

А.М. Чухарев

*Морской гидрофизический институт НАН Украины, г. Севастополь***НАТУРНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ДИССИПАЦИИ ТУРБУЛЕНТНОЙ
КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ В ПРИПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ МОРЯ**

Приводятся результаты экспериментальных исследований характеристик турбулентности в слое волнового перемешивания с помощью измерительного комплекса «Сигма-1». На основании достаточно большого количества наблюдений проведена верификация моделей для приповерхностного слоя, сделан их сравнительный анализ. Показано, что имеющиеся модели не дают достаточно хорошего совпадения расчетов и эксперимента в ряде гидрометеорологических условий, в частности, в штилевую погоду и при наличии зыби. Сделан вывод о необходимости параметризации и включения в модели более полной информации о физических характеристиках пограничных слоев моря и атмосферы.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *турбулентность, приповерхностный слой, диссипация, взаимодействие моря и атмосферы.*

До настоящего времени описание турбулентности вблизи поверхности океана представляет собой очень сложную задачу из-за трудности точного количественного учета всех факторов, влияющих на движение частиц, в том числе внешних атмосферных воздействий, которые проявляются в широком диапазоне масштабов. Параметризация основных процессов обмена требует разносторонних теоретических и экспериментальных исследований, применения комплексных подходов к изучению взаимодействующих сред. Сравнительно недавно стала ясна важность связи исследований мелкомасштабных процессов, в которых изучается обмен теплом, влагой, импульсом и различными компонентами через водно-воздушную поверхность, с крупномасштабными задачами изменений глобального климата и океанской циркуляции.

В последние годы заметно возросло количество публикаций, посвященных проблемам взаимодействия атмосферы и океана, где рассматриваются сложные процессы передачи импульса, тепла, обмен газами и многие другие аспекты. Работы [1 – 12] и другие дают довольно подробную картину особенностей турбулентности в слое, подверженном влиянию ветровых волн, но почти все исследователи отмечают определенную ограниченность полученных соотношений и выводов.

В настоящее время наиболее достоверной считается трехслойная схема распределения скорости диссипации турбулентной энергии, предложенная в [3]: в самом верхнем слое скорость диссипации ϵ примерно постоянна и определяется воздействием обрушивающихся волн, ниже находится промежуточный слой, или слой переноса, где $\epsilon \sim z^{-2}$, и еще ниже зависимость ϵ от глубины становится аналогичной пристеночному слою, т.е. $\epsilon \sim z^{-1}$. В [4] на основе законов подобия сделано теоретическое описание такой трехслойной схемы. В [5, 6] разработана модель, расчеты по которой показали

соответствие как с натурными данными [2], так и с лабораторными [7], причем результаты существенно зависели от величины параметра шероховатости (z_0) и от выбора масштаба турбулентности (l_0). Повышенная величина скорости диссипации в слое у самой поверхности объяснялась влиянием потока турбулентной энергии от волн. Эта же модель неплохо описывала натурные данные, полученные в [8], но с меньшим значением z_0 . В [9] приведены данные экспериментальных исследований и показано, что упомянутая выше трехслойная схема распределения скорости диссипации по глубине правильно описывает полученные результаты. На основе экспериментальных данных в [12] предложена численная модель, достаточно хорошо описывающая зависимость ϵ от глубины в условиях слабых и умеренных ветров до появления обрушивающихся волн. Совсем недавно разработана новая модель для описания интенсивности турбулентности в слое волнового перемешивания [13], в которой влияние поверхностных волн на турбулентность параметризуется как объемный источник энергии, обусловленный обрушениями.

Очевидно, что на интенсивность турбулентных потоков импульса и энергии из атмосферы в океан влияет взаимное направление ветра, распространения волн и дрейфового течения. Присутствие одновременно зыби и обрушивающихся волн на поверхности также усложняет картину. Из [14] следует, что при поперечном и встречном взаимных направлениях волнения и зыби коэффициент сопротивления водной поверхности много больше, чем при чисто ветровом волнении. То есть можно ожидать, что генерация турбулентности за счет сдвига скорости в этом случае тоже увеличится. Все эти и другие факторы, усложняющие картину взаимодействия атмосферы и моря, если и учитываются в указанных моделях, то косвенным образом.

Поэтому, несмотря на большие достижения в исследовании приповерхностного слоя в последние годы, много вопросов о характере турбулентного обмена в различных гидрометеорологических условиях остается нерешенными, нет ясного понимания механизмов взаимодействия ветра, волн и течения, очень слабо изучены процессы обмена в штилевую погоду и в шторм.

В экспедиционных работах отдела турбулентности МГИ НАН Украины, начиная с 2003 г., на стационарной океанографической платформе в пгт. Кацивели собран обширный массив данных о турбулентной структуре приповерхностного слоя моря в различных гидрометеорологических условиях. Результаты исследований частично опубликованы в [15, 16] и некоторых других.

Цель настоящей работы – сопоставление экспериментальных данных, полученных с помощью измерительного комплекса «Сигма-1» в приповерхностном слое моря в разных погодных условиях, с моделями, описывающими зависимость скорости диссипации турбулентной энергии вблизи поверхности моря от глубины.

