

УДК 551.466.3+551.46.086+004.932

## КОМБИНИРОВАННЫЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ТРЁХМЕРНЫХ СПЕКТРОВ ВОЛНЕНИЯ. I. АЛГОРИТМЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОЛЯ ОПТИЧЕСКОЙ ЯРКОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТ ВОЛНЕНИЯ

*Б. М. Салин, М. Б. Салин \**

Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород, Россия

Оптические средства измерения характеристик поверхностного волнения обеспечивают лучшее пространственное и временное разрешение по сравнению с другими методами, но при этом сталкиваются с определёнными трудностями при пересчёте результатов косвенных измерений к абсолютным уровням волнения. В данной работе предложен комбинированный оптический метод измерения трёхмерной спектральной плотности высот и временных реализаций профилей поверхностного волнения. Метод включает, во-первых, синхронную регистрацию поля оптической яркости на участке взволнованной поверхности и измерение колебаний поверхности в одной или нескольких точках и, во-вторых, фильтрацию пространственного спектра изображения, причём параметры фильтра подбираются, в том числе, из условия максимума корреляции восстановленных и измеренных колебаний поверхности в одной или двух точках. Во второй части работы будут представлены результаты измерения многомерных спектров волнения на основе предложенной методики.

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в исследованиях динамики ветровых волн в натуральных и лабораторных условиях существует ряд нерешённых проблем, что мотивирует разработку новых средств измерения и проведение более совершенных экспериментальных исследований.

В настоящее время достаточно хорошо изучены локальные (в одной точке) характеристики волнения — временной спектр высоты и (в чуть меньшей степени) спектр уклонов волнения. По этим параметрам накоплен большой объём экспериментальных данных и построены соответствующие теоретические модели (см., например, обзор [1]). Наличие широкой базы данных по указанным одномерным спектрам обусловлено существованием достаточно простых локальных средств измерения параметров волнения — струнных волнографов (в том числе и сгруппированных), волнографических буёв с датчиками ускорения и наклонов, вертикально ориентированных сонаров, а также других средств измерений, обеспечивающих контроль параметров волнения в отдельных точках акватории [2–5].

Что касается двумерных и тем более трёхмерных (временная частота и две проекции пространственного волнового вектора) характеристик волнения, то достоверных данных по ним существенно меньше, чем по одномерным спектрам. В то же время информация по многомерным характеристикам волнения необходима для решения целого ряда принципиальных задач. Например, подробные сведения о трёхмерном спектре волнения требуются в подводной акустике при расчёте параметров реверберации для доплеровской схемы локации [6, 7]; при исследовании коэффициента трения, определяющего взаимодействие волн и ветра, необходимо знать, преобладают ли в коротковолновой части спектра линейные волны или их нелинейные гармоники [8]; в задачах радиолокации и высокочастотной акустики для определения сигнала рассеяния необходимы данные и статистика по мгновенным профилям волн, измеренным при различных скоростях ветра [5, 9, 10].

---

\* mikesalin@hydro.appl.sci-nnov.ru

Для того, чтобы обозначить место данной статьи в общем контексте современных исследований многомерных характеристик ветрового волнения, приведём краткий обзор работ по данной тематике. Для получения трёхмерных спектров волнения требуется непрерывно и достаточно часто (с частотой порядка нескольких герц) измерять двумерные профили взволнованной поверхности. Как показывают оценки, количество точек, в которых необходимо синхронно измерять текущие уровни или углы наклона поверхности, составляет  $10^5 \div 10^6$ . Естественно, что любые контактные средства измерения для такого количества точек не подходят (максимальное число одновременно работающих струнных волнографов не превышает 20).

Из дистанционных средств для непосредственного измерения колебаний взволнованной поверхности в большом числе точек более всего подходят (прежде всего, по пространственному разрешению) лидарные системы [11]. Ограничением для лидарных систем со сканированием по двум угловым координатам может быть относительно большое время обзора пространства вследствие последовательного сканирования лучом. Большое распространение имеют косвенные схемы получения информации о ветровом волнении, основанные на обработке радиолокационного (в том числе спутникового) или оптического изображения морской поверхности. Например, лидарные системы активно применяются для оценки средней высоты волн и других характеристик волнения на больших площадях [12–15].

Для оптических косвенных схем измерений практически нет ограничений ни по пространственному, ни по временному разрешению, т. к. даже бытовые видеокамеры позволяют регистрировать изображения с числом точек (пикселей) порядка  $2 \cdot 10^6$ , а в режимах серий кадров и в других специальных режимах — более  $10^7$ . Оптические методы измерения можно разделить на работающие в режиме «на просвет» [16] (с регистрацией преломлённого света), стереоскопические [17, 18] и яркостные, основанные на функциональной зависимости локальной яркости участков поверхности от их угла наклона относительно горизонта [19–29].

