеорологических параметров был достаточно полным, что позволяло провести адекватную параметризацию исследуемых характеристик и верифицировать теоретические модели.

Для характеристики интенсивности турбулентности обычно используются значения скорости диссипации турбулентной энергии ϵ , которые нами рассчитывались по измерениям трех компонент пульсаций скорости комплексом «Сигма-1» и средней скорости течения на данном горизонте. Профиль скорости диссипации, определенный по экспериментальным данным, сравнивался с расчетами, полученными по различным моделям. Метод расчета ϵ достаточно подробно описан в [10].

Проведенная верификация описанных выше моделей турбулентного обмена для приповерхностного слоя моря на основе собранных в течение нескольких лет экспериментальных данных позволяет сформулировать некоторые выводы.

Результаты расчетов по моделям из работ [8–10] при скоростях ветра 5–9 м/с вполне удовлетворительно соответствовали измеренным данным. При более сильных ветрах и в штормовых условиях многомасштабная модель А. М. Чухарева [10] показывает наилучшее совпадение результатов расчета и данных эксперимента по сравнению с другими моделями. На рис. 2 приведены примеры расчетов по различным моделям и соответствующие экспериментальные данные.

Тем не менее существует достаточно большой массив экспериментальных данных, при сопоставлении с которыми ни одна из моделей не дает удовлетворительного соответствия распределения скорости диссипации по глубине. Теоретические расчеты при слабом ветре и незначительном волнении показывают существенно более низкие значения: расхождения могут достигать 2–3 порядков.



Р и с. 2. Сравнение модельных (линии) и экспериментальных (точки) зависимостей скорости диссипации турбулентной энергии ε от глубины при разных скоростях ветра H [10, с. 483–484]. Слева приведены гидрометеорологические параметры, при которых производился расчет: V_{10} – скорость ветра на высоте 10 м; H_s – высота значительных волн; f_p – частота спектрального пика волнения; z_{0CB} – параметр шероховатости в модели Крейга и Баннера [8]. Представлены расчеты по следующим моделям: модели для пристеночной турбулентности (синяя кривая); модели Крейга и Баннера [8] (зеленая штриховая линия); модели В. Н. Кудрявцева и соавторов (фиолетовая штрихпунктирная линия); многомасштабной модели А. М. Чухарева [10] (красная кривая) **F i g. 2.** Comparison of the model (lines) and experimental (dots) dependences of the turbulent energy dissipation rate ε on depth at different wind speeds H [10, p. 483–484]. On the left are the hydrometeorological parameters at which the calculations were performed: V_{10} – wind speed at the altitude 10 m; H_s – height of significant waves; f_p – frequency of the wave spectral peak; z_{0CB} – roughness parameter in the Craig and Banner model [8]. Represented are the calculations by the following models: for wall turbulence (blue curve); the Craig and Banner model [8] (green dash line); the Kudryavtsev V.N. et al. model (purple dotted line), the Chukharev A.M. multiscale model [10] (red line)

К другой группе данных можно отнести гидрометеорологические ситуации, которые не учитываются в моделях, но довольно часто встречаются в реальных условиях: это наличие нескольких систем волнения и зыби, а также разное направление (в первую очередь встречное) ветра, волнения и течения. Отдельно можно отметить наличие ЦЛ – в этих случаях модели тоже могут давать заниженные значения скорости диссипации. По понятным причинам неустановившееся волнение и/или нестационарный режим турбулентности являются факторами, не учитываемыми в описанных стационарных моделях, которые для этих случаев неприменимы. С учетом сказанного объективность рассматриваемых моделей оценивалась для условий, приближенных к стационарным и классическим (устойчивый ветер, близкие по направлению ветер, течение и волнение).