Экспериментальные данные. Для изучения турбулентных процессов использовался созданный в отделе турбулентности комплексный измеритель гидрофизических параметров «Сигма-1» [17]. При работе на платформе применялся позиционный вариант прибора, который фиксируется на выбранном горизонте с помощью специальной подвески, сконструированной таким образом, чтобы свести к минимуму собственные колебания при-

бора. Такое устройство позволяет работать в диапазоне глубин 0 – 20 м. С помощью этого комплекса получены данные о пульсациях трех компонент вектора скорости течения, температуры и электропроводности, а также средние величины давления, температуры и электропроводности на различных глубинах. Одновременно проводились измерения скорости дрейфового течения и средних значений температуры и электропроводности комплексом «Восток-М» (МГИ-1306), который размещался на том же горизонте. Параметры поверхностного волнения, скорость и направление ветра определялись сотрудниками отдела дистанционных методов исследования МГИ с помощью собственных измерительных средств. Эти данные были нам любезно предоставлены.

При проведении экспериментов, использовались, как правило, две основные методики: многочасовые записи на одном горизонте для выявления временных изменений физических характеристик и кратковременные, продолжительностью 10 – 20 мин, записи на разных горизонтах с шагом по глубине 0,5 – 2 м для установления зависимости интенсивности турбулентности от глубины. В настоящей работе основное внимание уделено второму типу измерений, при этом предполагается квазистационарность процесса, и, таким образом, возможность использования данных измерений для сопоставления с моделями.

Для анализа выбирались данные, полученные при направлении течения со стороны открытого моря, чтобы избежать влияния платформы на область измерений. Методика предварительного отбора и первичной обработки данных описана в [15].

Одной из основных характеристик интенсивности турбулентности считается скорость диссипации турбулентной энергии, которая определяется как

$$\varepsilon = \mu \left(\frac{dv_i}{dx_k} \right)^2, \quad (1)$$

где μ – коэффициент вязкости, v' – пульсации скорости. Как известно, к числу главных проблем при оценке турбулентных пульсаций по измерениям

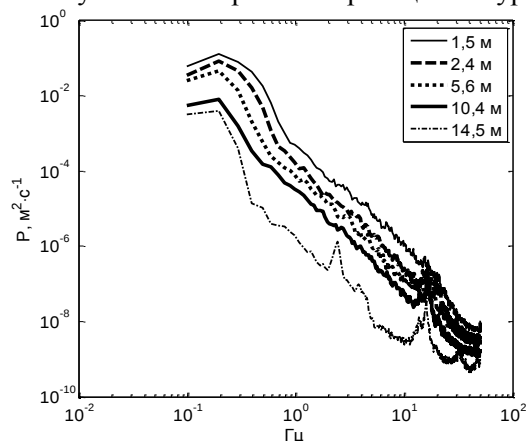


Рис. 1. Спектры вертикальной компоненты пульсаций скорости на различных глубинах.

в волновом слое относится проблема разделения волновых и турбулентных движений. Для расчета ε автором использовалась методика, предложенная в [18], которая позволяет оценить диссипацию по спектру измеренных пульсаций скорости, причем и волнение, и колебания самого прибора не оказывают существенного влияния на результат. Эта методика использовалась в [9, 19]. В качестве модельного спектра был взят спектр Насмита, как в [9, 15].

На рис.1 представлены характерные спектры вертикальной ком-

поненты скорости на различных глубинах. На глубине 14,5 м видны узкие всплески, вызванные собственными вибрациями системы подвеса и которые могут быть устранены соответствующей обработкой [20].

Исходные данные сначала обрабатывались сглаживающим медианным фильтром, рассчитывались частотные спектры для горизонтальной и вертикальной компонент пульсаций скорости, которые переводились затем в спектры волновых чисел в соответствии с гипотезой «замороженной турбулентности» Тэйлора: $U_d = \omega/k$, где k - волновое число, U_d - скорость переноса турбулентных вихрей через датчик, ω - угловая частота. Поскольку измерения проводились в слое, подверженном влиянию ветровых волн, при развитии волнения в качестве переносной скорости U_d до глубины $4h$ (h - средняя высота волны) использовалась скорость орбитального движения волны, то есть применялась так называемая расширенная гипотеза Тэйлора [3].

Орбитальная скорость рассчитывалась по формуле $V_{orb} = \frac{1}{2} \omega_p h \exp(-kz)$, где ω_p - частота спектрального пика, z - глубина. В остальных случаях в качестве U_d использовалась скорость среднего течения, измеряемая комплексом «Восток-М».

В табл.1 приведены основные гидрометеорологические условия, во время которых собраны данные и рассчитаны величины скорости диссипации, представляемые в работе. Высота значительных волн и частота спектрального пика рассчитывались соответственно по стандартным отклонениям возвышений поверхности и по спектрам возвышений, скорость ветра пересчитана к стандартной высоте 10 м с учетом логарифмической зависимости.

