

Анализ результатов наблюдений и методы расчета гидрофизических полей океана

УДК 551.465.15

А.М. Чухарев, В.А. Барабаш, А.Г. Зубов, О.И. Павленко

Турбулентная структура приповерхностного слоя моря по данным измерительного комплекса «Сигма-1»

Приводятся результаты экспериментальных исследований характеристик турбулентности в слое волнового перемешивания. Данные о пульсациях скорости, температуры и электропроводности получены с помощью измерительного комплекса «Сигма-1». Рассчитанные значения скорости диссипации турбулентной энергии сопоставляются с различными моделями для приповерхностного слоя. Показано, что имеющиеся модели не дают достаточно хорошего совпадения расчетов и эксперимента в слое активного волнового воздействия, в частности при наличии зыби. Сделан вывод о необходимости параметризации и включения в модели более полной информации о состоянии поверхности моря, структуре течения и приподнятого слоя атмосферы.

Введение

Динамическое воздействие турбулентных движений воздуха на поверхность раздела океан – атмосфера обуславливает основные характеристики турбулентности в приповерхностном слое океана. Поступление энергии при этом происходит в довольно большом диапазоне масштабов, что существенно усложняет картину движений внутри жидкости. Турбулентность здесь генерируется опрокидыванием поверхностных волн (и в меньшей степени – нелинейными эффектами орбитальных движений в поверхностных волнах), а также неустойчивостью вертикальных градиентов скорости в чисто дрейфовых течениях [1].

В последние годы наметился значительный прогресс в исследовании турбулентной структуры приповерхностного слоя. Работы [2 – 12] и другие дают довольно подробную картину особенностей турбулентности в слое, подверженном влиянию ветровых волн, хотя существуют и некоторые разногласия в определении доминирующего источника турбулентности в отсутствие обрушений. Часть исследователей отдает предпочтение поверхностным волнам, тогда как другие указывают на существенное влияние сдвига скорости. В зависимости от главенствующего механизма генерации турбулентности будет меняться и вид зависимости скорости диссипации турбулентной энергии от глубины. В настоящее время наиболее правильной представляется

© А.М. Чухарев, В.А. Барабаш, А.Г. Зубов, О.И. Павленко, 2007

трехслойная схема распределения диссипации, предложенная в работе [3]: в самом верхнем слое скорость диссипации ε примерно постоянна и определяется воздействием обрушивающихся волн, ниже находится промежуточный слой, или слой переноса, где $\varepsilon \sim z^{-2}$, и еще ниже зависимость ε от глубины становится аналогичной пристеночному слою. В [9] на основе законов подобия сделано теоретическое описание такой трехслойной схемы.

В [7, 8] разработана модель, расчеты по которой показали соответствие как с натурными данными [6], так и с лабораторными [10], 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 [11], но с меньшим значением z_0 . В [12] 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 [13] предложена численная модель, достаточно хорошо описывающая зависимость ε от глубины в условиях слабых и умеренных ветров до появления обрушивающихся волн.

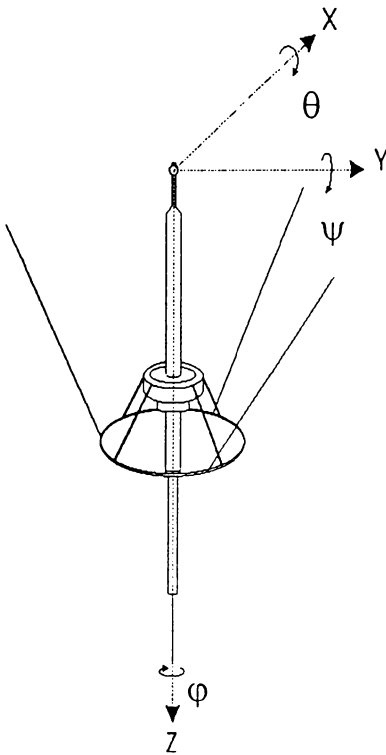
Очевидно, что на интенсивность турбулентных потоков импульса и энергии из атмосферы в океан влияет взаимное направление ветра, распространения волн и дрейфового течения. Присутствие одновременно зыби и ветровых волн на поверхности также усложняет картину. Из работы [14] следует, что при поперечном и 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.

Таким образом, несмотря на большие достижения в исследовании приповерхностного слоя в последние годы, еще не до конца ясен вопрос о фактическом вкладе каждого из механизмов генерации турбулентности в вертикальный обмен в различных гидрометеорологических условиях, нет ясного понимания механизмов взаимодействия ветра, волн и течения. Более детальное изучение турбулентной структуры вблизи поверхности даст возможность точнее учитывать перенос тепла, растворенных элементов, газов и загрязняющих веществ на небольших масштабах и при определении эффективных коэффициентов переноса для крупномасштабных задач.

Целью настоящей работы является сопоставление экспериментальных данных, полученных с помощью измерительного комплекса «Сигма-1» в приповерхностном слое моря при наличии зыби, с различными моделями, описывающими зависимость скорости диссипации турбулентной энергии от глубины. В данном случае помимо двух механизмов генерации турбулентности – сдвига скорости дрейфового течения и нелинейности ветровых волн – появляется дополнительный фактор, по-видимому, изменяющий структуру турбулентности в волновом слое.

