

В.С. Комаров, Е.В. Константинова, Е.Ю. Ключков

ЧИСЛЕННАЯ ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ В ЗАДАЧАХ ИМИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ РАДИАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК СИСТЕМЫ <ОКЕАН – АТМОСФЕРА>

Обсуждаются возможности и перспективы использования упрощенного метода расчета характеристик ветрового волнения, а также рассматриваются результаты вычислений элементов волн для различных акваторий Черного моря.

Широкое использование результатов дистанционного зондирования поверхности океана из космоса при решении различных научных и прикладных задач требует существенного повышения точности и надежности получаемой спутниковой информации. Однако качество этой информации обуславливается рядом факторов и, в частности, характеристиками использованной спутниковой аппаратуры, выбранной схемой решения обратной задачи, оптимальным учетом состояния атмосферы и поверхности океана и т.п. Одним из основных факторов, требующих обязательного учета при дистанционном космическом зондировании Мирового океана и решении уравнения переноса электромагнитного излучения в системе <океан – атмосфера>, является степень шероховатости водной поверхности, которая зависит в большой степени от скорости приповерхностного ветра и существенно влияет на величину ее излучения.

Действительно, при зондировании поверхности океана его излучение $I_s(\lambda, \theta)$ складывается (в соответствии с [1]) из собственного I_0 и отраженного I_r излучений, определяемых из следующих выражений:

$$I_0(\lambda, \theta) = I_s(\lambda, \theta) B_\lambda(T_s, \theta); \tag{1}$$

$$I_r(\lambda, \theta) = r(\lambda, \theta) I_a^l(\lambda, \theta) = [1 - \varepsilon(\lambda, \theta)] I_a^l(\lambda, \theta), \tag{2}$$

где λ – спектральный интервал; θ – зенитный угол; B_λ – функция Планка, зависящая от температуры излучающего слоя T_s ; r – коэффициент отражения; ε – излучательная способность морской воды.

Если же на поверхности океана наблюдается волнение, то выражение (2) представляется в виде

$$I_r(\lambda, \theta) = [1 - \varepsilon(\lambda, \theta)] I_a^l(\lambda, \theta^*), \tag{3}$$

где θ^* – угол отражения ($\theta = \theta^*$ только для абсолютно гладкой поверхности).

Отметим, что параметры $\varepsilon(\lambda, \theta)$ и θ^* зависят от степени шероховатости (волнения) водной поверхности.

Анализ имеющихся публикаций (например, [2]) показывает, что величина излучательной способности океанической поверхности ε оценивается обычно теоретически, причем большей частью подобные оценки проводятся с некоторыми допущениями. В частности, практически не учитываются (из-за сложности расчетов) изменения излучательной способности водной поверхности, происходящие за счет ветрового волнения. А это волнение, как известно, вызывает значительные вариации углов наклона, размеров локальных площадок водной поверхности и, следовательно, условий излучения и рассеяния электромагнитного излучения.

Учитывая указанные обстоятельства, в настоящей статье предлагается одна из методик расчета характеристик ветрового волнения, основанная на использовании некоторых эмпирических соотношений.

К настоящему времени накоплен значительный объем экспериментальных данных о ветровом волнении [3, 4]. При этом эмпирические материалы о статистических закономерностях синоптических, сезонных и многолетних распределений ветра и волн детально рассматриваются авторами [5 – 11]. Однако все эти материалы не отвечают современным требованиям, поскольку регулярные наблюдения за ветровым волнением проводятся лишь эпизодически, как правило, во время специальных морских экспедиций. Поэтому на практике при решении научных и прикладных задач широко используются различные расчетные методы. Применяемые в настоящее время методы расчета морских волн по полям ветра можно разделить на три класса [5].

1. Дискретные спектральные методы, в основу которых положено численное решение уравнения баланса энергии волн в виде

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(E U) = E_\nu - E_\mu, \quad (4)$$

где $E = gh^2/8$ – энергия волны; $U = c/2$ – групповая скорость волн (здесь c – фазовая скорость волны); E_ν – энергия, передаваемая ветром волне; E_μ – энергия, теряемая за счет диссипации.

Основным недостатком спектральных методов является слабая изученность функции источника (она формирует спектр ветрового волнения и включает в себя механизм генерации волн ветром, диссипацию энергии и нелинейное перераспределение энергии в спектре волны) и трудоемкость численного расчета даже на современных компьютерах.

2. Параметрические спектральные методы, в которых осуществляется переход от уравнения баланса энергии для каждой спектральной компоненты к уравнению для параметров спектра в предположении его универсальности. В основу этих моделей положены аналитические аппроксимации спектра ветровых волн [5] и эмпирические соотношения между параметрами спектра и ветром. Однако принятие целого ряда допущений, недостаточная обоснованность многих соотношений и процедур существенно ограничивают применимость этих методов на практике.

