

Бертоллиды обладают "генетической" связью с определенными дальтонидами, которые имеют строго стехиометрический состав. В определенных температурных интервалах бертоллиды могут претерпевать фазовое превращение с образованием некоторых соединений (дальтонидов) [5]. Дальнейший продолжительный отжиг при 1000 °С должен привести сплавы в равновесные состояния с выделением определенного интерметаллида. Это будет предметом нашего следующего исследования.

Литература

1. Гладышевский Е.И., Бодак О.И. Кристаллохимия ин-

терметаллических соединений редкоземельных металлов. Львов: Выща школа, 1982.

2. Иверонова В.И., Ревкевич Г.П. Теория рассеяния рентгеновских лучей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978.
3. Миркин Л.И. Справочник по рентгеноструктурному анализу поликристаллов. М.: Гос. изд-во физ.-мат. лит., 1961.
4. International Tabellen zur Bestimmung von Kristallstrukturen. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1935.
5. Курнаков Н.С. Введение в физико-химический анализ. Л.: ОНТИ—ХИМТЕОРЕТ, 1936.

Поступила в редакцию
26.06.98

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.466.31

БАЛАНС ЭНЕРГИИ В СИСТЕМЕ ВЕТЕР–ВОЛНЫ В НАЧАЛЬНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ВЕТРОВОГО ВОЛНЕНИЯ

Е. П. Анисимова, К. В. Показеев, Н. И. Соболева, А. А. Сперанская

(кафедра физики моря и вод суши)

Рассчитаны составляющие, входящие в уравнение баланса энергии волн, в начальной стадии их развития. Используются данные авторов настоящей работы и заимствованные из литературных источников. Предложена более корректная оценка поступления энергии от ветрового потока к волнам, осуществляемого механизмом нормального давления.

Исследование взаимодействия сил в системе ветер–волны тесно связано с определением баланса энергии на границе раздела водной и воздушной сред. Полученные различными исследователями оценки отдельных составляющих энергетического баланса, а следовательно, и попытки сведения баланса сил в системе ветровой поток – ветровая волна в целом значительно различаются. К тому же проверка полученных соотношений выполнялась каждый раз на весьма ограниченном и достаточно субъективно представленном материале. Поэтому корректно свести баланс энергии для процесса развития ветрового волнения пока так никому и не удалось.

Настоящая работа также посвящена задаче сведения баланса энергии в системе ветер–волны. Исследование выполнено для фазы зарождения и начальной стадии развития ветрового волнения, т. е. для периода интенсивного роста ветровых волн, поддающегося лабораторному моделированию. В процессе работы использовались как данные собственных экспериментов [1], так и результаты лабораторного моделирования других авторов [2–8].

Энергия жидкости, участвующей в волновом движении, представляет собой сумму кинетической энергии частиц жидкости, находящихся в волновом движении, и потенциальной энергии, обусловленной отклонением частиц от положения равновесия, т. е. от невозмущенного уровня жидкости. Как известно, кинетическая и потенциальная энергии волны равны друг другу. Полная энергия волны, отнесенная к единице длины по оси OX и к единице времени,

пропорциональна квадрату амплитуды волны a как для конечной, так и для бесконечной глубины жидкости [9]:

$$W = \frac{1}{8} \rho_w g \frac{h^2}{T}. \quad (1)$$

Здесь ρ_w — плотность воды, g — ускорение силы тяжести, h — высота волн ($h = 2a$), T — средний период волн.