Эксперимент

В октябре 2003 г. в экспедиционных работах отдела турбулентности МГИ НАН Украины на океанографической платформе Экспериментального отделения института в пос. Качивели определенный массив данных был получен при наличии крупной зыби и слабо развитом ветровом волнении.



Р и с. 1. Схематичное изображение измерительного комплекса «Сигма-1» и связанной с ним системы координат

Для изучения турбулентных процессов использовался созданный в отделе турбулентности комплексный измеритель гидрофизических параметров «Сигма-1», разные модификации которого предназначены для различных задач [15]. При исследовании приповерхностного слоя на платформе применялся позиционный вариант прибора. С его помощью получены данные о пульсациях трех компонент вектора скорости течения, температуры и электропроводности, а также осредненные величины температуры и электропроводности на различных глубинах. Измерения скорости дрейфового течения во время эксперимента проводились комплексом «Восток-М» (МГИ-1306). Параметры поверхностного волнения, скорость и направление ветра определялись сотрудниками отдела дистанционных методов исследований МГИ с помощью собственных измерительных средств.

В эксперименте комплекс «Сигма-1» фиксировался на выбранном горизонте в карданном подвесе при помощи трех тонких растяжек и груза, расположенного на 5 м ниже прибора. Такая конструкция существенно снижала появление шумов, вызванных движениями самого прибора. Тем не менее ввиду отсутствия в данном эксперименте технических возможностей использовать для растяжки прибора достаточно большой груз не удалось в полной мере устранить колебания всей системы. Но, поскольку прибор оснащен системой контроля положения (измеряются углы крена (θ) и дифферента (ψ) отклонения условной оси прибора от вертикали и угол поворота относительно меридиана (ϕ)), полученные результаты измерений пульсаций вектора скорости течения можно привести к неподвижной системе координат при помощи соответствующих преобразований [15,16]. В данном случае использовались система координат и углы Эйлера, предложенные С.Н. Благовещенским [17]. Такой выбор углов позволяет соответствующим изменением их величины придать прибору любое положение в пространстве, причем изменение одного угла не влияет на величину других углов и новое положение прибора не зависит от

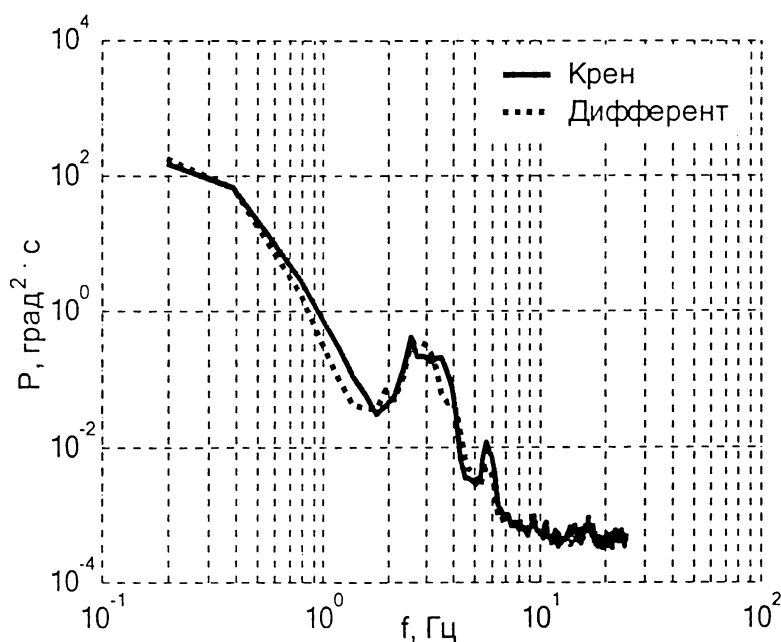
порядка изменения углов [17]. Схематично прибор и система координат изображены на рис. 1.

Перевод в неподвижную систему отсчета производился с помощью матрицы преобразований

$$\mathbf{V} = A\mathbf{V}', \quad (1)$$

где $\mathbf{V}'$ – вектор скорости в координатах прибора, $\mathbf{V}$ – в неподвижной системе координат,

$$A = \begin{pmatrix} \cos\psi \cos\varphi & \sin\theta \sin\psi \cos\varphi - \cos\theta \sin\varphi & \cos\theta \sin\psi \cos\varphi + \sin\theta \sin\varphi \\ \cos\psi \sin\varphi & \sin\theta \sin\psi \sin\varphi + \cos\theta \cos\varphi & \cos\theta \sin\psi \sin\varphi - \sin\theta \cos\varphi \\ -\sin\psi & \sin\theta \cos\psi & \cos\theta \cos\psi \end{pmatrix}.$$



Р и с. 2. Спектры углов наклона прибора во время эксперимента

Оценки угловых и линейных скоростей прибора показали, что их величины не вносили существенного вклада в регистрируемые значения пульсаций скорости. Собственные колебания прибора происходили в двух достаточно узких диапазонах – на рис. 2 представлены спектры углов наклона прибора (крена и дифферента). Как видно, пики расположены на частотах ~2,8 и ~5,6 Гц. Вполне естественно предположить, что это частоты горизонтального и вертикального смещения подвески при квазигармонических колебаниях. Абсолютные величины углов колебаний прибора при этом были ма-

лыми – средняя дисперсия на глубине 3,8 м для крена и дифферента составляла соответственно 3,1 и 4,1 град².