Подробное обсуждение достоинств и недостатков перечисленных выше методов выходят за рамки данной статьи. Отметим только, что предлагаемый вариант яркостной схемы измерения основан на классической видеосъёмке (с одним объективом) поверхностного волнения и дополнен оригинальной схемой автоматического определения параметров функциональной зависимости яркости от уклона волнения непосредственно для текущих условий видеосъёмки. Согласно указанной схеме проводится когерентная обработка изображения и эталонной записи колебаний в контрольной точке. Алгоритм обработки данных включает в себя пространственно-временную фильтрацию изображения, самопроверку результатов оптического измерения и оценку ошибок. Такой алгоритм позволяет, на наш взгляд, точнее и более полно восстанавливать параметры волнения, чем в других работах по «классической» фото- и видеосъёмке поверхности моря [15, 26], с использованием фактически тех же входных данных.

Первые результаты работ по данному методу измерения были представлены в [28]. В материалах настоящей статьи, частично представленных в [7, 29], содержится описание более совершенной схемы обработки видеоизображения и новые данные по измерению трёхмерных характеристик волнения.

## 1. ЗАВИСИМОСТЬ ЯРКОСТИ ОПТИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ ОТ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПРОФИЛЯ ВОЛН

При плавной угловой (пространственной) зависимости яркости небосвода, вдали от зеркальной точки на поверхности моря, в линейном приближении (при малых углах наклона поверхностных волн) может быть использована простейшая функциональная зависимость интенсивности отражённого поверхностью оптического сигнала  $U(x, y, t)$  от проекций углов наклона в точке

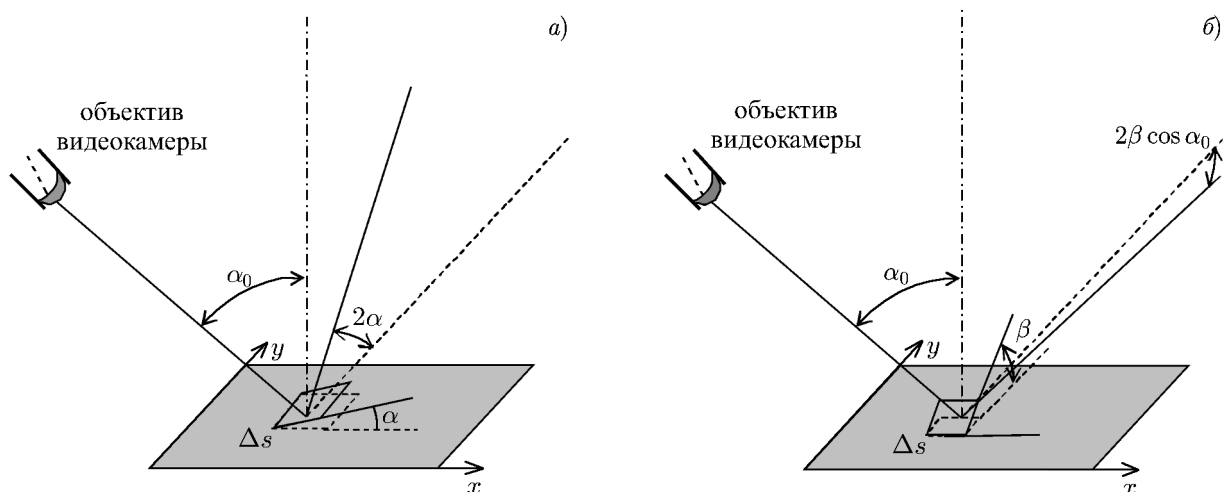


Рис. 1. Схема расположения углов при зеркальном отражении света от участка взволнованной поверхности  $\Delta s$ , когда участок поверхности наклонён в продольном (а) и в поперечном (б) направлениях;  $\alpha_0$  — угол наклона луча зрения относительно вертикали

$(x, y)$  в виде [21, 22]

$$U(x, y, t) = C_1 \alpha(x, y, t) + C_2 \beta(x, y, t), \quad (1)$$

где  $U(x, y, t)$  — уровень видеосигнала изображения взволнованной поверхности (без постоянной составляющей и дискретизации переменных), соответствующий точке акватории с координатами  $(x, y)$ ,  $\alpha$  и  $\beta$  — временные зависимости углов наклона взволнованной поверхности в точке  $(x, y)$  в продольном и поперечном направлениях соответственно,  $C_1$  и  $C_2$  — коэффициенты преобразования. Наклон в продольном направлении соответствует смещению нормали к рассеивающей поверхности в плоскости, образованной вертикалью и направлением в точку наблюдения, в поперечном направлении — смещению нормали в перпендикулярной плоскости (см. рис. 1).

