

УДК 551.465.15

ВЕРИФИКАЦИЯ МОДЕЛЬНЫХ ОЦЕНОК ГЕНЕРАЦИИ ТУРБУЛЕНТНОЙ ЭНЕРГИИ ПОВЕРХНОСТНЫМИ ВОЛНАМИ ПО НАТУРНЫМ ДАННЫМ¹

© 2021 г. А. М. Чухарев*

Морской гидрофизический институт РАН, ул. Капитанская, 2, Севастополь, 299011 Россия

**E-mail: alexchukh@mail.ru*

Поступила в редакцию 15.04.2021 г.

После доработки 29.04.2021 г.

Принята к публикации 09.06.2021 г.

Верхний пограничный слой моря в наибольшей степени подвержен воздействию атмосферы, и формирующиеся в нем движения оказывают значительное влияние на горизонтальные и вертикальные потоки тепла, импульса, растворенных веществ и других субстанций. Вертикальный турбулентный обмен в данном слое определяется действием сразу нескольких механизмов, одним из которых является поверхностное волнение. Оценки вклада волнения в общую генерацию турбулентности выполнялись многими исследователями с использованием различных подходов. Для верификации предлагаемых моделей генерации турбулентности использованы экспериментальные данные об интенсивности турбулентных пульсаций скорости в приповерхностном слое моря, полученные на океанографической платформе. Скорость диссипации турбулентной энергии рассчитывалась по вертикальной компоненте пульсаций вектора скорости, с привлечением гипотез Колмогорова и гипотезы “замороженной турбулентности” Тэйлора. Сопоставление модельных и экспериментальных данных величин скорости диссипации показало справедливость основного предположения о том, что интенсивность индуцированной волнами турбулентности зависит от энергетических характеристик волнения. В то же время натурные данные убывают с глубиной значительно медленнее расчетных. Возможным объяснением может быть влияние турбулентной диффузии и сдвиговых эффектов, а также недостаточно адекватная параметризация трансформации волновой энергии в турбулентность.

Ключевые слова: натурные измерения, поверхностные волны, генерация турбулентности, параметризация, скорость диссипации

DOI: 10.31857/S0002351521050059

ВВЕДЕНИЕ

Из-за наличия большого количества сложных физических процессов в верхнем слое моря адекватная параметризация некоторых из них до настоящего времени разработана недостаточно. По этой причине расчеты по глобальным климатическим моделям дают не вполне объективную картину: например, толщина перемешанного верхнего слоя и поверхностная температура может значительно отличаться от фактических значений [1].

Одним из процессов, влияющих на турбулентную структуру верхнего пограничного слоя и вертикальный обмен, является генерация турбулентности поверхностным волнением, точнее “гидродинамической неустойчивостью волновых движений, индуцируемых поверхностными

волнами” [2, с. 40]. Несмотря на колоссальное количество работ, посвященных морскому волнению, вопрос трансформации волновой энергии в турбулентность остается не до конца понятным. На разных этапах исследования этот процесс считался как важнейшим источником турбулентности, так и незначительным по сравнению с другими в силу почти потенциальных движений в классическом представлении волны. В ряде моделей турбулентности этот механизм генерации не учитывается в предположении существования более мощных: сдвига скорости дрейфового течения и/или обрушений волн [3–5]. Тем не менее, в настоящее время многие исследователи считают поверхностное волнение (без учета обрушений) важнейшим источником турбулентности, при этом приводятся объективные свидетельства в пользу данного утверждения [6–12].

Целью настоящей работы является сопоставление теоретических оценок продукции турбулентности волновыми движениями с экспери-

¹ Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на Всероссийской конференции “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти акад. А.М. Обухова (Москва, 10–12 ноября 2020 г.).