На каждом горизонте (~ 0,5 – 16 м) с шагом 0,5 – 2 м проводилась запись пульсационных и средних величин продолжительностью 20 мин. Параллельно проводились измерения скорости среднего течения.

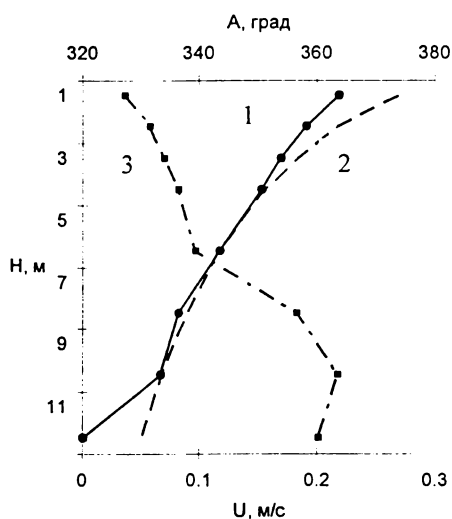
Один измеритель скорости течения «Восток-М» во время всего эксперимента находился на глубине 9 м, другой располагался на том же горизонте, что и «Сигма-1». Зависимость модуля и направления вектора скорости дрейфового течения от глубины (после векторного вычитания из измеренных величин значения скорости на нижнем горизонте) по данным комплекса «Восток-М» приведена на рис. 3. На этом же графике нанесена кривая, соответствующая логарифмическому закону. На глубине 9 м направление течения во время эксперимента не менялось, скорость уменьшилась за первые 3 часа примерно на 0,1 м/с, в дальнейшем она оставалась практически постоянной.

Фрагмент записи трех компонент пульсаций вектора скорости, пересчитанных в неподвижную систему координат, приведен на рис. 4. Из-за особенностей гидрометеорологической ситуации (очень крупная зыбь, большие значения орбитальных скоростей) в самом верхнем слое, до глубины ~ 3,5 м, значения пульсаций скорости превышали установленный на тот момент динамический диапазон соответствующих каналов, поэтому

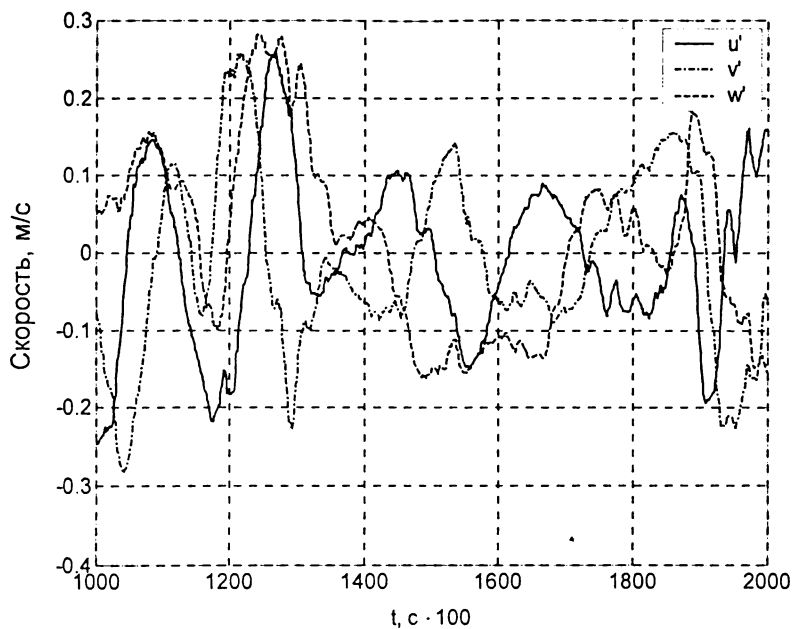
при анализе эти данные не рассматривались. Общая информация о гидрометеорологических условиях во время эксперимента приведена в таблице. Средняя амплитуда возвышений поверхности определялась по спектрам возвышений, полученным сотрудниками отдела дистанционных методов исследований. Характерный вид такого спектра приведен на рис. 5.

Расчет скорости диссипации турбулентной энергии проводился по методике, описанной в [18]. Указанный способ позволяет оценить значения ϵ по наилучшему совпадению эмпирических спектров пульсаций скорости с модельным спектром турбулентности, в качестве которого использовался спектр Насмита [19], при этом искажения, вносимые в сигнал волнением и колебаниями прибора с подвеской, не оказывают существенного влияния на результат [18].