3. Эмпирические соотношения, связывающие средние или относительные значения элементов волн с ветром. Они наиболее хорошо описаны в [4, 9, 12].

Нами для оценки элементов ветрового волнения (высоты волны h , ее длины λ и периода τ) выбран третий методический подход. Он наиболее простой и в то же время является достаточно надежным и не требует большого объема машинного времени.

В самом общем случае, как это следует из [12], любой элемент волны (или параметр волнения) является функцией трех переменных: скорости ветра v , разгона x и продолжительности действия ветра t_v (например, $h = f(v, x, t_v)$). Если продолжительность действия ветра достаточна для развития предельных волн на заданном разгоне, то $h = f(v, x)$.

Численные зависимости элементов волн от разгона и скорости ветра при простых условиях волнообразования, т.е. при постоянной на разгоне и во времени скорости ветра, можно записать в виде [12]:

$$\bar{gh}/v^2 = 0,0042 (gx/v^2)^{1/3}; \quad (5)$$

$$\bar{gh}/v^2 = 0,0013 (gt_v)^{5/12}, \quad (6)$$

где x и t_v связаны уравнением

$$gt_v/v = 17,3 (gx/v^2)^{4/5}, \quad (7)$$

а уравнение связи для среднего периода $\bar{\tau}$ имеет вид

$$g\bar{\tau}/v = 18,7 (\bar{gh}/v)^{3/5}. \quad (8)$$

Относительная средняя длина волны примет вид

$$\bar{\lambda} = (g/\bar{\tau}^2) 2\pi = 1,56 \bar{\tau}^2. \quad (9)$$

В формулах (5)–(9) величины h , x , λ выражены в метрах, τ , t_v – в секундах, v – в метрах на секунду, а $g = 9,81$ м/с – ускорение силы тяжести.

Величины $g\bar{h}/v^2$, $g\bar{\tau}/v$, gx/v^2 , gt_v/v называются безразмерными величинами: средней высотой, средним периодом, разгоном и безразмерной продолжительностью действия ветра. Эти зависимости получены в предположении постоянной скорости ветра на разгоне, а значения gx/v^2 заключены в диапазоне 50–60 000, что примерно соответствует реальным условиям в океане.

Кроме того, при расчетах элементов волнения используют также и усредненную скорость ветра \bar{c} . Тогда предельные соотношения для их оценки (при достижении $(x/v^2) \geq 6000$ и $(t_v/v) \geq 3,2$) получают вид

$$\bar{h}/v^2 = 0,0016, \quad \bar{\lambda}/v^2 = 0,64, \quad \bar{\tau}/v = 0,64, \quad \bar{c}/v = 1, \quad (10)$$

при этом волнение достигает предельного развития.

Таким образом, если координата места наблюдения известна (оно располагается в океане), то можно рассмотреть наиболее характерный для открытого и глубокого океана случай волнообразования, при котором отмечается постоянный на разгоне и во времени ветер, а продолжительность его действия достаточна для развития установившихся волн.

Характеристики волнового режима (с обеспеченностью $F \cong 50\%$), представленные высотой \bar{h} , периодом $\bar{\tau}$ и длиной $\bar{\lambda}$, рассчитываются при этом по эмпирическим соотношениям (10):

$$\bar{h} = 0,16 v^2, \quad \bar{\lambda} = 0,64 v^2, \quad \bar{\tau} = 0,64 v. \quad (11)$$

Переход к элементам волн любой другой обеспеченности осуществляется с помощью переходных коэффициентов (они приведены в табл. 1).

Следовательно, величины h_f , λ_f и τ_f при заданной обеспеченности можно легко определить по их рассчитанным средним значениям с использованием соотношений:

$$h_f = k_h \bar{h}, \quad \lambda_f = k_\lambda \bar{\lambda}, \quad \tau_f = k_\tau \bar{\tau}. \quad (12)$$

Т а б л и ц а 1

$F, \%$	0,1	1,0	5,0	10	20	30	50
k_h/\bar{h}	3,20	2,52	1,91	1,69	1,39	1,21	0,93
$k_\tau/\bar{\tau}$	1,78	1,65	1,47	1,37	1,23	1,15	1,00
$k_\lambda/\bar{\lambda}$	–	2,52	1,94	1,71	1,44	1,26	0,93

При этом для контроля рассчитанных величин рекомендуется учитывать следующие предельные критерии:

$$h \leq \lambda/7, \quad c/v = \lambda/(\tau v) \leq 1,$$

где c – фазовая скорость развивающейся (до появления зыби) волны.