Модели для приповерхностного слоя. Для сопоставления с экспериментальными данными использовались три модели: «пристеночная» модель, модель Крэйга и Баннера [5, 6] и численная модель автора [12].

В первой модели предполагается, что генерация турбулентности происходит только за счет сдвиговой неустойчивости, влияние поверхностных волн не учитывается, и скорость диссипации турбулентной энергии определяется как

$$\varepsilon = a \frac{u_*^3}{\kappa z}; \quad u_* = \sqrt{\tau / \rho}, \quad (2)$$

где a - числовой коэффициент, u_* - динамическая скорость в воде, $\kappa = 0,4$ - постоянная Кармана, z - глубина, τ - напряжения Рейнольдса, ρ - плотность.

Вторая модель основывается на системе уравнений для турбулентности со схемой замыкания уровня $2^{1/2}$ по классификации Меллора и Ямады [21]. В этой модели скорость диссипации определяется как

$$\varepsilon = q^3 / (Bl), \quad (3)$$

где q - масштаб скорости, l - масштаб длины, $B = 16,6$. Масштаб длины представляется в виде

$$l = \kappa(z + z_0), \quad (4)$$

где κ - постоянная Кармана, z - глубина, z_0 - параметр шероховатости водной поверхности. В случае, когда в модели учитываются два механизма генерации турбулентности (сдвиг и волнение), скорость диссипации рассчитывается по формуле

Т а б л и ц а 1. Основные гидрометеорологические характеристики во время экспериментов, представленных на рис.2 – 4.

№ рис.	дата, время	скорость ветра, м/с	средняя амплитуда волнения, м	частота спек- трального пика, Hz	общее описание
2, <i>a</i>	16.06.2005 г., 15:00 – 17:00	3,5	0,12	0,34	ветровые волны, обрушений нет
2, <i>б</i>	06.10.2006 г., 12:00 – 16:00	5	0,25	0,26	ветровые волны и зыбь, редкие небольшие буруны
2, <i>в</i>	17.10.2006 г., 9:20 – 12:30	2,6	0,23	0,24	ветровые волны и зыбь одного направления, ветер проти- воположен направлению волн
2, <i>г</i>	18.10.2006 г., 13:00 – 15:00	1,6	0,10	0,19	очень слабый ветер. ветер, волны, течение и зыбь – одного направления
2, <i>д</i>	19.10.2006 г., 9:00 – 11:50	11	0,45	0,22	начало шторма, много обрушивающихся волн типа сколь- зящих бурунов
2, <i>е</i>	19.10.2006 г., 15:00 – 18:20	14	0,5	0,18	развитый шторм
3, <i>a</i>	17.06.2007 г., 9:55 – 11:53	0,7	0,03	0,29	полный штиль, сильное течение.
3, <i>б</i>	17.06.2007 г., 17:39 – 19:57	2,6	0,05	0,39	переменный ветер, волнение перестраивающееся, слабо выраженные полосы Ленгмюра
3, <i>в</i>	18.06.2007 г., 14:30 – 16:39	9,5	0,18	0,23	небольшой шторм, барашки.
3, <i>г</i>	19.06.2007 г., 9:47 – 11:38	5,0	0,13	0,23	несильный ветер, ветровые волны практически отсутству- ют, зыбь перпендикулярна ветру.
3, <i>д</i>	24.06.2007 г., 10:22 – 12:06	8,2	0,3	0,23; 0,85	небольшие ветровые волны, крупная зыбь.
3, <i>е</i>	24.06.2007 г., 18:14 – 19:59	6,0	0,2	0,2	ветер и волны одного направления, маленькие редкие барашки
4, <i>a</i>	25.09.2007 г., 13:30 – 16:42	14	0,19	0,28	сильный ветер, волнение не развито, отдельные барашки
4, <i>б</i>	27.09.2007 г., 8:53 – 11:27	11,8	0,32	0,16	умеренный шторм, волны и зыбь одного направления, те- чение близкого направления, барашки
4, <i>в</i>	02.10.2007 г., 14:41 – 18:11	1,3	0,21	0,18	через 3 часа после шторма.
4, <i>г</i>	04.10.2007 г., 16:22 – 18:51	2,3	0,09	0,23; 0,8	на поверхности рябь и пологая зыбь
4, <i>д</i>	05.10.2007 г., 14:52 – 17:53	5,2	0,15	0,23	некрупная зыбь, ветер навстречу зыби
4, <i>е</i>	08.10.2007 г., 11:20 – 12:48	3,9	0,2	0,31	только ветровые волны, редкие барашки

$$\varepsilon \approx \varepsilon_{sh} + \varepsilon_{wv} = \frac{u_*^3 [(B/S_M)^{3/4} + \alpha(3B/S_q)^{1/2} (z_0/(z_0+z))^n]}{(B\kappa(z_0+z))}, \quad (5)$$

где $n = 2,4$; $\alpha \approx 100$; $S_M = 0,39$; and $S_q = 0,2$. Данное аналитическое решение довольно точно аппроксимирует численное решение, которое также было получено в модели [5].