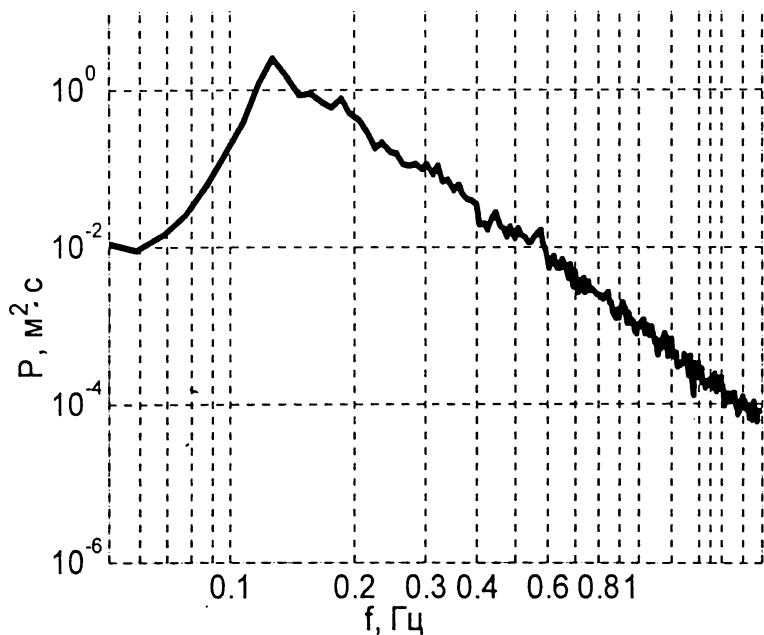
Аналогичным образом проводились оценки скорости диссипации также в [1, 12].



Р и с. 3. Изменение модуля и направления скорости течения с глубиной во время эксперимента по данным измерительного комплекса «Восток-М»: 1 – модуль скорости, 2 – логарифмическая зависимость, 3 – направление (азимут)



Р и с. 4. Фрагмент записи трех компонент пульсаций вектора скорости на глубине 7 м, пересчитанных в неподвижную систему координат



Р и с. 5. Характерный спектр возвышений поверхности во время эксперимента 29.10.03 г. (данные отдела дистанционных методов исследований МГИ)

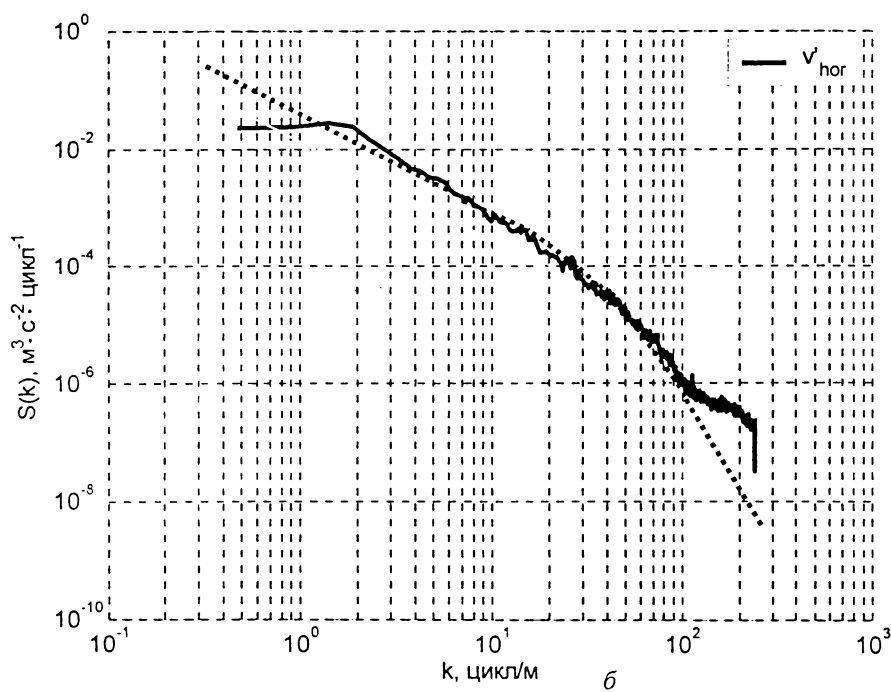
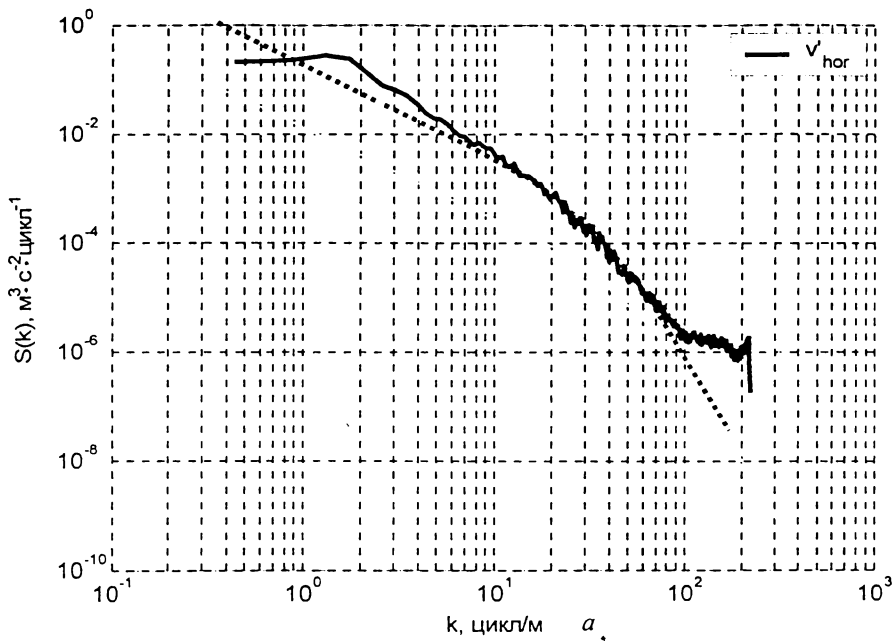
**Гидрометеорологические характеристики
во время эксперимента 29. 10. 2003г.**