ментально определенными в натуральных условиях характеристиками интенсивности турбулентности в слое, подверженном волновому воздействию.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ЗАВИСИМОСТИ

Одной из первых теоретических оценок коэффициента турбулентной вязкости, обусловленного волнением, была работа С.В. Доброклонского [13], где волнение предполагалось монохроматическим трохoidalным. Коэффициент определялся через параметры волнения:

$$v_t = \frac{\pi k^2 h^2}{12 T} \exp\left(-\frac{4\pi z}{\lambda}\right), \quad (1)$$

где k – постоянная Кармана, h , T , λ – высота, период и длина волны соответственно, z – глубина (вертикальная координата направлена вниз).

Позднее А.Ю. Бениловым [14] была выведена формула для расчета скорости диссипации турбулентной энергии также с использованием характеристик волны:

$$\varepsilon = \beta \frac{V^3}{\lambda} \left(\frac{h}{\lambda}\right)^3 \exp(-6\pi z/\lambda), \quad (2)$$

где V – фазовая скорость волны, β – числовой коэффициент, остальные обозначения те же.

Возможный физический механизм взаимодействия поверхностных волн и турбулентности был предложен в [15]. По мнению авторов, основное взаимодействие сводится к турбулентному переносу волновой кинетической энергии, причем главную роль играют движения, сравнимые по масштабам с глубиной проникновения волн.

Важным источником турбулентности поверхностные волны считаются в исследованиях [6, 7], где апробируются модели циркуляции для океана. Влияние волн на турбулентность характеризуется с помощью добавочного слагаемого в расчетах коэффициента турбулентной вязкости:

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

где K_{mc} рассчитывается по обычной схеме [16], а B_V находится на основе линейной теории волнения по соотношению

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

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, угловые скобки означают осреднение. Если считать волну монохроматической, тогда

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

где α – константа, определяемая из наблюдений, A – амплитуда волнения, k – волновое число, ω – циклическая частота, z – вертикальная координата, направленная вверх [7].

В [8] предлагается оценка числа Рейнольдса через скорости частиц в волне:

$$\text{Re}^w = \frac{AV}{\nu} = \frac{A^2 \omega}{\nu} \quad \text{или} \quad \text{Re}^w = \frac{\omega}{\nu} A_0^2 \exp(-2kz),$$

где ν – коэффициент вязкости. Максимальная глубина, где число Рейнольдса превышает критическое значение (которое предлагается считать равным 3000), определится как

$$z_{cr} = \frac{g}{2\omega^2} \ln\left(\frac{A_0^2 \omega}{\text{Re}_{cr} \nu}\right).$$

В [10] для учета вклада волнения в перемешивание, движение частиц в волне разделяется на симметричную (SM) и асимметричную (AM) части, причем первая часть пополняет энергию турбулентности вследствие орбитального движения в случае превышения критического значения волнового числа Рейнольдса, а вторая часть – увеличивает генерацию сдвигом скорости. Влияние первой составляющей учитывается в изменении коэффициента турбулентной вязкости, влияние второй рассматривается как добавка к сдвигу скорости течения. Коэффициент турбулентной вязкости предполагается аддитивным, слагающимся из частей, обусловленных течением и волнением:

$$v_t = v_{curr} + v_{wave}.$$

Волновой сдвиг, влияющий на турбулентную вязкость (“the shear frequency” [10]), рассчитывается через градиенты орбитальных скоростей, предполагая движение частиц квазидвумерным:

$$M_{wave}^2 = \left(\frac{du_x^w}{dz}\right)^2 + \left(\frac{du_z^w}{dx}\right)^2.$$

Асимметричная часть волнового импульса находится с учетом диссипирующей части волновой энергии:

$$M_{wave}^{AM} = \frac{E_{diss}}{E_w} \overline{M_{wave}}.$$

Тогда генерация турбулентности волнением определится как

$$P_{wave} = v_t (M_{wave}^{AM})^2. \quad (4)$$

В работе [17] приток энергии к турбулентности от необрушивающихся волн предполагался пропорциональным кинетической энергии орби-

тального движения и для плоского случая (двумерное волнение) определялся как [15]

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

где $E^w = \frac{\tilde{u}_i \tilde{u}_i}{2}$ – волновая энергия, w' – вертикальная компонента пульсаций скорости. Для расчета в модели [17] использовалась приближенная формула

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

где C_w – эмпирическая константа, которая определяется в процессе верификации модели (оценена в пределах 0.2–0.5), u_* – динамическая скорость в воде.