В стационарном случае уравнение баланса энергии в системе ветер–волны применительно к начальной фазе становления ветрового волнения (лабораторные эксперименты) запишем в виде

$$W = W_a + \tau_w c - W_\mu - W_b. \quad (2)$$

Первое слагаемое W_a в правой части уравнения (2) — это средняя мощность, передаваемая ветровым потоком единице волновой поверхности и обусловленная механизмом нормального давления. Обычно для вычисления W_a используются зависимости вида

$$W_a = A \rho_a (u_a - c)^2 \frac{h}{T}, \quad (3)$$

где ρ_a — плотность воздуха, u_a — средняя скорость ветра на некотором горизонте над невозмущенной водной поверхностью, c — средняя фазовая скорость волн. Коэффициент A в (3) является функцией крутизны волн. Различные авторы использовали следующие значения величины A : $A = 3,14 h/\lambda$ [11], $A = 1,33 h/\lambda$ [12], $A =$

$= (0,4 h/\lambda - 0,006)$ [13], $A = 0,24 h/\lambda$ [14], $A = 0,039 \times (h/\lambda)^{0,5}$ [15], где λ — длина волны.

Член W_μ — это мощность, которая расходуется на работу против сил турбулентного трения и диссипирует в тепло в бесконечно глубоком столбе воды единичного сечения в единицу времени. Учитывая, что коэффициент турбулентной вязкости μ есть функция глубины, и следуя [10], будем определять величину W_μ как

$$W_\mu = 2\pi^2 g \mu \frac{h^2}{\lambda^2} = \frac{2}{9} \pi^5 \chi^2 \frac{\rho_w}{g} \frac{h^4}{T^5} = 0,0109 \frac{h^4}{T^5}, \quad (4)$$

где $\chi = 0,4$.

Проанализировав результаты большого числа исследований ветрового волнения, выполненных как в натуральных, так и в лабораторных условиях, мы пришли к выводу, что величина W_a должна зависеть от таких параметров волн, как орбитальная скорость частиц жидкости $\pi h/T$ и крутизна волн $\pi h/\lambda$. Таким образом, величину W_a следует записывать в виде

$$W_a = \frac{\pi^2 h^2}{T\lambda} \rho_a (u_a - c)^2, \quad (5)$$

положив $A = \pi^2 h/\lambda$.

В выражении (5) все величины легко определяемы, кроме величины u_a , которая сильно зависит от высоты над уровнем невозмущенной поверхности. Поскольку поступление энергии из атмосферы в водоем идет через водную поверхность, из физических соображений представляется более оправданным определять u_a в непосредственной близости от волновой поверхности, т. е. положить $u_a = u_h$, где h — средняя высота волн.

Проведенный нами анализ экспериментального материала свидетельствует, что при рассмотрении баланса энергии в системе ветер–волны следует учитывать поступление энергии от ветрового потока как за счет сил нормального давления, так и за счет сил тангенциального напряжения. Согласно существующим воззрениям, последний член записывается как $\tau_w c$ [16], где

$$\tau_w = \tau_a - \tau_{dr}. \quad (6)$$

Здесь $\tau_a = \rho_a u_{*a}^2$ — плотность полного потока импульса, передаваемого ветровым потоком водной поверхности (u_{*a} — динамическая скорость ветра), $\tau_{dr} = \rho_w u_{*dr}^2$ — плотность потока импульса дрейфового течения (u_{*dr} — динамическая скорость дрейфового течения).

Член W_b в (2) определяет потери энергии волн за счет трения о стенки канала и введен В. В. Шулейкиным [13] при анализе экспериментальных данных, полученных в штормовом бассейне, где высота волн была сравнима с шириной канала. Оценки показали, что в рассматриваемых случаях высота волн была много меньше ширины экспериментальной установки, и поэтому членом W_b в уравнении (2) можно пренебречь.

В окончательной форме уравнение баланса осредненной энергии в системе ветер–волны в начальной

стадии развития ветрового волнения при стационарном режиме запишется так:

$$\frac{1}{8} \rho_w g \frac{h^2}{T} = \frac{\pi^2 h^2}{T\lambda} \rho_a (u_h - c)^2 - \frac{2}{9} \pi^5 \chi^2 \frac{\rho_w}{g} \frac{h^4}{T^5} + \tau_w c. \quad (7)$$

Как упоминалось выше, для проверки предложенного уравнения баланса энергии использовались как собственные данные лабораторных экспериментов, так и результаты, полученные другими исследователями на различных экспериментальных установках, в состав которых входили аэродинамическая труба и гидрологический лоток. Собственные эксперименты авторов были выполнены в аэрогидроканале гидрофизической лаборатории МГУ. В процессе зарождения и для начальной стадии развития ветрового волнения на расстояниях $X \leq 12$ м от входа воздушного потока в гидроканал синхронно измерялись следующие величины: вертикальный профиль скорости ветра, вертикальное распределение скорости дрейфового течения в приповерхностном слое воды, высота, длина и период волн, температура воздуха и воды в канале.