t	H , м	U , м/с	T_w , °C	T_a , °C	V_a , м/с	α , град	A_w , м	β , град
8.31	1,39	0,021	14,43	7,5	0,56	165	0,35	300
9.00	2,22	0,025	14,44	9,0	6,2	251	0,35	300
9.35	2,79	0,029	14,41	9,0	5,4	234	0,37	300
10.00	3,79	0,031	14,45	9,125	3,9	222	0,37	300
10.29	4,83	0,025	14,43	9,25	3,4	212	0,40	300
10.53	5,91	0,029	14,45	9,625	3,4	212	0,40	300
11.17	6,96	0,031	14,42	9,625	2,1	191	0,40	300
11.43	9,13	0,041	14,42	9,75	2,1	193	0,42	300
12.09	11,24	0,042	14,42	9,75	2,6	216	0,41	300
12.38	13,46	0,052	14,42	9,75	3,0	200	0,41	300
13.03	15,35	–	14,42	9,75	3,5	210	0,42	300

Примечание. t – время начала записи, H – глубина, U – средняя скорость течения, T_w – температура воды, T_a – температура воздуха, V_a – скорость ветра, α – направление ветра, A_w – средняя амплитуда возвышений поверхности, β – направление распространения зыби.

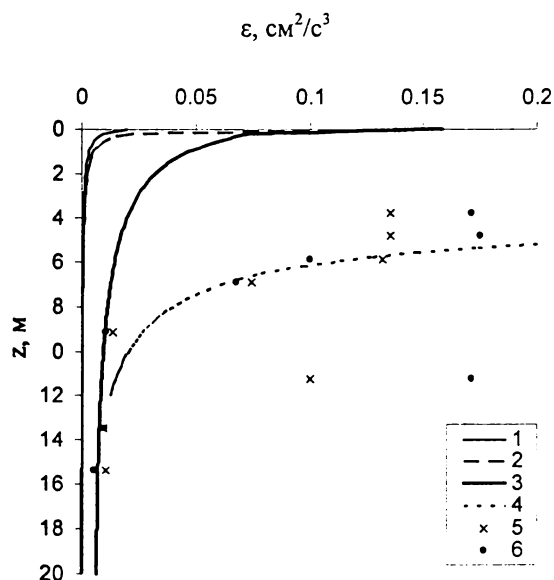
Исходные данные предварительно обрабатывались сглаживающим медианным фильтром, рассчитывались частотные спектры для горизонтальной и вертикальной компонент пульсаций скорости, которые переводились затем в спектры волновых чисел в соответствии с гипотезой «замороженной турбулентности» Тэйлора: $U_d = \omega/k$, где k – волновое число, U_d – скорость переноса турбулентных вихрей через датчик, ω – угловая частота. Поскольку измерения проводились в слое, подверженном ветровому волнению, в качестве переносной скорости U_d до глубины 7 м использовалась скорость орбитального движения волны, т.е. применялась так называемая расширенная гипотеза Тэйлора. Правомерность такого подхода обсуждалась в [3]. Так как комплекс «Сигма-1» предназначен для измерения только пульсационных компонент скорости, средняя орбитальная скорость рассчитывалась через средние амплитуду и частоту волнения (определяемые по спектру). В остальных случаях в качестве U_d использовалась скорость среднего течения.

На рис. 6 показан пример совмещения модельного спектра с эмпирическим на различных глубинах. Отклонения от модельного спектра в низкочастотной области вызваны влиянием волнения и колебаниями подвески, в высокочастотной – наличием шумов динамического и электронного происхождения (аналогичные результаты были получены и в [18,12]). Снижение уровня экспериментального спектра при $k < 2$ обусловлено конструкцией фильтра высоких частот аппаратуры. Отклонения в верхней части спектра с глубиной уменьшались, и на глубине 7 м спектры совпадали уже и в области низких частот (рис.6, б).



Р и с. 6. Пример совмещения модельного спектра Насмита [19] (пунктир) с эмпирическим, рассчитанным по пульсациям горизонтальной компоненты вектора скорости на глубинах 4,8 м (а) и 7 м (б)

Описанным образом были рассчитаны значения скорости диссипации турбулентной энергии на различных горизонтах, результаты совместно с модельными расчетами представлены на рис.7.