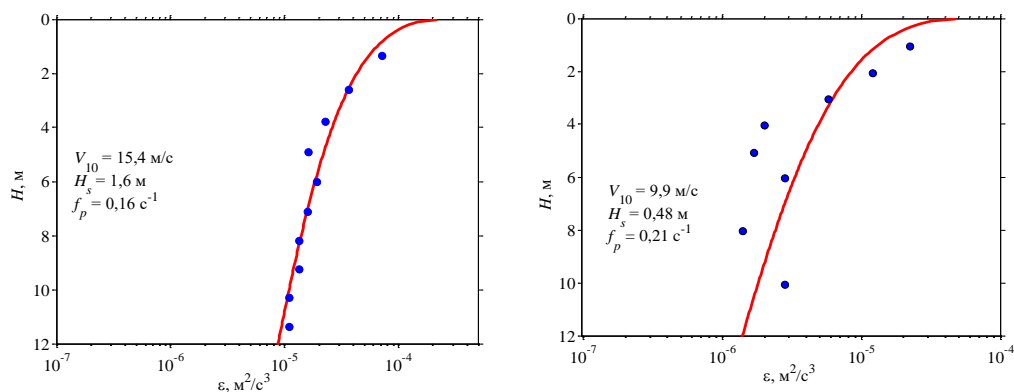
Таким образом, сравнительный анализ натурных измерений и теоретических расчетов показал, что, несмотря на вполне удовлетворительное соответствие во многих случаях экспериментальных и модельных данных при умеренных скоростях ветра, рассмотренные модели далеко не всегда могут служить надежным инструментом для оценки интенсивности турбулентности вблизи поверхности моря.

Расчет относительного вклада механизмов генерации турбулентности в различных гидрометеорологических условиях

Поскольку из отмеченных здесь моделей наиболее полно различные источники турбулентности представлены в многомасштабной модели [10] и соответствие экспериментальным данным по совокупности рассмотренных случаев чаще всего наблюдалось для результатов расчета по этой модели, основной анализ расчетов проводился именно по ней.

Многомасштабная модель позволяет рассчитать энергию турбулентности и скорость диссипации для каждого источника турбулентности в соответствующем диапазоне масштабов и оценить их абсолютный и относительный вклад на различных глубинах. Процедура оценивания была следующей. Экспериментальные данные, полученные в различных гидрометеорологических ситуациях, сравнивались с результатами модельных расчетов, и подбором констант достигалось их наилучшее соответствие, при этом предполагался суммарный эффект всех механизмов генерации, существующих в данных условиях. Приток энергии от обрушивающихся волн учитывался в модели по входным параметрам, в первую очередь по скорости ветра.

На рис. 3 показаны примеры соответствия модельных [10] и экспериментальных значений скорости диссипации турбулентной энергии в различных гидрометеорологических условиях.

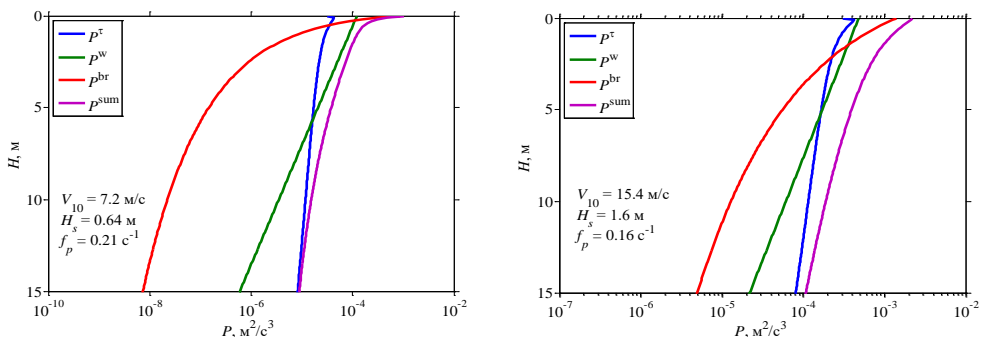


Р и с. 3. Зависимость скорости диссипации турбулентной энергии от глубины в различных гидрометеорологических условиях. Обозначения см. на рис. 2

F i g. 3. Dependence of the turbulent energy dissipation rate on depth under different hydrometeorological conditions. Designations are the same as in Fig. 2

Вклад отдельных механизмов генерации турбулентности рассчитывался по приведенным выше формулам. На рис. 4 представлены данные, полученные при умеренных и сильных ветрах. При слабых ветрах, как уже говорилось, результаты расчетов по модели существенно отличались от экспериментальных данных, поэтому их достоверный анализ сильно затруднен. Относительный вклад каждого из механизмов генерации зависит от гидрометеорологических условий и меняется с глубиной. Вклад от обрушений поверхностных волн (красная кривая на рис. 4) появляется при скорости ветра, превышающей 5 м/с.