При обработке экспериментальных данных величину W_μ рассчитывали по формуле (4), член W_a оценивали по формуле (5) при $u_a = u_h$, а полную энергию волны на единицу длины в единицу времени W определяли согласно выражению (1).

Оценка члена энергетического баланса $\tau_w c$ проводилась следующим образом. По данным измерений вертикального распределения скорости ветра над взволнованной водной поверхностью определяли динамическую скорость u_{*a} ветрового потока и рассчитывали величину τ_a . На основе работ, где имелись инструментальные измерения вертикального профиля дрейфового течения, определяли величину динамической скорости u_{*dr} и соответственно τ_{dr} .

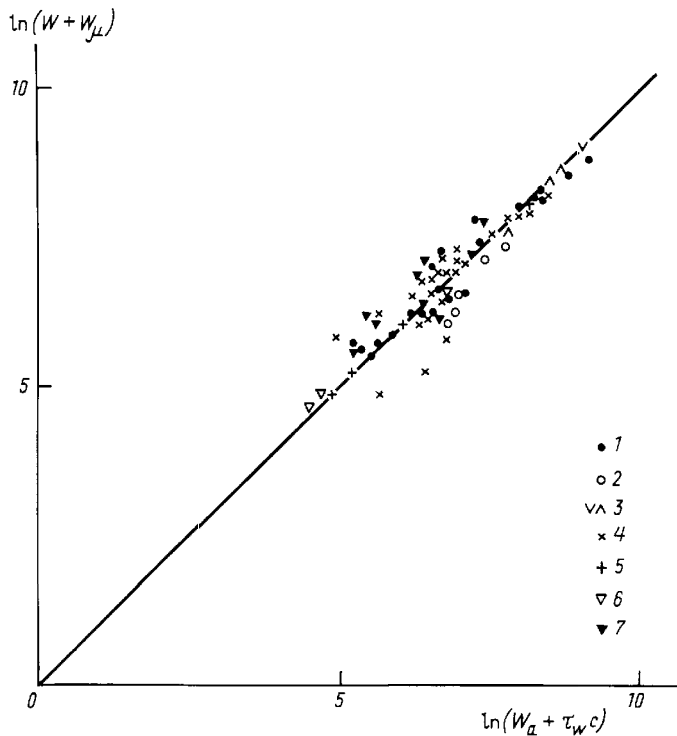
Если же заимствованные данные не содержали параметров дрейфового течения, то для определения u_{*dr} нами использовалась зависимость вида

$$u_{*dr} = 0,029 u_{*a},$$

полученная в работе [17] на основе данных синхронных инструментальных измерений u_{*a} и u_{*dr} . Зная величины τ_a и τ_{dr} , по (6) определяли значение τ_w и соответственно мощность $\tau_w c$.

Результаты расчета составляющих энергетического баланса для начальной стадии развития волнения ($c/u_{*a} \leq 2,5$ и $Xg/u_{*a} \leq 14700$) представлены на рисунке. По оси абсцисс отложена сумма членов, характеризующих поступление энергии от атмосферы в водоем за счет сил нормального давления (W_a) и сил касательного напряжения ($\tau_w c$), а по оси ординат — сумма мощности волн (W) и потерь за счет турбулентного трения (W_μ). Для удобства данные представлены в логарифмическом масштабе.

Как видно из рисунка, выполнение баланса энергии в системе ветер–волны в начальной стадии развития волн при расчете составляющих баланса по обсуждаемым выше методикам можно считать удовлетворительным.