Третья модель базируется на хорошо себя зарекомендовавшей k - ε -модели Лаундера, в которой в качестве исходных берутся уравнение баланса кинетической энергии и уравнение для переноса скорости диссипации турбулентной энергии. В приложении к приповерхностному слою, система исходных уравнений с применением гипотезы градиентной диффузии сводится к следующей модельной системе [12]:

$$\begin{cases} \nu_t \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \frac{d}{dz} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_E} \frac{dE_t}{dz} + \sigma_w u_* E_w \right) - \varepsilon = 0 \\ \sigma_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{E_t} \nu_t \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \frac{d}{dz} \left(\frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \frac{d\varepsilon}{dz} \right) - \sigma_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{E_t} = 0 \end{cases}. \quad (6)$$

Здесь U – скорость течения, E_t – кинетическая энергия турбулентных движений, E_w – кинетическая энергия поверхностного волнения, σ – константы, ν_t – коэффициент турбулентной вязкости, остальные обозначения те же. От обычного вида первое уравнение в (6) отличается добавочным членом $\sigma_w u_* E_w$, представляющим собой турбулентный перенос волновой кинетической энергии. Физический смысл членов, входящих в первое уравнение системы (6), следующий: первый член описывает генерацию турбулентности сдвигом скорости течения, два следующих (в круглых скобках) – диффузию турбулентной и волновой кинетической энергии соответственно, четвертый – диссипацию. Во втором уравнении (6) слагаемые можно интерпретировать соответственно как генерацию, диффузию и диссипацию. Течение предполагается стационарным, однородным, пренебрегается молекулярной вязкостью в членах диффузии и пульсациями давления. В настоящей модели пренебрегается также силой Кориолиса и потоками плавучести и считается, что горизонтальное течение $U(z)$ создается тангенциальным напряжением ветра на поверхности, т.е. профиль скорости дрейфового течения ожидается близким к логарифмическому:

$$U(z) \approx U_0 - \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z+z_0}{z_0} \right). \quad (7)$$

Коэффициент турбулентного обмена выражается через E_t и ε :

$$\nu_t = \alpha_1 \frac{E_t^2}{\varepsilon}, \quad (8)$$

где α_1 – числовая константа. Граничные условия:

$$E_t = E_0, \quad \varepsilon = \varepsilon_0 \quad \text{при } z = 0, \quad \frac{dE_t}{dz} = \frac{d\varepsilon}{dz} = 0 \quad \text{при } z \rightarrow \infty. \quad (9)$$

В качестве главного входного параметра в модели использовалась скорость ветра V_a . Для расчета динамической скорости использовалась зависимость

$$u_* = \nu_t \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=0} \approx \left(\frac{\rho_a}{\rho_w} \right)^{\frac{1}{2}} u_*^a, \quad (10)$$

где $u_*^a = \sqrt{c_D} V_a$ - динамическая скорость в воздухе, и ρ_a и ρ_w - плотность соответственно воздуха и воды, c_D определялся по эмпирической зависимости [14]: $c_D = (0,14V_a + 0,046) \cdot 10^{-3}$ (стратификация считалась нейтральной), а также варьировался от 0,001 до 0,0025. Кинетическая энергия E_w рассчитывалась как по модельному спектру [22] так и по экспериментальным данным (спектрам возвышений поверхности). Константы в системе уравнений (6) – (9) брались в соответствии с [23], их значения рекомендованы на основе достаточно большого количества экспериментов и применимы для широкого класса течений.

На рис.2 – 4 представлены результаты расчетов скорости диссипации турбулентной энергии по различным моделям и по экспериментальным данным. Экспериментальные значения ε рассчитаны по спектрам вертикальной составляющей вектора скорости, наименее подверженной влиянию собственных колебаний прибора.

Обсуждение и выводы. Модель для сдвиговой турбулентности, где $\varepsilon \sim z^{-1}$, в большинстве случаев плохо соответствует экспериментальным данным выше 8 м (кривая 1). Исключением являются случаи, когда скорость ветра достигает 10 – 14 м/с, тогда модельная кривая может достаточно близко располагаться к экспериментальным значениям (рис.3, *б*; 4, *а*).

Модель Крэйга и Баннера (кривая 2) достаточно хорошо ложится на экспериментальные точки, но при этом требуется варьировать параметр шероховатости z_0 в очень больших пределах. В ряде случаев, чтобы добиться соответствия расчетов и эксперимента z_0 приходилось брать во много раз превышающим высоту волны (рис.2, *б*; 3, *е*; 4, *е*). Получается в некотором смысле парадоксальная ситуация, когда при большей высоте волнения параметр шероховатости должен быть значительно меньше, чтобы расчеты совпадали с экспериментом, чем в случаях для малой амплитуды волны. Невозможно было получить подбором z_0 расчетные данные близкими к эксперименту при слабом ветре (рис.2, *в*, *г*; 3, *а*; 4, *в*, *г*).