Заметную роль в генерации турбулентности волнами играет также их степень развития, высота и крутизна. Как хорошо видно из рисунка, в разных условиях и на разных глубинах доминировать может тот или иной механизм, поэтому даже при развитии шторма важен учет всех механизмов генерации турбулентности.



Р и с. 4. Вклад основных механизмов генерации турбулентности в разных гидрометеорологических условиях. Обозначения см. на рис. 1 и 2

F i g. 4. Contribution of the main mechanisms of turbulence generation in different hydrometeorological conditions. Designations are the same as in Fig. 1 and 2

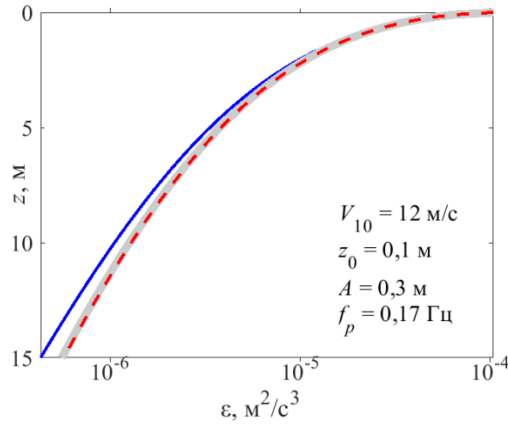
По сравнению с ранее предложенной моделью [10] в ее новом усовершенствованном варианте добавлена возможность учитывать влияние стокова дрейфа и ЦЛ. Стоков дрейфа учитывается как увеличение суммарного сдвига скорости:

$$P^\tau = \nu_t \left(\frac{\partial(U + U_s)}{\partial z} \right)^2.$$

Расчет генерации турбулентности вследствие работы ЦЛ производился как по соотношению (3), предложенному в [33], так и по формулам, предлагаемым в [38–40]. Сравнение ранее предложенной и доработанной модели показало, что включение в модель учета стокова дрейфа несколько улучшает объективность модельных расчетов, в то время как добавление ЦЛ в качестве источника турбулентности в соответствии с формулой (3) почти не отражается на результатах. На рис. 5 приведены расчеты по многомасштабной модели для всех указанных случаев.

Альтернативный метод оценки вклада ЦЛ в соответствии с выражением (2) через увеличение вертикального переноса кинетической энергии в зависимости от числа Ленгмюра в многомасштабной модели [10] применялся в расчете генерации турбулентности волновыми движениями. В формуле (1) вместо u_* использовалась величина $\sqrt{\langle w'^2 \rangle}$, определяемая по соотношению [40]

$$\frac{\langle w'^2 \rangle}{u_*^2} = 0,64[1 + 0,098La_t^{-2}]. \quad (4)$$



Р и с. 5. Скорость диссипации турбулентной энергии ε , рассчитанная по соотношению (1): без учета стокова дрейфа и ЦЛ (синяя кривая); с учетом стокова дрейфа (серая кривая); с учетом стокова дрейфа и ЦЛ (красная штриховая линия)

Fig 5. The rate of turbulent energy dissipation ε calculated by ratio (1): with no regard for the Stokes drift and the Langmuir circulations (blue curve); with the regard for the Stokes drift (grey curve); with the regard for the Stokes drift and Langmuir circulations (red dash line)

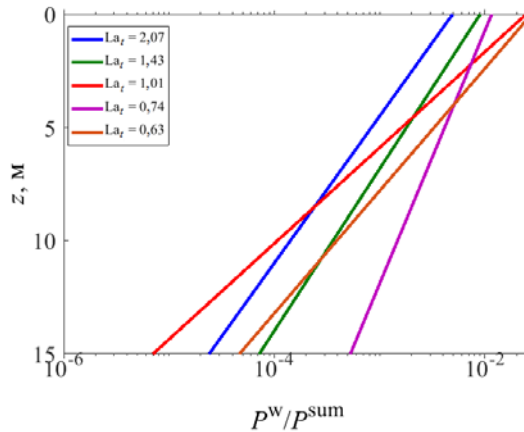
Производилась проверка и несколько отличающейся от соотношения (4) зависимости, предложенной в работе [40] на основе *LES*-моделирования:

$$\frac{\langle w'^2 \rangle}{u_*^2} = \begin{cases} 0,398 + 0,48La_{SL}^{-4/3}, & La_{SL} \leq 1 \\ 0,64 + 3,50 \exp(-2,69La_{SL}), & La_{SL} > 1 \end{cases} \quad (5)$$

