

УДК 551.466

А.Н. Морозов, канд. техн. наук, ст. науч. сотр.,

Е.М. Лемешко, канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.,

Н.С. Белоус, аспирант

Морской гидрофизический институт НАН Украины,

ул. Капитанская 2, г. Севастополь, Украина, 99011

E-mail: anmorozov@yahoo.com, evgeny.lem@gmail.com, belous_ns@mail.ru

РАСЧЕТ СПЕКТРОВ ВЕТРОВЫХ ВОЛН ПО ДАННЫМ АКУСТИЧЕСКИХ ДОПЛЕРОВСКИХ ПРОФИЛЕМЕРОВ ТЕЧЕНИЙ

Рассматривается возможность определения спектров ветровых волн в открытом море по данным акустических доплеровских профиломеров течений. Выводятся соответствующие соотношения для расчета спектров. Приведены примеры спектров, полученных на основе натуральных данных.

Ключевые слова: спектры ветровых волн, акустический доплеровский профиломер течений.

Введение. Исследование ветровых волн в открытом море имеет важное прикладное значение для обеспечения безопасности мореплавания, нефтедобычи, рыболовства, и также в решении фундаментальных гидрофизических задач, таких как турбулентное вертикальное перемешивание в приповерхностном слое моря, формирование сезонного термоклина и других. В настоящее время существует большой набор инструментов для оперативного контроля параметров ветровых волн, основанных на модельных расчетах по полю ветра над акваторией с привлечением спутниковых данных, или рассчитанных на основе данных береговых метеостанций. На этом фоне, сохраняется актуальность экспериментальных исследований, необходимых для обоснованного выбора параметров моделей и понимания процессов вертикального обмена в верхнем слое моря.

Сложность измерений параметров волн с борта судна заключается в отсутствии возможности обеспечить неподвижность измерительного прибора, и как следствие, полезный сигнал содержит информацию о волнении, искаженную собственными движениями измерителя. Один из возможных способов компенсации влияния собственных движений прибора на качество получаемых данных

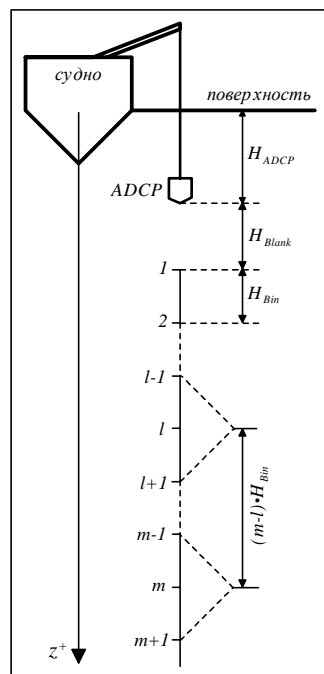


Рисунок 1 – Схема измерений

заключается в использовании относительных характеристик, измеренных на разных уровнях глубины. Акустические измерители профиля скорости течений (ADCP) потенциально подходят для решения рассматриваемой задачи, так как обеспечивают почти мгновенное измерение профиля скорости течения на нескольких горизонтах.

Цель статьи – получить соотношения, позволяющие рассчитывать параметры ветрового волнения по данным ADCP. Натурные данные, использованные в работе, получены в рейсе BSERP-3 НИС “Akademik” Болгарской Академии Наук, проходившем в мае 2004 в северо-западной части Черного моря, в рамках Проекта GEF Black Sea Ecosystem Recovery Project – RER/01/G33.