Рассмотренные в данном разделе подходы к оценке генерации турбулентности поверхностными волнением отличаются главным образом показателем степени в экспоненциальном законе убывания скорости генерации с глубиной. Общим местом является предположение об определяющей роли энергетических характеристик волнения в процессе трансформации волновой энергии в турбулентность.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

В идеальном варианте для оценки волнения как источника турбулентности желательное полное отсутствие при этом других механизмов генерации, таких как обрушение волн, сдвиг скорости и циркуляции Ленгмюра. Этого не очень сложно добиться в лабораторных условиях, но результаты лабораторного моделирования переносить на реальную ситуацию не вполне корректно, можно сделать лишь качественные оценки. В натуральных же экспериментах такое условие, как правило, трудно выполнимо. Тем не менее, в собранном нами массиве данных на океанографической платформе в Кацивели имеется несколько экспериментов, когда это условие выполнялось с хорошим приближением: при очень слабом ветре на поверхности моря наблюдалось волнение, которое можно охарактеризовать как небольшую зыбь. В этих условиях в течение трех экспедиционных дней были собраны экспериментальные данные об интенсивности турбулентности в приповерхностном слое моря на различных горизонтах в диапазоне глубин 0.2–10 м. Некоторые результаты этих экспериментов описаны в работе [11].

На рис. 1 приведен фрагмент записи поверхностного волнения во время проведения эксперимента. Спектр возвышений поверхности приведен на рис. 2.

Данные о турбулентных пульсациях получены с помощью измерительного комплекса “Сигма-1”,

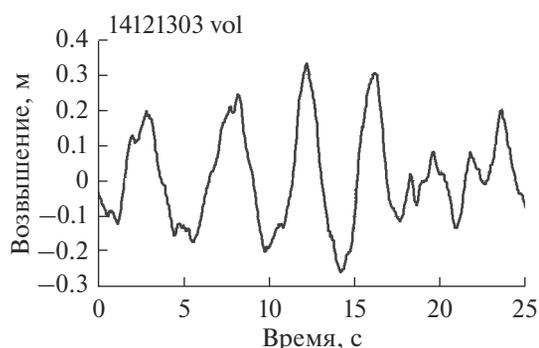


Рис. 1. Фрагмент записи возвышений поверхности, полученной с помощью струнного волнографа в эксперименте 2014.12.13.

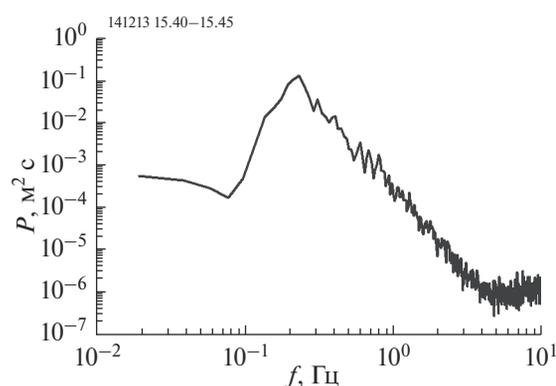


Рис. 2. Энергетический спектр поверхностного волнения во время эксперимента 2014.12.13.

который регистрирует три компоненты пульсаций вектора скорости [18]. Для позиционирования прибора на нужном горизонте используется специально разработанная система [19].