В отличие от формулы (4) здесь в качестве параметра авторами использовалось число Ленгмюра La_{SL} , рассчитанное по стоковому дрейфу, осредненному по 1/5 верхней части перемешанного слоя. Расчет по формуле (4) демонстрирует слабое влияние ЦЛ на интенсивность турбулентности, тогда как зависимость (5) показывает несколько лучшее соответствие наблюдениям: при числах Ленгмюра, больших 1, вклад ЦЛ незначительный, а при $La_t < 1$ он может достигать 15 % (при $La_t = 0,63$).

На рис. 6 показаны результаты расчетов (с реальными гидрометеорологическими условиями) отношения скорости генерации волновыми движениями к общей скорости генерации турбулентной энергии P^w/P^{sum} с учетом зависимости (5) при разных числах Ленгмюра.

Как видно из рис. 6, налицо тенденция увеличения относительного вклада P^w (вследствие роста вертикальной скорости переноса кинетической энергии) в общую генерацию турбулентности. Дополнительными факторами, влияющими на это отношение, являются амплитуда и частота волнения: при большей амплитуде вклад волновой турбулентности проявляется на больших глубинах. В определенном смысле уменьшение числа Ленгмюра характеризует увеличение крутизны поверхностных волн, т. е. усиление нелинейных эффектов в волновых движениях.



Р и с. 6. Изменение относительного вклада генерации турбулентности поверхностным волнением в зависимости от турбулентного числа Ленгмюра

F i g. 6. Change of the relative contribution of turbulence generation by surface waves as a function of the Langmuir turbulent number

Заклучение

Исходя из всего изложенного, можно констатировать, что на данном этапе исследования проблемы параметризации турбулентного обмена в верхнем перемешанном слое моря остается ряд нерешенных задач. К сожалению, отсутствует адекватное теоретическое описание сложных взаимодействий различных динамических процессов под морской поверхностью. Дрейфовое течение, волновые движения, обрушение волн, стоков дрейф и ЦЛ являются источниками турбулентности и вносят определенный вклад в вертикальное перемешивание.

Первые три из перечисленных источников дают наибольший вклад в турбулизацию верхнего слоя, но учет в моделях только данных механизмов генерации позволяет описывать экспериментальные результаты не всегда успешно.

Развитие многомасштабной модели турбулентности [10], описанное в настоящей работе, дает возможность включать в теоретические расчеты влияние стокова дрейфа и ЦЛ. Расчеты по усовершенствованной модели с реальными входными параметрами, полученными в измерениях (скорость ветра, высота и частота спектрального пика волнения), показали, что учет стокова дрейфа добавляет к суммарной по 30-метровому слою скорости диссипации турбулентной энергии от 2 до 17 %, тогда как влияние ЦЛ, параметризованное в соответствии с формулой (3), практически незаметно (менее 1 %). Другой предлагаемый метод учета ЦЛ, такой как увеличение вертикального переноса кинетической энергии в зависимости от турбулентного числа Ленгмюра, по формуле (5) дает в расчетах более весомый вклад в общую турбулизацию слоя: до 15 % при $La_t < 1$.

Полученные результаты, к сожалению, не дают однозначной картины влияния ЦЛ на турбулентный обмен в приповерхностном слое из-за отсутствия их