Приборы. Для измерения течений использовался ADCP WHM-300 (рабочая частота 307.2 кГц) производства RDI. Принцип работы прибора основан на излучении зондирующих акустических импульсов, с последующим выделением доплеровского сдвига частоты в дискретных временных окнах эхо-сигнала, определяемых параметрами начальной установки. Данные от четырех акустических каналов (угол наклона каждого из лучей 20°) и датчиков угловой ориентации (два инклинометра и магнитный компас) используются для расчета трех компонент скорости течения (U , V , W) в географической системе координат на дискретных уровнях глубины с помощью встроенного программного обеспечения. Метод измерения подразумевает наличие пространственного осреднения, так как для выделения сдвига частоты необходимо некоторое время, соответствующее установленной дискретности измерений по глубине. В случае изотропного распределения рассеивателей пространственное осреднение может быть представлено треугольной весовой функцией [1], параметры которой

определяются устанавливаемым размером сегмента глубины измерения H_{Bin} . Схема измерений приведена на рисунке 1. При проведении измерений ADCP вывешивается с борта дрейфующего судна и выдерживается у поверхности моря на глубине H_{ADCP} (1 – 3 м), в течение некоторого времени.

Теория. Соотношение между измеренным значением скорости течения (W_m) и её реальным значением (W_r) на произвольной глубине z можно записать в следующем виде:

$$W_m(z, t) = \frac{1}{H_{Bin}} \cdot \int_{-H_{Bin}}^{H_{Bin}} \varpi(\eta) \cdot W_r(z + \eta) \cdot d\eta + W_{ADCP}(t) + W_n(z), \quad (1)$$

где W_{ADCP} – скорость движения прибора; W_n – шумовая составляющая измерений; $\varpi(\eta)$ – весовая функция пространственного осреднения

$$\varpi(\eta) = \begin{cases} 1 + \eta/H_{Bin}; & \eta \in [-H_{Bin}, 0], \\ 1 - \eta/H_{Bin}; & \eta \in [0, H_{Bin}]. \end{cases} \quad (2)$$

Слагаемое W_{ADCP} в соотношении (1) не может быть определено без дополнительных измерений. Для того чтобы исключить собственные движения прибора достаточно взять разность между измеренными значениями скорости на разных произвольных уровнях глубины l и m , т.е.

$$W_m^{lm}(z_l, z_m) = \frac{1}{H_{Bin}} \cdot \int_{-H_{Bin}}^{H_{Bin}} \varpi(\eta) \cdot [W_r(z_l) - W_r(z_m)] \cdot d\eta + W_n^{lm}, \quad (3)$$

где $W_m^{lm}(z_l, z_m) = W_m(z_l) - W_m(z_m)$ – разность измеренных значений; $W_n^{lm} = W_n(z_l) - W_n(z_m)$ – разность шумов на уровнях l и m , соответствующие глубины определяются из следующих соотношений:

$$\begin{cases} z_l = H_{ADCP} + H_{Blank} + l \cdot H, \\ z_m = H_{ADCP} + H_{Blank} + m \cdot H = z_l + (m - l) \cdot H = z_l + q \cdot H, \end{cases} \quad (4)$$

где $H = H_{Bin}$ – замена переменных для удобства записи; $q = (m - l)$; H_{Blank} – расстояние от ADCP, в пределах которого обработка эхо-сигнала не производится, определяется необходимостью затухания звуковых колебаний в корпусе прибора после излучения зондирующего импульса. Подставив (4) в (3) получим соотношение, связывающее измеренные значения с реальным распределением

$$W_m^{lm}(z_l, q) = \frac{1}{H} \cdot \int_{-H}^H \varpi(\eta) \cdot [W_r(z_l) - W_r(z_l + q \cdot H)] \cdot d\eta + W_n^{lm}. \quad (5)$$

В качестве входного сигнала зададим классическое распределение течений для ветровых волн $W_{windwave}(z, t)$ на глубокой воде [2]

$$W_{windwave}(z, t) = W_r(z) \cdot e^{j\omega t} = W_r(0) \cdot e^{-kz} \cdot e^{j\omega t}, \quad (6)$$

где k – горизонтальное волновое число; ω – частота; t – время. Подставив $W_r(z)$ из (6) в (5) и выполнив соответствующее интегрирование, получим для ветровых волн на глубокой воде

$$W_m^{lm}(z_l, q) = W_r(0) \cdot e^{-kz_l} \cdot (1 - e^{-qkH}) \cdot \frac{2 - 2 \cdot ch(kH)}{(kH)^2} \quad (7)$$