Р и с. 7. Зависимость скорости диссипации турбулентной энергии от глубины: 1 – «сдвиговая» модель; 2 – модель из работы [9]; 3 – численная модель из работы [13] с экспериментальным волновым спектром; 4 – степенная зависимость z^{-2} ; 5 и 6 – экспериментальные значения ϵ , рассчитанные по спектрам для горизонтальной и вертикальной компонент пульсаций вектора скорости соответственно

Численная модель для приповерхностного слоя

Достаточно подробно модель для расчета характеристик турбулентности в приповерхностном слое без обрушивающихся волн описана в [13]. В настоящей работе использовалась несколько измененная модель, учитывающая зависимость параметра шероховатости от характеристик приводного слоя атмосферы и наличия зыби [14]. В качестве базовых уравнений используются уравнение баланса турбулентной энергии и уравнение переноса скорости диссипации. Поле скорости в исследуемом слое представляется в виде

$$\mathbf{V} = \mathbf{U} + \mathbf{v}, \quad \mathbf{v} = \mathbf{v}^w + \mathbf{v}', \quad (2)$$

где $\mathbf{U} = [U(z), 0, 0]$; $\mathbf{v}^w$ – потенциальная, $\mathbf{v}'$ – вихревая часть $\mathbf{v}$.

Для горизонтально однородного течения в стационарном режиме, в пренебрежении молекулярной вязкостью в членах диффузии и пульсациями давления, уравнения баланса турбулентной энергии и скорости диссипации с применением гипотезы градиентной диффузии приводятся к модельной форме [2, 20]:

$$\begin{cases} \nu_i \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \frac{d}{dz} \left(\frac{\nu_i}{\sigma_E} \frac{dE_i}{dz} + \sigma_w u_* E_w \right) - \varepsilon = 0, \\ \sigma_{\varepsilon 1} \frac{\varepsilon}{E_i} \nu_i \left(\frac{dU}{dz} \right)^2 + \frac{d}{dz} \left(\frac{\nu_i}{\sigma_E} \frac{d\varepsilon}{dz} \right) - \sigma_{\varepsilon 2} \frac{\varepsilon^2}{E_i} = 0. \end{cases} \quad (3)$$

Здесь E_i – кинетическая энергия турбулентных движений, E_w – кинетическая энергия поверхностного волнения, σ_i – константы, ν_i – коэффициент турбулентной вязкости, $\varepsilon = \mu \left(\frac{d\nu'_i}{dx_k} \right)^2$ – скорость диссипации турбулентной

энергии, u_* – скорость трения в воде. От обычного вида первое уравнение в (3) отличается добавочным членом $\sigma_w u_* E_w$, представляющим собой турбулентный перенос волновой кинетической энергии. Возможный физический механизм взаимодействия турбулентного и волнового движения описан в [2]. Физический смысл членов, входящих в первое уравнение системы (3), 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 системы слагаемые можно интерпретировать соответственно как генерацию, диффузию и диссипацию.

В настоящей модели мы пренебрегаем силой Кориолиса и потоками плавучести, поскольку стратификация слоя была нейтральной (таблица). Предполагается также, что горизонтальное течение $U(z)$ создается тангенциальным напряжением ветра на поверхности, т.е. профиль скорости дрейфового течения ожидается близким к логарифмическому, что подтверждается рядом экспериментальных наблюдений [5, 21]. Для данной гидрометеорологической ситуации считаем, что обрушивающихся волн нет, поэтому

$$U(z) \approx u_0 - \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z + z_0}{z_0} \right), \quad (4)$$

где κ – постоянная Кармана.

Коэффициент турбулентного обмена выражается через E_i и ε : $\nu_i = \alpha_1 \frac{E_i^2}{\varepsilon}$, где α_1 – числовая константа.

Граничные условия принимаем следующими:

$$E_i = E_0, \quad \varepsilon = \varepsilon_0 \quad \text{при } z = 0, \quad \frac{dE_i}{dz} = \frac{d\varepsilon}{dz} = 0 \quad \text{при } z \rightarrow \infty. \quad (5)$$

Данная краевая задача (3) – (5) решалась численно конечно-разностным методом по стандартной схеме [22] с использованием равномерной сетки.

После перехода к соответствующим безразмерным величинам уравнения (3) заменялись разностными аналогами на трехточечном шаблоне. Соответствующая нелинейная система решалась прогонкой методом итераций. Сначала при заданных начальных распределениях E_i и ε рассчитывались величины ν_i , линеаризация системы осуществлялась подстановкой вычисленных коэффициентов ν_i .