общепризнанной параметризации. Возможно, зависимости (4) и (5) не являются вполне универсальными и требуют более тщательной экспериментальной проверки в конкретных региональных гидрометеорологических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А. С., Ozmidov P. B. Океанская турбулентность. Л. : Гидрометеониздат, 1981. 320 с.
2. A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer / S. E. Belcher [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39, iss. 18. L18605. <https://doi.org/10.1029/2012GL052932>
3. Федоров К. Н., Гинзбург А. И. Приповерхностный слой океана. Л. : Гидрометеониздат, 1988. 303 с.
4. Доброклонский С. В. Турбулентная вязкость в поверхностном слое моря и волнение // Доклады АН СССР. 1947. Т. 58, № 7. С. 1345–1348.
5. Бенилов А. Ю. О генерации турбулентности в океане поверхностными волнами // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1973. Т. 9, № 3. С. 293–303.
6. Benilov A. Y., 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. doi:10.1016/S0895-7177(01)00159-5
7. 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)
8. Craig P. D., Banner M. L. Modelling of wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer // *Journal of Physical Oceanography*. 1994. Vol. 24, iss. 12. P. 2546–2559. doi:10.1175/1520-0485(1994)024<2546:MWETIT>2.0.CO;2
9. 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>
10. 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
11. Craik A. D. D., Leibovich S. A rational model for Langmuir circulation // *Journal of Fluid Mechanics*. 1976. Vol. 73, part 3. P. 401–426.
12. Structure and variability of Langmuir circulation during the Surface Waves Processes Program / A. J. Plueddemann [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1996. Vol. 101, iss. C2. P. 3525–3543. <https://doi.org/10.1029/95JC03282>
13. Tsai W., Hung L. Three-dimensional modeling of small-scale processes in the upper boundary layer bounded by a dynamic ocean surface // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2007. Vol. 112, iss. C2. C02019. doi:10.1029/2006JC003686
14. Kukulka T., Plueddemann A. J., Sullivan P. P. Nonlocal transport due to Langmuir circulation in a coastal ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012. Vol. 117, iss. C12. C12007. doi:10.1029/2012JC008340
15. Langmuir Circulation: An agent for vertical restratification? / K. Li [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2012. Vol. 42, iss. 11. P. 1945–1958. doi:10.1175/JPO-D-11-0225.1
16. 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. doi:10.1002/jgrc.20387
17. 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
18. Langmuir Turbulence in Swell / J. C. McWilliams [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2014. Vol. 44, iss. 3. P. 870–890. doi:10.1175/JPO-D-13-0122.1

19. 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. doi:10.1175/JPO-D-12-025.1
20. Characterization and modulation of Langmuir circulation in Chesapeake Bay / M. E. Scully [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2015. Vol. 45, iss. 10. P. 2621–2639. doi:10.1175/JPO-D-14-0239.1
21. *Katsaros K. B., Ataktürk S. S.* Dependence of wave-breaking statistics on wind stress and wave development // *Breaking Waves* / M. L. Banner, R. H. J. Grimshaw (Eds.). Berlin : Springer, 1992. P. 119–132. https://doi.org/10.1007/978-3-642-84847-6_9
22. *Melville W. K., Veron F., White C. J.* The velocity field under breaking waves: Coherent structures and turbulence // *Journal of Fluid Mechanics*. 2002. Vol. 454. P. 203–233. doi:10.1017/S0022112001007078
23. *Phillips O. M.* Spectral and statistical properties of the equilibrium range in wind-generated gravity waves // *Journal of Fluid Mechanics*. 1985. Vol. 156. P. 505–531. <https://doi.org/10.1017/S0022112085002221>
24. *Romero L., Melville W. K., Kleiss J. M.* Spectral Energy Dissipation due to Surface Wave Breaking // *Journal of Physical Oceanography*. 2012. Vol. 42, iss. 9. P. 1421–1444. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-11-072.1>
25. *Romero L.* Distribution of surface wave breaking fronts // *Geophysical Research Letters*. 2019. Vol. 46, iss. 17–18. P. 10463–10474. <https://doi.org/10.1029/2019GL083408>
26. *Чухарев А. М., Зубов А. Г., Павленко О. И.* Экспериментальная оценка скорости диссипации турбулентной энергии в подповерхностном слое моря в штормовых условиях // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 4. С. 329–342. doi:10.22449/0233-7584-2018-4-329-342
27. *Кориненко А. Е., Малиновский В. В., Кудрявцев В. Н.* Экспериментальные исследования статистических характеристик обрушений ветровых волн // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 6. С. 534–547. doi:10.22449/0233-7584-2018-6-534-547
28. Wave-induced mixing in the upper ocean: Distribution and application to a global ocean circulation model / F. Qiao [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2004. Vol. 31, iss. 11. L11303. doi:10.1029/2004GL019824
29. *Babanin A. V.* On a wave-induced turbulence and a wave-mixed upper ocean layer // *Geophysical Research Letters*. 2006. Vol. 33, iss. 20. L20605. doi:10.1029/2006GL027308
30. *Babanin A. V., Onorato M., Qiao F.* Surface waves and wave-coupled effects in lower atmosphere and upper ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012. Vol. 117, iss. C11. C00J01. doi:10.1029/2012JC007932
31. Turbulent mixing due to surface waves indicated by remote sensing of suspended particulate matter and its implementation into coupled modeling of waves, turbulence, and circulation / A. Pleskachevsky [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2011. Vol. 41, iss. 4. P. 708–724. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4328.1>
32. Турбулентность, индуцируемая штормовыми волнами на глубокой воде / С. Ю. Кузнецов [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2015. № 5. С. 23–34. doi:10.22449/0233-7584-2015-5-23-34
33. *Wu L., Rutgersson A., Sahlée E.* Upper-ocean mixing due to surface gravity waves // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2015. Vol. 120, iss. 12. P. 8210–8228. doi:10.1002/2015JC011329
34. *Kitaigorodskii S. A., Lumley J. L.* Wave-turbulence interactions in the upper ocean. Part I: The energy balance of the interacting fields of surface wind waves and wind-induced three-dimensional turbulence // *Journal of Physical Oceanography*. 1983. Vol. 13, iss. 11. P. 1977–1987. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1983\)013<1977:WTITU>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1983)013<1977:WTITU>2.0.CO;2)
35. A three-dimensional surface wave–ocean circulation coupled model and its initial testing / F. Qiao [et al.] // *Ocean Dynamics*. 2010. Vol. 60, iss. 5. P. 1339–1355. doi:10.1007/s10236-010-0326-y
36. *Large W. G., McWilliams J. C., Doney S. C.* Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // *Reviews of Geophysics*. 1994. Vol. 32, iss. 4. P. 363–403. <https://doi.org/10.1029/94RG01872>