Значение  $C_1$  определяется, во-первых, угловой зависимостью коэффициента зеркального отражения света от водной поверхности (формулы Френеля), во-вторых, вертикальной компонентой градиента яркости в зеркальной точке верхней полусферы, подсвечивающей водную поверхность (см. рис. 1); значение  $C_2$  (как правило,  $C_2 \ll C_1$ ) определяется только горизонтальной компонентой градиента яркости в той же точке полусферы, умноженной на косинус среднего угла падения  $\alpha_0$  (см. рис. 1). При больших значениях  $\alpha_0$  влияние поперечного наклона рассеивающей поверхности на её яркостное изображение будет очень мало, в этом случае яркость изображения  $U(x, y, t)$  можно напрямую пересчитывать в пространственное распределение углов наклона в продольном направлении.

Заменяя малые углы  $\alpha$  и  $\beta$  на  $\text{tg } \alpha$  и  $\text{tg } \beta$ , выражение (1) можно переписать в виде скалярного произведения градиента мгновенных высот волнения  $H(x, y, t)$  и некоторого размерного вектора  $\mathbf{C}$ , имеющего проекции  $\mathbf{C}_1$  и  $\mathbf{C}_2$  на продольную и поперечную оси  $x$  и  $y$  соответственно:

$$U(x, y, t) = (\nabla H(x, y, t), \mathbf{C}). \quad (2)$$

Естественно, зависимость яркости поверхности от её формы является гораздо более сложной, чем (1), (2). Фактически, здесь пренебрегается рядом искажающих эффектов, а зависимость яркости от уклона поверхности считается линейной. На основе этой гипотезы ниже будет построен алгоритм обработки изображений, включающий процедуру самопроверки справедливости гипотезы о линейности преобразований для конкретных условий съёмки.

## 2. СХЕМА ИЗМЕРЕНИЙ

Предлагаемая схема измерения предполагает проведение как минимум двух синхронных видеозаписей изображения поверхности. Во-первых, регистрируется изображение участка взволнованной поверхности с размером порядка или более  $10 \times 10$  длин энергонесущих волн (см. рис. 2а), что позволяет получить трёхмерный (две координаты и время) массив данных по яркости изображения поверхности. Во-вторых, для измерения локальных колебаний поверхности (аналог измерений струнным волнографом) проводится видеозапись с большим увеличением одной или нескольких так называемых «оптических» вешек [28], размещённых на этой же акватории (см. рис. 2б). Эти локальные измерения необходимы для калибровки видеоизображения при его трансформации во временную зависимость профиля волн.

Согласно теоретическим представлениям, предложенный метод должен работать и при равномерной облачности, и при ясном небе. Видеозаписи изображения поверхности следует выполнять вне области солнечных бликов и желательнее при отсутствии пенных гребней волн<sup>1</sup>. Измерения рассчитаны на использование доступных полупрофессиональных видеокамер.

Обработка видеоизображения вешек основана на определении положения колеблющейся границы водная поверхность—вешка (см. рис. 2в, г до и после обработки соответственно). Это позволяет получать осциллограммы высоты  $H(t)$  перемещения поверхности в точках установки «оптических» вешек и по ним рассчитывать одномерные (временные) спектры волнения.

Метод измерения колебаний поверхности с помощью «оптических» вешек достаточно подробно изложен в работе [28] и здесь не описывается. Вешки снабжены якорем, элементом с положительной плавучестью и эталонами длин в вертикальном и, опционально, горизонтальном направлениях (в последнем случае это диск с известным диаметром). В случае глубоководной акватории вешки можно сделать свободно плавающими, с грузом для поддержания в вертикальном положении и динамическим демпфером, настроенным на определённую граничную частоту. В принципе, вешки могут быть заменены другими малоразмерными датчиками, если они откалиброваны, а запись их сигнала синхронизована с видеозаписью.