В численной модели [12] параметр шероховатости обычно считался равным половине амплитуды волны, вариативным параметром был числовой коэффициент при третьем члене в уравнении (6), описывающем турбулентный перенос волновой кинетической энергии. При умеренных и сильных ветрах эта модель также неплохо соответствует экспериментальным данным, и снова нельзя было получить расчетные значения близкими к натурным при слабых ветрах (рис.2, *в*, *г*; 3, *а*; 4, *в*, *г*). Расчетные значения скорости диссипации во всех моделях при слабых ветрах могли отличаться от экспериментальных на 2 порядка, как на рис.3, *а*.

Полученные результаты в целом не противоречат трехслойной схеме распределения скорости диссипации турбулентной энергии по глубине [3]. В ряде случаев экспериментальные данные на некоторых горизонтах были гораздо выше ожидаемого значения, что по большей части можно связать с увеличенными градиентами скорости на этих глубинах, наблюдавшимися в

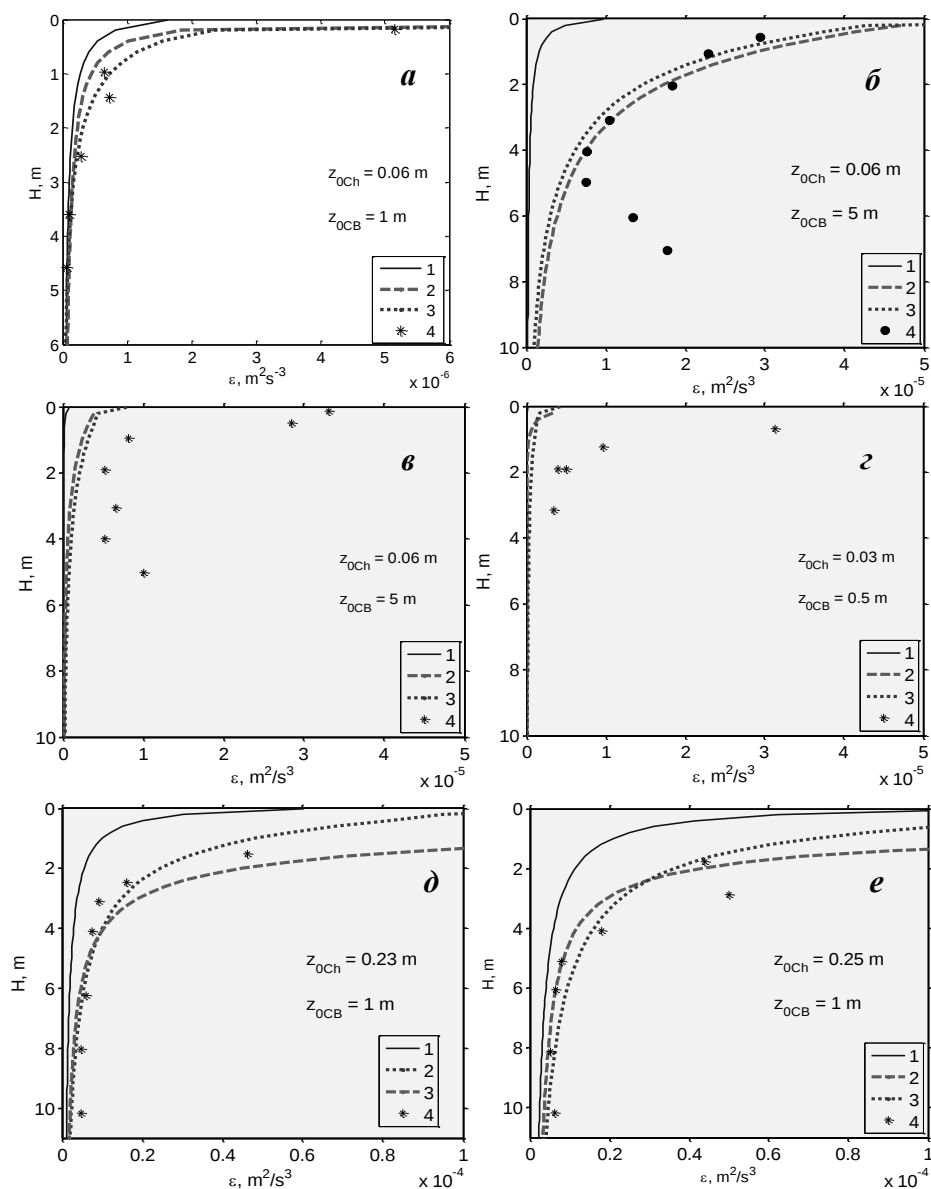
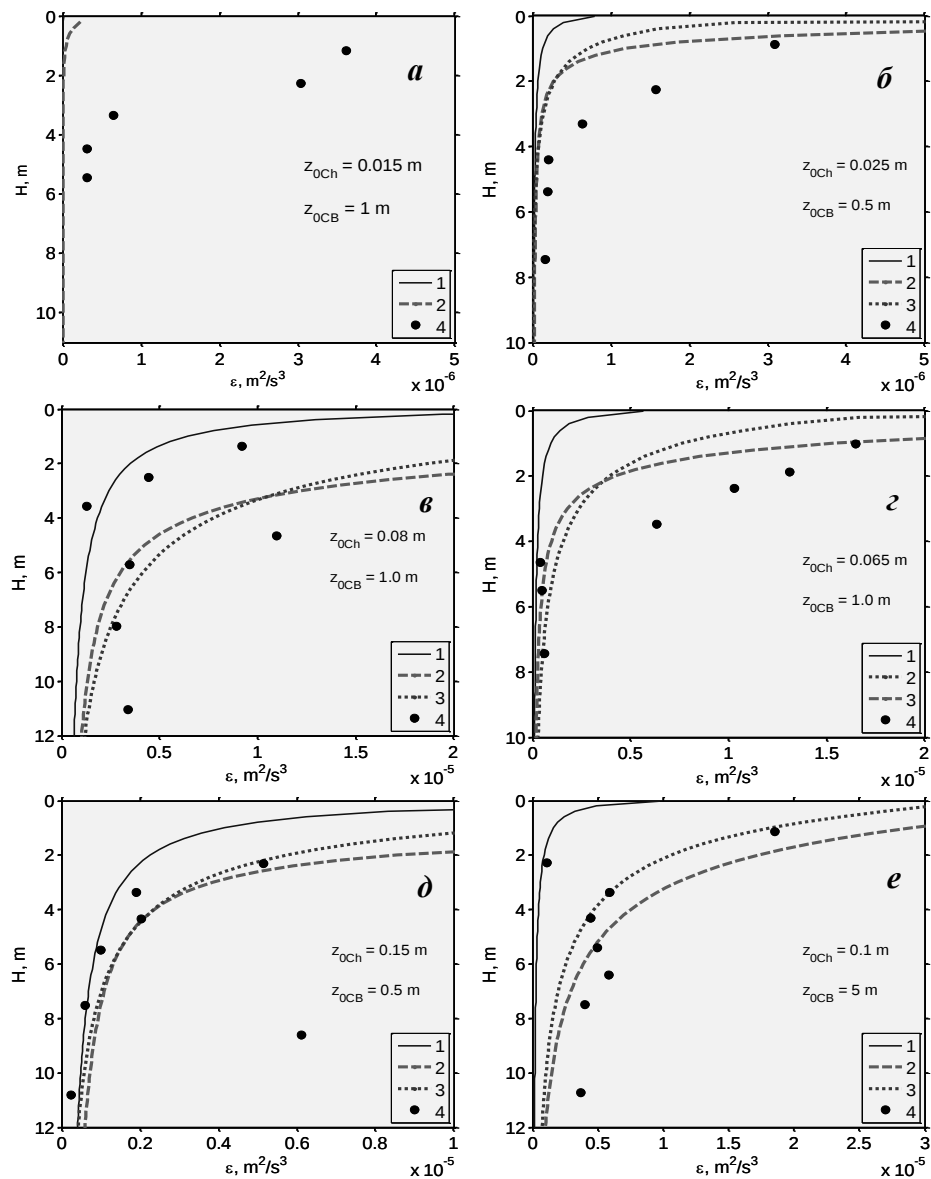