Запишем разностный аналог системы в виде, удобном для численной реализации:

$$\begin{cases} a_n E_{n-1} - b_n E_n + c_n E_{n+1} = -d_n, \\ a'_n \varepsilon_{n-1} - b'_n \varepsilon_n + c'_n \varepsilon_{n+1} = -d'_n \end{cases} \quad (6)$$

с коэффициентами, удовлетворяющими условию устойчивости схемы [22]:

$$\begin{aligned} a_n &= \frac{\nu_{n-1/2}^{(i)}}{(\Delta z)^2}, & c_n &= \frac{\nu_{n+1/2}^{(i)}}{(\Delta z)^2}, & b_n &= a_n + c_n + 1, \\ d_n &= -\alpha_2 \varepsilon_n + \nu_n^{(i)} \left(\frac{du}{dz} \right)_n + \alpha_5 \left(\frac{dE_w}{dz} \right)_n - E_n^{(i)}, \\ a'_n &= \frac{\nu_{n-1/2}^{(i)}}{(\Delta z)^2}, & c'_n &= \frac{\nu_{n+1/2}^{(i)}}{(\Delta z)^2}, & b'_n &= a'_n + c'_n + 2\alpha_3 \frac{\varepsilon_n^{(i)}}{E_n^{(i)}}, \\ d'_n &= \alpha_3 \frac{\varepsilon_n^{(i)2}}{E_n^{(i)}} + \alpha_1 \alpha_4 E_n^{(i)} \left(\frac{du}{dz} \right)_n, \end{aligned} \quad (7)$$

здесь $\nu_{n\pm 1/2} = \frac{\nu_n + \nu_{n\pm 1}}{2}$, $\alpha_2 = \sigma_E$, $\alpha_3 = \sigma_\varepsilon \sigma_{\varepsilon 2}$, $\alpha_4 = \sigma_\varepsilon \sigma_{\varepsilon 1}$, $\alpha_5 = \sigma_E \sigma_w$ —

числовые константы. Надстрочный индекс (i) указывает на то, что соответствующие величины изменяются от итерации к итерации и их значения уточняются в процессе решения задачи. После линеаризации системы определяются прогоночные коэффициенты L_n и K_n по рекуррентным формулам для прямой (правой) прогонки:

$$L_n = \frac{a_n}{b_n - c_n L_{n+1}}, \quad K_n = \frac{c_n K_{n+1} + d_n}{b_n - c_n L_{n+1}}. \quad (8)$$

Затем находятся новые величины E_n и ε_n по соотношениям

$$E_{n+1} = L_{n+1} E_n + K_{n+1}, \quad \varepsilon_{n+1} = L'_{n+1} \varepsilon_n + K'_{n+1}. \quad (9)$$

Далее определяются новые коэффициенты $\nu_n^{(i)}$, где верхний индекс означает номер итерации ($i = 1, 2, 3, \dots$), а также a_n, b_n, c_n, d_n и распределения E и ε на следующей итерации и т.д. Сходимость процесса счета оценивалась по установлению рассчитываемых величин (когда значение на новой итерации отличалось от предыдущего не более чем на 0,01%).

При расчетах по описанной численной модели в качестве базовой величины использовалась скорость ветра V_a . Для расчета u_* 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 $u_*^a = \sqrt{c_D} V_a$ – скорость трения в воздухе, ρ_a и ρ_w – плотность соответственно воздуха и воды, c_D определялся по эмпирической зависимости [14]. Кинетическая энергия E_w рассчитывалась как по модельному спектру [23], так и по экспериментальным данным (спектрам возвышений поверхности).

Константы в системе уравнений (3) – (5) брались в соответствии с [20] ($\alpha_1 = 0,09$, $\alpha_2 = 1,0$, $\alpha_3 = 2,5$, $\alpha_4 = 1,77$), их значения рекомендованы на основе достаточно большого количества экспериментов и применимы для широкого класса течений.

На рис. 7 представлены результаты расчетов скорости диссипации турбулентной энергии по различным моделям и по экспериментальным данным. Экспериментальные значения ε рассчитаны отдельно по спектрам для горизонтальной и вертикальной составляющих вектора скорости.

Модель для сдвиговой турбулентности, где $\varepsilon \sim z^{-1}$, более других удалена от экспериментальных значений (кривая 1), мало отличается от нее для данных условий модель Крэйга и Баннера (кривая 2). Численная модель [13] с фактическими данными о спектре волнения была гораздо ближе к эксперименту, чем та же модель со спектром из работы [23]. Использование в модели экспериментальных данных о градиенте скорости течения несколько уменьшало значения ε в слое до глубины ~ 6 м, ниже кривые совпадали. Увеличивая коэффициент при члене, отвечающем за турбулентный перенос волновой кинетической энергии в уравнении (3) (один из входных параметров модели), можно приблизить результаты численной модели к эксперименту и в самом верхнем слое, до глубины 8 м, но для достоверного определения этого коэффициента имеющихся данных пока недостаточно. На этом же графике приведена зависимость $\varepsilon \sim z^{-2}$, которая достаточно хорошо соответствует экспериментальным значениям в диапазоне глубин 6 – 8 м. Выше находится более перемешанный слой, где скорость диссипации может быть близка к постоянной. Хотя видимых обрушений волн во время эксперимента не было, определенный вклад в турбулизацию могли вносить микрообрушения. Полученные результаты в целом не противоречат трехслойной схеме распределения скорости диссипации турбулентной энергии по глубине, но необходимо большее количество данных при различных гидрометеорологических условиях, а также дополнительные измерения ближе к поверхности и с лучшим разрешением по глубине.