или с учетом дисперсионного соотношения $\omega^2 = g \cdot k$ ($g = 9.82$ м/с²)

$$W_m^{lm}(z_l, q) = W_r(0) \cdot e^{-\omega^2 \cdot g^{-1} \cdot z_l} \cdot (1 - e^{-q \cdot \omega^2 \cdot g^{-1} \cdot H}) \cdot \frac{2 - 2 \cdot ch(\omega^2 \cdot g^{-1} \cdot H)}{(\omega^2 \cdot g^{-1} \cdot H)^2} \quad (8)$$

Эксперимент. Формулы (7) и (8) использовались для расчета спектров ветровых волн на поверхности по данным ADCP, полученным на одной из станций рейса. Глубина моря 80 м. Время экспозиции 1 час. Размер сегмента глубины $H_{Bin} = H = 4$ м. $H_{ADCP} = 2,27$ м. $H_{Blank} = 2,14$ м. Количество установленных уровней измерения по глубине 22. При обработке данных предварительно формировались ряды разности вертикальных скоростей для соответствующих уровней глубины, которые в дальнейшем подвергались спектральной обработке [3]. На рисунке 2, а – 2, в – приведены результаты различных подходов определения спектральной плотности ветровых волн для фиксированной частоты 0,16 Гц, которая приблизительно соответствует максимуму спектра ветровых волн на рассматриваемой станции, соответствующее значение $kH = 0,412$. На рисунке 2,а кружками показаны значения

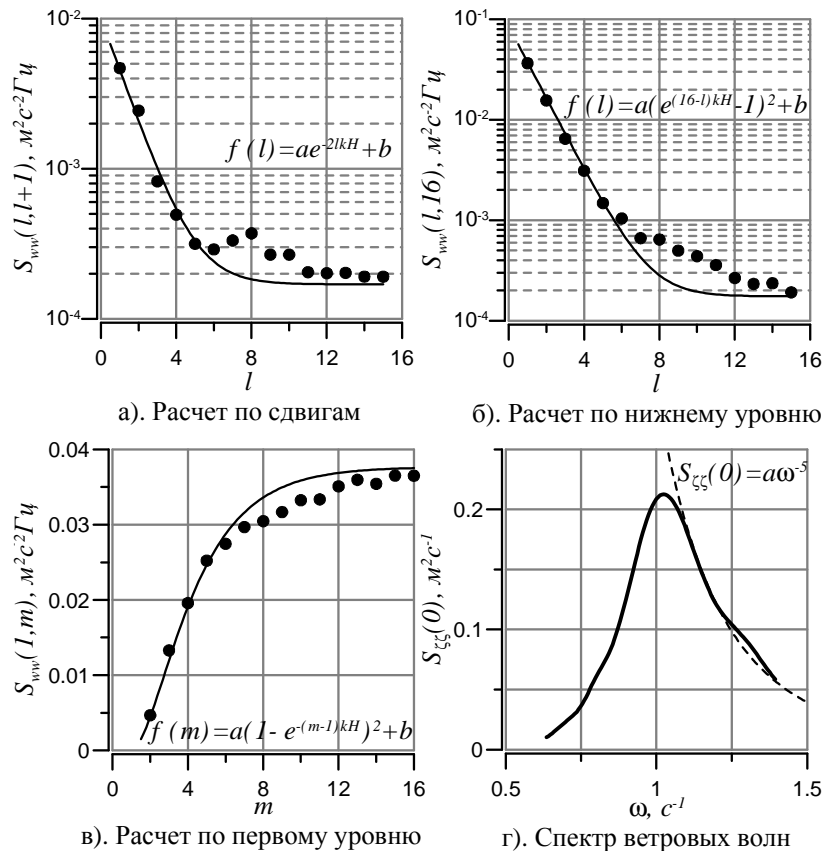


Рисунок 2 – Способы расчета: а) по сдвигам; б) по нижнему уровню; в) по первому уровню; г) спектр ветровых волн