Рис. 2. Скорость диссипации турбулентной энергии: сравнение экспериментальных и модельных данных при различных гидрометеорологических условиях (табл.1). 1 – пристеночная модель, 2 – модель Крейга и Баннера [5], 3 – численная модель [12], 4 – экспериментальные данные. На рисунках приведены значения параметра шероховатости, при которых проведены расчеты по моделям [12] (z_{0ch}) и [5] (z_{0cb}).

экспериментах: рис.2, б, глубины 6 и 7 м, рис.3, д, глубина 9 м, рис.4, а, глубины 4,4 и 5,4 м, рис.4, б, глубина 10,4 м. Такие «выбросы» при сопоставлении с моделями во внимание не принимались.

Определяющим параметром во всех трех моделях является, как следует из формул, динамическая скорость. Именно поэтому модели весьма чувстви-



Р и с . 3 . То же, что на рис.2.

тельны к изменению скорости ветра и коэффициента сопротивления морской поверхности. Характеристики волнения в модель [5] в явном виде не входят, влияние его учитывается через параметр шероховатости, возможно, это и является причиной некоторых его неправдоподобных значений при согласовании расчетов и экспериментов.

В модели [12] влияние волн на турбулентность учитывается через энергию волнения – предпоследний член в первом уравнении системы (6), перенос этой энергии в глубину осуществляется за счет диффузии турбулентностью. Модель в такой форме, как оказалось, не очень чувствительна к изменению высоты волнения. Стоит отметить, что использование в модели [12]

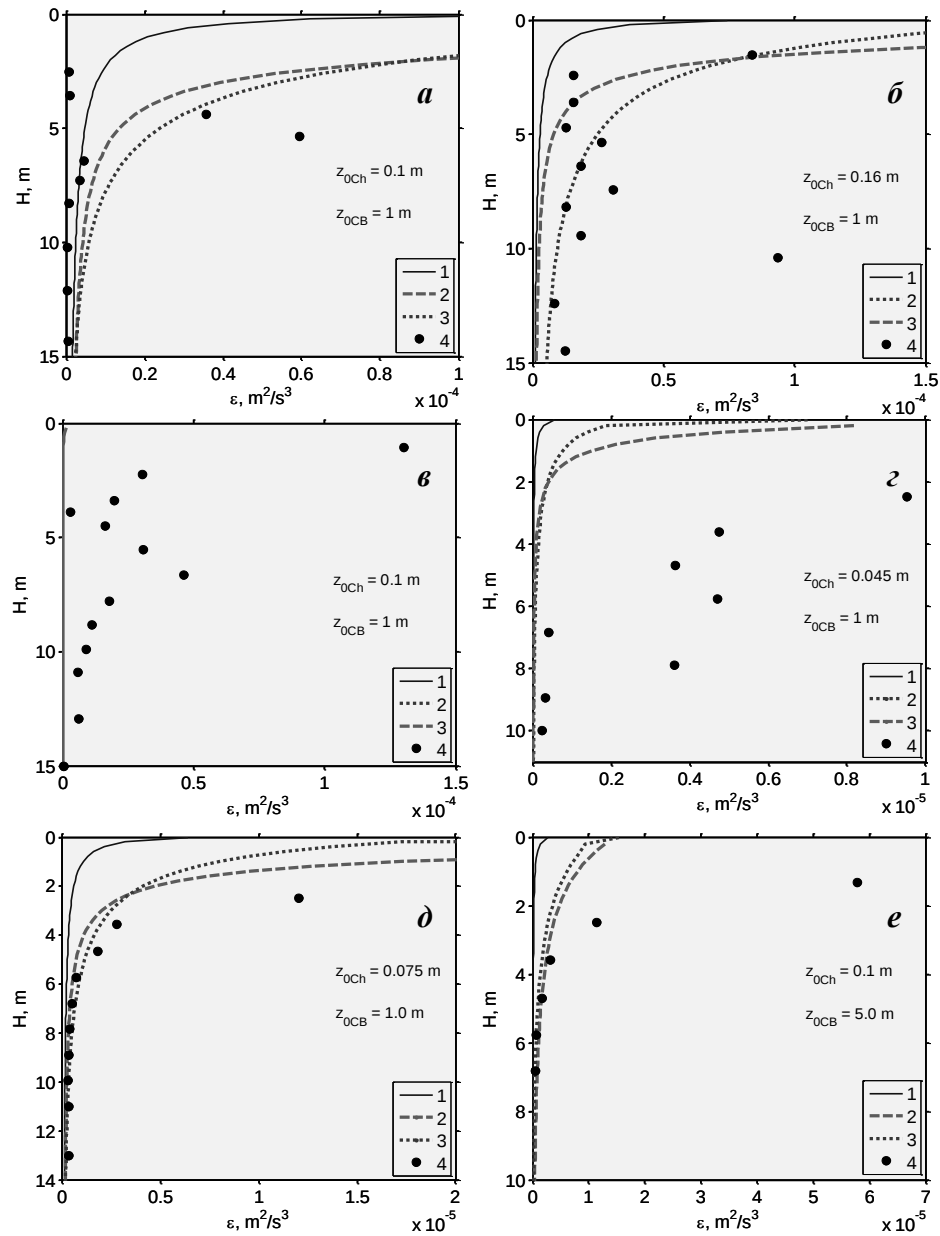


Рис. 4. То же, что на рис.2.

натурных данных о спектре волнения, полученных во время измерений, давало результат более близкий к эксперименту, чем использование спектра, рассчитанного по скорости ветра в соответствии с [22], что, видимо, подтверждает отличие реального волнения в Черном море от предложенной методики расчета. Введение в модель измеренных величин градиента скорости течения вместо градиента, рассчитанного по логарифмической зависимости, на расчеты существенным образом не влияло.

Наличие зыби на поверхности, как правило, вносило дополнительные отличия экспериментальных данных от модельных расчетов. Достаточно

хорошее совпадение наблюдалось чаще при чисто ветровом волнении (рис.2, *a*), при зыби же теоретические значения практически всегда были меньше экспериментальных, главное отличие наблюдалось в слое 0 – 4 м (рис.2, *з*; 3, *з*).

Из проведенных наблюдений можно увидеть и некоторую «инерционность» интенсивности турбулентности: после начала воздействия ветра скорость диссипации далеко не сразу приходит в соответствие с модельными значениями. На рис 4, *a* показано распределение ε , когда измерения были начаты примерно через 2 часа после усиления ветра, и реакции турбулентности на это еще не просматривается. И наоборот, после прекращения такого воздействия, какое-то время можно наблюдать повышенные значения ε , в то время как модельные расчеты могут быть на порядки величины меньше (рис.4, *в*, через 3 – 4 часа после шторма).