Расчет скорости диссипации турбулентной энергии осуществлялся по методу, предложенному в [20], при использовании которого помехи, вносимые колебаниями самого прибора и волнением, не влияют на результат. В основе метода лежит гипотеза Колмогорова, в соответствии с которой спектральная плотность пульсаций скорости может быть выражена как

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

где ϵ – скорость диссипации, k – волновое число; ν – кинематическая вязкость; $F(\lambda)$ – универсальная функция (модельный спектр); $\lambda = k/(\epsilon^{1/4} \nu^{-3/4})$ – безразмерное волновое число. Для пересчета частотного спектра в пространственный применялась гипотеза “замороженной турбулентности” Тэйлора. В качестве модельного спектра использовался спектр Насмита [21].

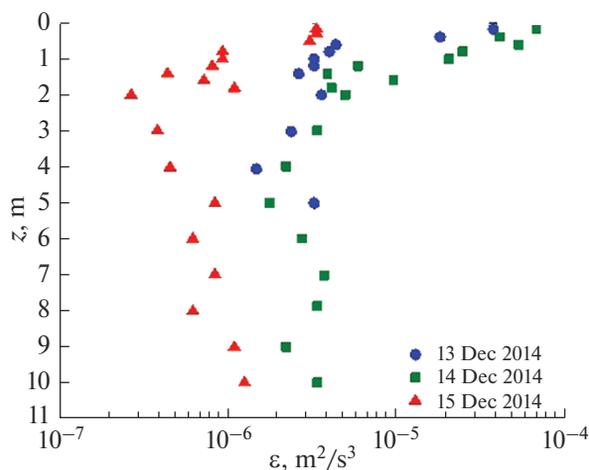


Рис. 3. Скорость диссипации турбулентной энергии в натуральных экспериментах в декабре 2014 г.

В процессе проведения измерений комплекс “Сигма-1” устанавливался на выбранных горизонтах, начиная с минимальной глубины такой, чтобы блок датчиков оставался ниже поверхности моря и до глубины 10 м с шагом 0.2–1 м с выдержкой на каждом горизонте около 5 мин для получения ряда достаточной длины при частоте дискретизации 100 Гц. Диапазон измерений пульсаций скорости составлял ± 2 м/с при точности $\pm 10\%$.

Полученные таким образом данные о пульсациях компонент вектора скорости подвергались стандартным процедурам предварительной статистической обработки: удаление выбросов и сомнительных участков, фильтрация медианным фильтром. Оценки скорости диссипации на каждом горизонте рассчитывалась по спектрам вертикальной компоненты скорости, как наименее подверженной искажениям. В используемом методе ошибка рассчитанных величин ϵ определялась главным образом случайной ошибкой оценки спектра (в этом качестве рассматривалась ширина 95%-го доверительного интервала) и в нашем случае составляла 20–40%. Результаты расчетов ϵ при соответствующих гидрометеорологических условиях приведены на рис. 3.

Из приведенного рисунка видно, что скорость диссипации во всех трех экспериментах ниже примерно 2 м почти постоянна по глубине и определяется, по всей видимости, фоновым течением. Но в самом верхнем слое она заметно больше и возрастает по мере приближения к поверхности, что, при слабом ветре, обусловлено главным образом влиянием поверхностных волн. Для сравнения с модельными формулами экспериментальные данные в верхнем двухметровом слое брались за вычетом среднего значения ϵ ниже этого слоя. Результаты сопоставления полученных таким образом экспериментальных данных и модельных зависимостей приведены на рис. 4.

Аппроксимация по методу наименьших квадратов экспоненциальной и степенной зависимостью (кривые соответственно 5 и 6) также изображены на рисунках.

Для расчета скорости диссипации турбулентной энергии в моделях [13], формула (1) и [7], формула (3) использовалось соотношение

$$\epsilon = \frac{v_t^3}{(\kappa l)^4}.$$

В качестве масштаба l принималась высота волнения (удвоенная амплитуда на частоте спектрального пика волн). В модели [10] скорость генерации турбулентной энергии предполагалась равной скорости диссипации (равновесный случай).