Связь между величинами, входящими в уравнение баланса энергии, в начальной стадии развития ветрового волнения. Расчеты выполнены по данным, заимствованным из работ [1] — 1, [2] — 2, [3] — 3, [4, 8] — 4, [5] — 5, [6] — 6, [7] — 7. Сплошная линия соответствует соотношению $W + W_{\mu} = W_a + \tau_w c$

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 96-05-64547), Федеральной целевой программы

(ФЦП) «Интеграция» (грант 2.1-304) и подпрограммы ФЦП «Комплексные исследования океанов и морей, Арктики и Антарктики».

Литература

1. Сперанская А.А. Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М. (МГУ), 1984.
2. Lin I.T., Nak M.G. // J. Geophys. Res. 1984. **89**. P. 627.
3. Лесников Б.М. Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М. (МГУ), 1975.
4. Wu J. // J. Fluid Mech. 1975. **68**. P. 49.
5. Bye I.A.T. // Limnology and Oceanogr. 1965. **10**. P. 451.
6. Shemdin O.H. // J. Phys. Oceanogr. 1972. **2**. P. 411.
7. Лейкин И.А., Показеев К.В., Розенберг А.О. // Изв. АН СССР, ФАО. 1984. **20**, № 4. С. 297.
8. Hsu C.T., Wu H.Y., Hsu E.Y., Street R.L. // J. Phys. Oceanogr. 1982. **12**. P. 929.
9. Кононова Г.Е. Динамика морских волн. М., 1969.
10. Доброклонский С.В. // ДАН СССР. 1947. **58**, № 7. С. 1345.
11. Капица П.Л. // Там же. 1949. **64**, № 4. С. 12.
12. Jeffreys H. // Proc. Roy. Soc. (L). 1925. **A107**. P. 189.
13. Шулейкин В.В. Физика моря. М., 1953.
14. Sverdrup H.U., Munk W.H. U.S. Hydrogr. Office Publ. No. 601. Washington, 1947.
15. Motzfeld H. // Z. Angew. Math. Mech. 1937. **17**. P. 193.
16. Китайгородский С.А. Физика взаимодействия атмосферы и океана. Л., 1970.
17. Анисимова Е.П., Показеев К.В., Соболева Н.И., Сперанская А.А. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 1999. № 3. С. 51 (Moscow University Phys. Bull. 1999. No. 3).

Поступила в редакцию
10.06.98

УДК 551.510.5, 501.7; 537.87, 621.371

ВЛИЯНИЕ МНОГОЛУЧЕВОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ НА ТОЧНОСТЬ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ПАРАМЕТРОВ СРЕД В РАДИОЗАТМЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ

В. И. Захаров, В. Е. Куницын

(кафедра физики атмосферы)

Показано, что возникновение многолучевости в сложных случаях распространения сигнала на трассе спутник–спутник вносит дополнительные искажения в восстанавливаемые профили параметров сред. Разделение лучей по времени прибытия позволяет уверенно отфильтровывать отраженный от Земли луч. Влияние многолучевости локально, оно зависит от геометрии эксперимента. Для профилей электронной концентрации диапазон ошибок, связанных с влиянием многолучевости, составляет не более 10–12%. Характерно, что по высоте области проявления ошибок ограничены и могут интерпретироваться как волновые структуры.

Введение

Метод рефрактометрического радиопросвечивания как источник информации о зависимости коэффициента преломления от высоты успешно применялся при исследованиях планетных атмосфер [1–3]. При мониторинге земной атмосферы и ионосферы важны вариации параметров этих сред, поэтому требования к точности определения самих параметров возрастают [4–6]. Использование для этих целей глобальных спутниковых навигационных систем, напри-

мер GPS и ГЛОНАСС, в настоящее время выявило ряд сложностей при серийном получении данных и их интерпретации.

Источником проблем является влияние неоднородных структур сред, в которых распространяется сигнал (протоносфера, ионосфера и атмосфера), на точность восстановления регулярных параметров самих сред. Так, в «неблагоприятных» условиях возможно затенение атмосферных структур ионосферными, т. е. динамика возмущений в ионосфере наклад-