спектральной плотности S_{ww} , рассчитанные по разности на соседних уровнях глубин или иначе по вертикальным сдвигам. Аппроксимирующая функция, представленная сплошной линией, получена методом наименьших квадратов с исключением уровней с шестого по десятый. Вид аппроксимирующей функции получен с учетом (7). На рисунке 2, б представлены результаты расчетов при фиксированном нижнем 16 уровне измерения, обозначения аналогичны рисунку 2, а. На рисунке 2, в представлены результаты расчетов при фиксированном верхнем 1 уровне измерения, обозначения также аналогичны рисунку 2, а. Соответствующие аппроксимирующие функции представлены на рисунках. На всех упомянутых рисунках можно заметить слой со значительным отклонением от аппроксимирующей функции, имеющий размер около 20 м с серединой на глубине 40 м. Природа наблюдаемого слоя может быть обусловлена как турбулентными, так и шумовыми процессами, в рамках данной работы слой исключался при расчете параметров аппроксимирующих функций. Нетрудно из полученных коэффициентов a аппроксимирующих функций с учетом соотношения (7) определить значения спектральной плотности, отнесенной к поверхности моря. Далее учитывая связь спектра изменчивости вертикальной скорости S_{ww} со спектром флуктуаций возвышений поверхности моря (ζ) можно получить искомый спектр $S_{\zeta\zeta} = \omega^{-2} S_{ww}$. На рисунке 2, г представлен рассчитанный по данным ADCP спектр изменчивости возвышений поверхности моря, вызванных ветровыми волнами. Правая часть спектра достаточно хорошо удовлетворяет классическим представлениям о развитом ветровом волнении [2], соответствующая зависимость $a\omega^{-5}$ представлена пунктирной линией.

Заключение. Представленные в работе материалы демонстрируют возможность использования ADCP-данных, полученных в условиях дрейфующего судна, для расчета спектров ветровых волн. Однако может быть получен только одномерный спектр на основе анализа изменчивости вертикальной компоненты измеренной скорости, так как горизонтальные компоненты имеют значительно больший уровень шумов. Тем не менее, использование ADCP для рассматриваемых целей дает исследователю более детальную информацию о динамике вод в районе проведения измерений, включая вертикальное распределение квазистационарных горизонтальных течений и их сдвиговых характеристик. Полученные с помощью ADCP данные могут быть использованы в системах автоматизированного позиционирования нефтедобывающих платформ и судов.

Работа выполнена при финансовой поддержке международной программы *PERSEUS-FP7*, контракт №287600.

Библиографический список использованной литературы

1. RDI-Primer Acoustic Doppler Current Profilers Principles of Operation: A Practical Primer / RDInstruments. — 1996. — 54 p.
2. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана / О.М. Филлипс. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 320 с.
3. Бельшев А.П. Вероятностный анализ морских течений / А.П. Бельшев, Ю.П. Клеванцов, В.А. Рожков. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 264 с.

Поступила в редакцию 21.11.2013 г.

Морозов О.М., Лемешко Е.М., Белоус Н.С. Розрахунок спектрів вітрових хвиль за даними акустичних доплерівських профілометрів течій

Розглядається можливість визначення спектрів вітрових хвиль у відкритому морі за даними акустичних доплерівських профілометрів течій. Виводяться відповідні співвідношення для розрахунку спектрів. Наведені приклади спектрів, отриманих на основі натурних даних.

Ключові слова: спектри вітрових хвиль, акустичний доплерівський профілометр течій.

Morozov A.N., Lemeshko E.M., Belous N.S. Wind wave spectra calculation on the ADCP data

The possibility of wind wave spectrum determination in the open sea on the data of ADCP is considered. The relations for spectrum calculation are derived. The spectrum examples received on the real data are presented.

Keywords: wind wave spectra, acoustic Doppler current profiler.