Таким образом, можно сделать вывод, что рассмотренные модели не всегда могут служить надежным инструментом для оценки интенсивности турбулентности вблизи поверхности моря. Учитываемых в них механизмов генерации турбулентности, по-видимому, недостаточно для адекватного описания исследуемого слоя. Возможно, отличия между экспериментальными и расчетными данными вызваны и микрообрушениями, влияние которых сказывается возле самой поверхности, и локальными градиентами скорости течения, которые присутствуют во всем слое. При умеренных и больших скоростях ветра этими механизмами, по-видимому, можно пренебречь. Вихри Ленгмюра проявлялись во время экспериментов довольно редко, но исключить этот механизм полностью тоже нельзя.

В [13] осуществлен иной подход к учету влияния волнения, в т.ч. и микрообрушений, возможно, это окажется шагом вперед в моделировании приповерхностного слоя. По-видимому, еще более перспективным подходом будет совместное моделирование взаимодействующих слоев моря и атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Kitaigorodskii S.A., Lumley J.L. Wave turbulence interactions in the upper ocean. Art I and II // J. Phys. Oceanogr.– 1983.– 13, № 11.– P.1977-1999.
2. Agrawal Y.C., Terray E.A., Donelan M.A et al Enhanced dissipation of kinetic energy beneath breaking waves // Nature.– 1992.– 359, № 4.– P.219-220.
3. Terray E.A., Donelan M.A., Agrawal Y.C., et al Estimates of kinetic energy dissipation under breaking waves // Ibid.– 1996.– 26, № 5.– P.792-807.
4. Kitaigorodskii S.A. On the influence of wind wave breaking on the structure of the subsurface oceanic turbulence // Изв. РАН.– 2001.– 37, № 4.– С.566-576.
5. Craig P.D., Banner M.L. Modelling of wave-enhanced turbulence in the ocean surface layer // J. Phys. Oceanogr.– 1994.– 24, № 12.– P.2546-2559.
6. Craig P.P. Velocity profiles and surface roughness under breaking waves // J. Geophys. Res.– 1996.– 101, C1.– P.1265-1277.
7. Cheung T.K., Street R.L. The turbulent layer in water at an air-water interface // J. Fluid Mech.– 1988.– 194, № 9.– P.133-151.
8. Gemmrich R.J., Farmer D.M. Near-surface turbulence and thermal structure in a wind-driven sea // J. Phys. Oceanogr.– 1999.– 29, № 3.– P.480-499.

9. Soloviev A., Lucas R. Observation of wave-enhanced turbulence in the near-surface layer of the ocean during TOGA COARE // *Deep-Sea Res.*— 2003.— 50, № 2.— P.371-395.
10. Gemmrich R.J., Farmer D.M. Near-surface turbulence in the presence of breaking waves // *J. Phys. Oceanogr.*— 2004.— 34, № 5.— P.1067-1086.
11. Drennan W.M., Taylor P.K., Yelland M.J. Parameterizing the sea surface roughness // *J. Phys. Oceanogr.*— 2006.— 35, № 5.— P.835-848.
12. Чухарев А.М. Вклад необрушивающихся ветровых волн и сдвига скорости дрейфового течения в турбулентный обмен // *Изв. РАН. ФАО.*— 2003.— 39, № 5.— С.673-679.
13. Kudryavtsev V. et al On the vertical structure of wind-driven sea currents // *J. Phys. Oceanogr.*— 2008.— 38, № 10.— P.2121-2144.
14. Donelan M.A., Drennan W.M., Katsaros K.B. The air-sea momentum flux in conditions of wind sea and swell // *J. Phys. Oceanogr.*— 1997.— 27, № 10.— P.2087-2099.
15. Чухарев А.М., Барабаш В.А., Зубов А.Г., Павленко О.И. Турбулентная структура приповерхностного слоя моря по данным измерительного комплекса «Сигма-1» // *Морской гидрофизический журнал.*— 2007.— № 2.— С.15-28.
16. Repina I.A., Chukharev A.M., Goryachkin Yu.N., Komarova N.Yu., Pospelov M.N. Evolution of air-sea interaction parameters during the temperature front passage: The measurements on an oceanographic platform // *Atmosph. Res.*— 2009.— v.94, № 1.— P.74-80.
17. Дыкман В.З., Багимов И.С., Барабаш В.А. и др. Измерительный комплекс «Сигма-1» для исследования процессов перемешивания и диссипации энергии в верхнем слое моря // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004.— вып.10.— С.395-409.
18. 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.— 67, № 8.— P.3177-3180.
19. Монин А.С., Озмидов Р.В. *Океанская турбулентность.*— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 320 с.
20. Чухарев А.М. Комплексные натурные измерения турбулентных характеристик в слоях у границы раздела моря и атмосферы // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.*— Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2010.— вып.23. (*в печати*)
21. Mellor G.L., Yamada T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // *Reviews of Geophysics.*— 1982.— 20.— P.851-875.
22. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // *Phyl. Trans. Roy. Soc. Lond.*— 1985.— A315.— P.509-562.
23. Роди В. Модели турбулентности окружающей среды / *Методы расчета турбулентных течений.*— М.: Мир, 1984.— С.227-324.

Материал поступил в редакцию 6.10.2010 г.