Как видно из рисунков, во всех случаях измеренные величины скорости диссипации существенно медленнее убывают с глубиной по сравнению с теоретическими. В то же время расчет ϵ по моделям [4] и [17] (приведены на рис. 4г для эксперимента от 13.12.2014 г.) были гораздо ближе к экспериментальным данным. Одно из основных отличий этих моделей от рассмотренных параметризаций [7, 10, 13, 14] состоит в учете диффузии турбулентности из верхних слоев. Нельзя исключить и того, что предположение о полном отсутствии тангенциального напряжения в рассматриваемом слое может быть не совсем корректным, несмотря на весьма слабый ветер.

К сожалению, недостаточное количество данных и большой разброс показателей степени в экспоненциальной зависимости ϵ от z при аппроксимации экспериментальных значений не позволяют сделать уверенное суждение о пригодности той или иной модели для расчета генерации турбулентности волновыми движениями. Но по результатам наших расчетов и анализа можно сделать некоторые выводы.

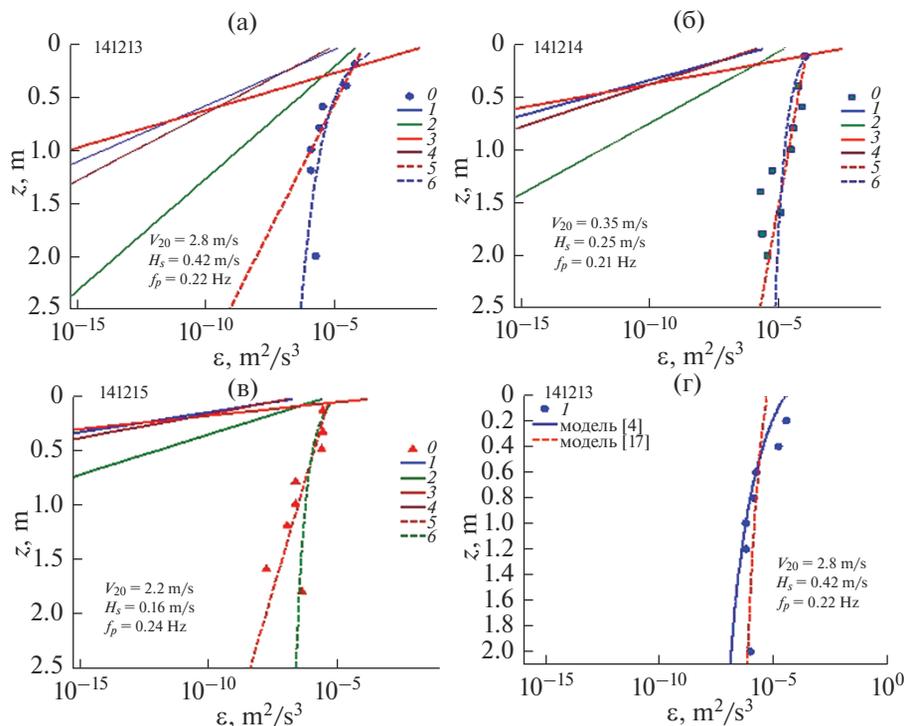


Рис. 4. Сравнение модельных и натуральных экспериментальных данных: скорость диссипации в зависимости от глубины. Гидрометеорологические характеристики приведены на рисунках: V_{20} – скорость ветра на высоте 20 м, H_s – высота значительных волн, f_p – частота спектрального пика волнения. Цифрами обозначены: 0 – эксперимент, 1 – Доброклонский, 1947; 2 – Бенилов, 1973; 3 – Qiao, 2010; 4 – Pleskachevsky, 2011; 5, 6 – аппроксимация экспоненциальной (*exffit*) и степенной (*powfit*) зависимостью соответственно. а) *exffit*1 = $1.0 \times 10^{-5} \exp(-5.1z)$; *powfit*1 = $1.5 \times 10^{-6} z^{-2}$; б) *exffit*2 = $9.1 \times 10^{-3} \exp(-1.8z)$; *powfit*2 = $1.0 \times 10^{-3} z^{-0.97}$; в) *exffit*3 = $5.3 \times 10^{-6} \exp(-2.9z)$; *powfit*3 = $5.6 \times 10^{-7} z^{-0.95}$; г) 1 – эксперимент 13.12.2014 г., сплошная – модель [4], пунктир – модель [17].