Выводы

Распределение скорости диссипации при наличии зыби оказалось несколько иным, чем только при ветровом волнении, хотя оно и не выходит за рамки схемы, предложенной в [3]. Из рис. 7 видно, что данные эксперимента в самом верхнем слое до глубины ~ 8 м отличаются от модельных, а ниже 9 м – находятся в качественном соответствии с моделями и убывают с глубиной по закону z^{-1} . Возможно, это объясняется влиянием зыби, не учитываемой в моделях. Одна из точек, на глубине ~ 11 м, заметно выпадает из общего ряда, что, по нашему мнению, было вызвано сдвиговым эффектом, т.к. именно на этой глубине происходило наибольшее изменение модуля и направления вектора скорости течения (см. рис.3).

Использование в численной модели [13] вместо расчетных характеристик волнения экспериментальных данных показало, что результат в этом случае лучше согласуется с экспериментом (кривая 3 на рис. 7), тогда как введение в модель измеренных величин градиента скорости течения на расчеты существенным образом не влияло, при этом лишь немного изменялась форма кривой в верхней части.

Изменение коэффициента сопротивления водной поверхности обычно оказывает заметное влияние на все модельные расчеты, но в данном конкретном случае его роль не столь существенна из-за малой скорости ветра.

Численная модель (3) – (5) позволяет подбором параметра, учитывающего турбулентный перенос волновой кинетической энергии, получить значения, близкие к эксперименту, и на глубинах до 8 м. Но для надежного определения этого параметра и его зависимости от гидрометеорологических условий необходима лучшая статистическая обеспеченность.

Таким образом, можно сделать вывод, что имеющиеся на сегодняшний день модели не учитывают должным образом изменения интенсивности турбулентности вследствие взаимодействия ветровых волн, зыби и дрейфового течения. Для более точной параметризации данных эффектов необходимо создание объединенной модели, учитывающей состояние приводного слоя атмосферы и приповерхностного слоя моря.

В заключение выражаем большую благодарность директору ЭО МГИ НАН Украины А.С. Кузнецову за помощь в проведении экспедиции и сотрудникам отдела дистанционных методов исследований МГИ В.А. Дулову, А.Н. Большакову, В.Е. Смолову – за сотрудничество и предоставленные данные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Монин А.С., Озмидов Р.В. Океанская турбулентность. – Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 320 с.
2. Kitaigorodskii S.A., Lumley J.L. Wave turbulence interactions in the upper ocean. Parts I and II // J. Phys. Oceanogr. – 1983. – 13. – P. 1977 – 1999.
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. Csanady G. T. The free surface turbulent shear layer // Ibid. – 1984. – 14, № 2. – P. 407 – 411.
5. Soloviev A.V., Vershinsky N.V., Bezverchnii V.A. Small-scale turbulence measurements in the thin surface layer of the ocean // Deep-Sea Res. – 1988. – 35, № 2. – P. 1859 – 1874.

6. *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.
7. *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.
8. *Craig P.P.* Velocity profiles and surface roughness under breaking waves // *J. Geophys. Res.* – 1996. – 101, № C1. – P. 1265 – 1277.
9. *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.
10. *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.
11. *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.
12. *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.
13. *Чухарев А.М.* Вклад необрушивающихся ветровых волн и сдвига скорости дрейфового течения в турбулентный обмен // *Известия РАН. ФАО*. – 2003. – 39, № 5. – С. 673 – 679.
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. – 10. – P. 2087 – 2099.
15. *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. Вып. 10. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – С. 395 – 409.
16. *Donelan M.A., Drennan W.M., Graber H.C.* Eddy-correlation measurements of air-sea fluxes from a discus buoy // *J. Atmos. and Ocean. Techn.* – 1994. – 11. – P. 1144 – 1150.
17. *Справочник по теории корабля* / Под ред. Я.И. Войткунского. Т. 2. – Л.: Судостроение, 1985. – 440 с.
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. *Oakey N.H.* Determination of the rate of dissipation of turbulent energy from simultaneous temperature and velocity shear microstructure measurements // *J. Phys. Oceanogr.* – 1982. – 12, №3. – P. 256 – 271.
20. *Роди В.* Модели турбулентности окружающей среды // *Методы расчета турбулентных течений*. – М.: Мир, 1984. – С. 227 – 324.
21. *Richman J.G., de Szoke R.A., Davis R.E.* Measurements of near surface shear in the ocean // *J. Geophys. Res.* – 1987. – 92, № C11. – P. 2851 – 2858.
22. *Самарский А.А.* Теория разностных схем. – М.: Наука, 1977. – 656 с.
23. *Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H.* Directional spectra of wind-generated waves // *Phyl. Trans. Roy. Soc. Lond.* – 1985. – A 315. – P. 509 – 562.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 24.10.05
После доработки 05.12.05

ABSTRACT Results of the experimental studies of turbulence characteristics in the wave-enhanced mixing layer are represented. Data on velocity pulsations, temperature and conductivity are obtained by the measuring complex «Sigma-1». The calculated values of the rate of the turbulent energy dissipation are compared with various models of the near-surface layer. It is shown that the available models do not provide good agreement between the calculation and experimental results for the layer of active wave effect, particularly, in the presence of swell. The drawn conclusion demonstrates necessity of parameterization and inclusion of more complete information on the state of the sea surface, current structure and near-surface atmospheric layer to the models.