Пример: пусть \bar{h} равно 2,5 м, тогда, используя табл. 1 и формулы (12), высота волны с обеспеченностью 5% $h_{5\%} = \bar{h} \cdot 1,91 = 4,77$ м.

В настоящей статье на основе приведенной методики были рассчитаны для различных акваторий Черного моря средние величины элементов ветрового волнения. С этой целью была использована база океанологических данных, полученная специалистами Российского государственного метеорологического института. Эта база содержит климатические данные о средних месячных значениях температуры поверхности океана и характеристики приводного ветра, представленные в узлах одноградусной географической сетки.

В табл. 2 в качестве примера приводятся результаты расчетов элементов ветрового волнения для января и июля, которые получены по данным приводного ветра, для трех квадратов, представляющих западную, центральную и восточную части Черного моря.

Анализ табл. 2 показывает, что даже в пределах акватории Черного моря элементы ветрового волнения обладают достаточно высокой пространственно-временной изменчивостью. Так, например, зимой на территории Черного моря высота волн изменяется от 4,8 до 10,1 м, а их длина и период от 19,5 до 40,5 м и от 3,5 до 5 с соответственно. К лету изменчивость элементов ветрового волнения существенно уменьшается и составляет: для высоты волн – 2,3÷3,9 м; длины волны – 9,2÷15,7 м и для периода – 2,4÷3,1 с.

Следует отметить, что расчетные значения элементов ветрового волнения, приведенные в табл. 2, практически не отличаются от соответствующих величин, полученных при использовании других более сложных методов (см., например, [4–6]). Все это говорит о возможности и целесообразности применения выбранного и достаточно простого для вычислений метода в различных прикладных задачах, в том числе и в задачах спутникового зондирования поверхности океана.

Т а б л и ц а 2

Пример расчета высоты (h , м), длины (λ , м) и периода (τ , с) ветровых волн для трех типичных квадратов Черного моря

Координаты, град		Элементы волн					
С. ш.	В. д.	январь			июль		
		h , м	λ , м	τ , с	h , м	λ , м	τ , с
42,5	29,5	8,1	32,4	4,5	2,3	9,2	2,4
42,5	30,5	7,9	31,2	4,5	2,7	11,0	2,6
43,5	29,5	9,3	37,2	4,8	3,0	12,2	2,8
43,5	30,5	10,1	40,5	5,0	3,9	15,7	3,1
42,5	32,5	6,4	25,8	4,0	2,7	11,0	2,6
42,5	33,5	7,2	28,9	4,3	2,7	10,8	2,6
43,5	32,5	8,8	35,5	4,7	3,3	13,2	2,9
43,5	33,5	6,9	27,8	4,2	2,4	9,8	2,5
42,5	37,5	5,1	20,7	3,6	2,5	10,1	2,5
42,5	38,5	4,8	19,5	3,5	2,4	9,9	2,5
43,5	37,5	8,6	34,4	4,6	3,8	15,2	3,1
43,5	38,5	6,5	26,2	4,1	2,7	10,9	2,6

1. Кондратьев К.Я. и др. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 247 с.
2. Masuda K., Takashima T., Takayama Y. // Rem. Sens. Env. 1988. V. 24. P. 313–329.
3. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 375 с.
4. Давидан И.Н. и др. Ветер и волны в океанах и морях (Справочные данные). Л.: Транспорт, 1974. 358 с.
5. Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 256 с.
6. Заславский М.М., Монин А.С. // Океанология. Физика океана. Т. 2. Гидродинамика океана. М.: Наука, 1978. С. 146–181.
7. Шулейкин В.В. Физика моря. М.: Наука, 1968. 1083 с.
8. Ржеплинский Г.В. // Тр. ГОИН. 1965. Вып. 84. С. 182–224.
9. Титов Л.Ф. Ветровые волны. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 294 с.
10. Давидан И.Н. и др. // Морской гидрофизический журнал. 1988. N 5. С. 21–27.
11. Титов Л.Ф., Зубова М.М. // Океанология. 1967. Т. 7. Вып. 3. С. 31–40.
12. Руководство по расчету параметров ветровых волн. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 138 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск
РГГМИ, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
15 июля 1994 г.

V.S. Komarov, E.V. Konstantinova, E.Yu. Kluikov. **Numerical Estimate of Wind Disturbance Characteristics for Problems of Simulating the Radiative Parameters of the <Ocean–Atmosphere> System.**

Potentialities and prospects of a simplified method of calculating the wind disturbance characteristics are discussed as well as results of computation of waves' elements for different areas of the Black Sea are presented in the paper.