1. Волновые движения являются одним из важнейших механизмов генерации турбулентности, их учет в моделях турбулентного обмена необходим. Вблизи самой поверхности доля энергии, переходящей в турбулентность, не слишком отличается количественно от разных параметризаций, но скорость диссипации медленно убывает с глубиной в модели [14], следовательно, она ближе к эксперименту, хотя и недостаточно.

2. Поскольку наблюдается более точное соответствие моделей [4] и [17] полученным данным, очевидно, что существенную роль играет диффузия волновой кинетической энергии турбулентностью в нижележащие слои, и учет этого процесса также является необходимым.

3. Относительный вклад волнения в турбулизацию исследуемого слоя меняется в зависимости от характеристик волнения (высота и крутизна волн) и от глубины. В самом тонком приповерхностном слое (толщиной до 2–4 высот волн) при отсутствии обрушений этот механизм может доминировать.

По расчетам, выполненным в [22], в зависимости от гидрометеорологической ситуации относительный вклад сдвига скорости дрейфового течения может составлять примерно от 30 до более

чем 90% суммарной генерации турбулентности, поверхностных волн – от 1 до 50% и обрушений – от 0 до 60%.

Для более точных оценок влияния волн на турбулентность необходимы дальнейшие теоретические исследования этой проблемы наряду с комплексными лабораторными и натурными экспериментами.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2019-0003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Belcher S.E., Grant A.L.M., Hanley K.E. et al. A global perspective on Langmuir turbulence in the ocean surface boundary layer // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. L. 18605. <https://doi.org/10.1029/2012GL052932>
2. Монин А.С., Озмидов Р.В. Океанская турбулентность. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 320 с.
3. Csanady G.T. The Free Surface Turbulent Shear Layer // J. Phys. Oceanogr. 1984. V. 14. № 2. P. 407–411.
4. Craig P.D., Banner M.L. Modelling of wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer // J. Phys. Oceanogr. 1994. V. 24. № 12. P. 2546–2559.