37. *Mellor G. L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics*. 1982. Vol. 2, iss. 4. P. 851–875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>
38. *McWilliams J. C., Sullivan P. P.* Vertical mixing by Langmuir circulations // *Spill Science & Technology Bulletin*. 2000. Vol. 6, iss. 3–4. P. 225–237. [http://dx.doi.org/10.1016/S1353-2561\(01\)00041-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1353-2561(01)00041-X)
39. *Li M., Garrett C., Skillingstad E.* A regime diagram for classifying turbulent large eddies in the upper ocean // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2005. Vol. 52, iss. 2. P. 259–278. doi:10.1016/j.dsr.2004.09.004
40. *Harcourt R. R., D'Asaro E. A.* Large-eddy simulation of Langmuir turbulence in pure wind seas // *Journal of Physical Oceanography*. 2008. Vol. 38, iss. 7. P. 1542–1562. doi:10.1175/2007JPO3842.1
41. The form and orientation of Langmuir cells for misaligned winds and waves / L. P. Van Roekel [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012. Vol. 117, iss. C5. C05001. doi:10.1029/2011JC007516
42. *Ardhuin F., Jenkins A. D.* On the interaction of surface waves and upper ocean turbulence // *Journal of Physical Oceanography*. 2006. Vol. 36, iss. 3. P. 551–557. <https://doi.org/10.1175/JPO2862.1>
43. *Kantha L. H., Clayson C. A.* On the effect of surface gravity waves on mixing in the oceanic mixed layer // *Ocean Modelling*. Vol. 6, iss. 2. P. 101–124. [https://doi.org/10.1016/S1463-5003\(02\)00062-8](https://doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00062-8)
44. 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.
45. Evolution of air-sea interaction parameters during the temperature front passage: The measurements on an oceanographic platform / I. A. Repina [et al.] // *Atmospheric Research*. 2009. Vol. 94, iss. 1. P. 74–80. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2008.11.007>
46. *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.

Об авторах:

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

Павлов Михаил Игоревич, аспирант, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-9998-2080**, mixail.pavlov.1993@mail.ru