- [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1994\)024<2546:MWE-TIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1994)024<2546:MWE-TIT>2.0.CO;2)
5. Kudryavtsev V., Shrira V., Dulov V., Malinovsky V. On the vertical structure of wind-driven sea currents // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. V. 38. № 10. P. 2121–2144. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3883>
 6. Qiao F., Yuan Y., Yang Y., Zheng Q., Xia C., Ma J. Wave-induced mixing in the upper ocean: Distribution and application to a global ocean circulation model // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L11303. <https://doi.org/10.1029/2004GL019824>
 7. Qiao F., Yuan Y., Ezer T., Xia C., Yang Y., Lü X., Song Z. A three-dimensional surface wave-ocean circulation coupled model and its initial testing // *Ocean Dyn.* 2010. V. 60. P. 1339–1355. <https://doi.org/10.1007/s10236-010-0326-y>
 8. Babanin, A. V. On a wave-induced turbulence and a wavenixed upper ocean layer // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L20605. <https://doi.org/10.1029/2006GL027308>
 9. Babanin A.V., Onorato M., Qiao F. Surface waves and wave-coupled effects in lower atmosphere and upper ocean // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C00J01. <https://doi.org/10.1029/2012JC007932>
 10. Pleskachevsky A., Dobrynin M., Babanin A V., Gunther H., Stanev E. 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 // *J. Phys. Oceanogr.* 2011. V. 41. № 4. P. 708–724. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4328.1>
 11. Кузнецов С.Ю., Сапрыкина Я.В., Дулов В.А., Чухарев А.М. Турбулентность, индуцируемая штормовыми волнами на глубокой воде // *Морской гидрофизический журн.* 2015. № 5. С. 23–34. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2015-5-23-34>
 12. Wu L., Rutgersson A., Sahlee E. Upper-ocean mixing due to surface gravity waves // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2015. 120. <https://doi.org/10.1002/2015JC011329>
 13. Доброклонский С.В. Турбулентная вязкость в поверхностном слое моря и волнение // *Докл. АН СССР.* 1947. Т. 58. № 7. С. 1345–1348.
 14. Бенилов А.Ю. О генерации турбулентности в океане поверхностными волнами // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1973. Т. 9. № 3. С. 293–303.
 15. 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 // *J. Phys. Oceanogr.* 1983 V. 13. 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)
 16. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of geophysics and space physics.* 1982. V. 20. № 4. P. 851–875. <https://doi.org/10.1029/RG020i004p00851>
 17. Chukharev A.M. Multitime scale model of turbulence in the sea surface layer // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2013. V. 49. № 4. P. 439–449. <https://doi.org/10.1134/S0001433813040026>
 18. Samodurov A.S., Dykman V.Z., Barabash V.A., Efremov O.I., Zubov A.G., Pavlenko O.I., Chukharev A.M. “Sigma-1” measuring complex for the investigation of small-scale characteristics of hydrophysical fields in the upper layer of the sea // *Physical Oceanography.* 2005. V. 15. № 5. P. 311–322.
 19. Барабаш В.А., Самодуров А.С., Чухарев А.М. Измерительная система для исследования мелкомасштабной турбулентности в приповерхностном слое моря // Патент Российской Федерации № 2549250. Зарегистрировано 26.03.2015. Опубликовано 20.04.2015, бюллетень № 11.
 20. Stewart R.W., Grant H.L. Determination of the rate of dissipation of turbulent energy near the sea surface in the presence of waves // *J. Geophys. Res.* 1962. V. 67. № 8. P. 3177–3180. <https://doi.org/10.1029/JZ067i008p03177>
 21. Oakey N.H. Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1982. V. 12. № 3. P. 256–271. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012%3C0256:DOTROD%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012%3C0256:DOTROD%3E2.0.CO;2)
 22. Чухарев А.М., Павлов М.И. Модельные и экспериментальные оценки интенсивности вертикального перемешивания в верхнем однородном слое моря // *Морской гидрофизический журн.* 2021. № 3. С. 333–349.

Verification of Model Estimates of Turbulent Energy Generation by Surface Waves from Field Data

A. M. Chukharev*

Marine Hydrophysical Institute of the Russian Academy of Sciences, Kapitanskaya str., 2, Sevastopol, 299011 Russia

*e-mail: alexchukh@mail.ru

The upper boundary layer of the sea is most affected by the atmosphere and the motions formed there have a significant influence on the horizontal and vertical fluxes of heat, momentum, and other substances. The vertical turbulent exchange in this layer is determined by the action of several mechanisms at once, one of

which is the surface wave. Estimates of the contribution of wave to the overall generation of turbulence have been made by many researchers using a variety of approaches. To verify the proposed turbulence generation models, experimental data on the intensity of turbulent velocity pulsations in the near-surface sea layer obtained on an oceanographic platform were used. The turbulent energy dissipation rate was calculated using the vertical component of velocity vector pulsations, using Kolmogorov hypothesis and Taylor's "frozen turbulence" hypothesis. Comparison of model and experimental data of dissipation velocity values showed the validity of the basic assumption that the intensity of wave induced turbulence depends on the energy characteristics of the wave. At the same time, the *in-situ* data decrease with depth much slower than the calculated data. A possible explanation could be the influence of turbulent diffusion and shear effects, as well as inadequate parameterization of the wave energy transformation into turbulence.

Keywords: *in-situ* measurements, surface waves, turbulence generation, parameterization, dissipation rate