Видеоизображение большого участка поверхности (рис. 2а) обрабатывается по следующей схеме. Сначала проводится геометрическое преобразование: осуществляется масштабирование (перевод пикселей в метры) и коррекция геометрического искажения (перспективы). Также выполняется компенсация дрожания камеры. Для правильного масштабирования достаточно наличия в кадре двух поперечных и одного продольного опорных отрезков. При работе в стационарных условиях (например, видеосъёмка с мостов и береговых сооружений) масштабирование может быть выполнено заранее путём однократного перемещения эталона по акватории. Результатом указанных операций является выраженное в относительных единицах поле яркости поверхности воды  $U(x, y, t)$ , привязанное к координатам акватории  $x, y$  и времени  $t$ .

Далее для каждого интервала времени с длительностью около 20 с, определяемой необходимым разрешением по спектру волнения, выполняется фурье-преобразование видеоизображения по трём переменным — двум пространственным координатам и времени:

$$\tilde{I}(t_n, \mathbf{K}, \Omega) = \frac{1}{L_x L_y T} \int_{t_n}^{t_n+T} \int_0^{L_x} \int_0^{L_y} U(x, y, t) \exp[-iK_x x - iK_y y + i\Omega(t - t_n)] \times \\ \times w_x(x) w_y(y) w_z(t - t_n) dt dx dy, \quad (3)$$

<sup>1</sup> Методика пока не учитывает наличие пенных шапок на волнах, нарушающих зеркальное отражение света; их рассмотрение потребует модификации предлагаемого алгоритма.

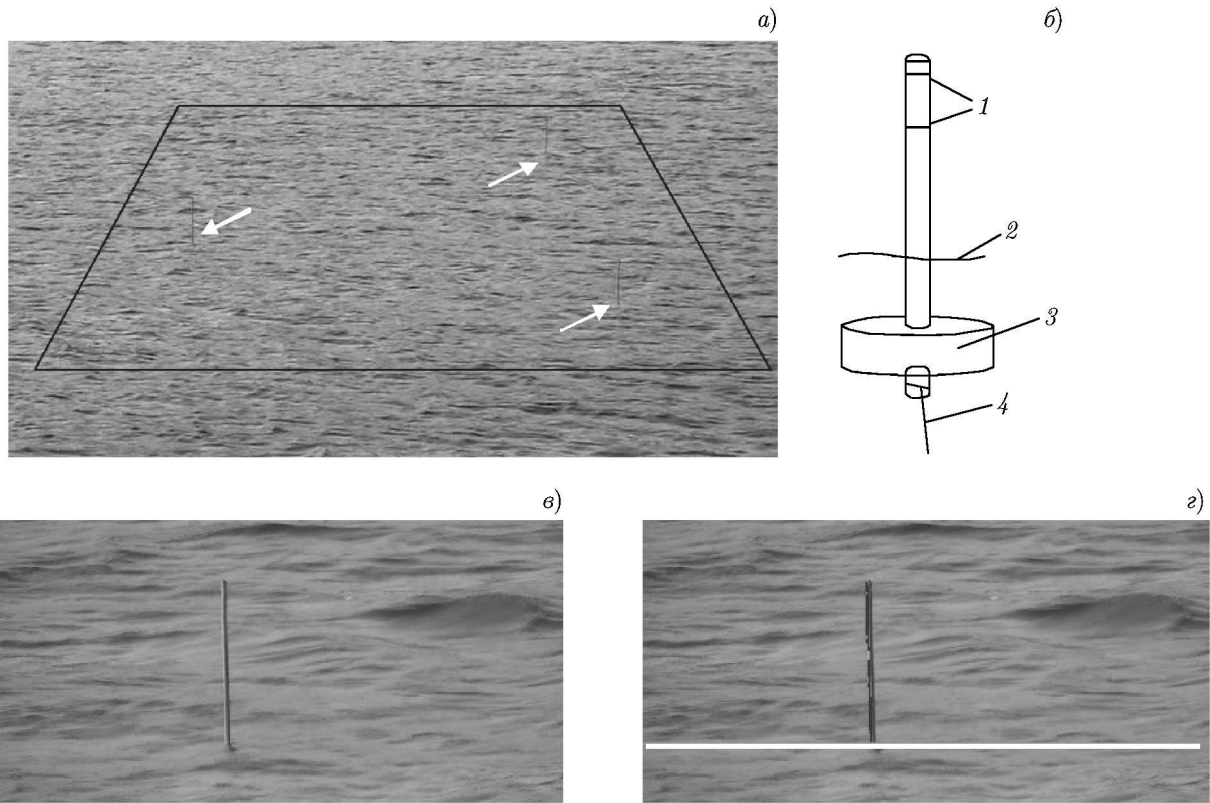


Рис. 2. Видеоизображение морской поверхности: трапецией показана область обработки, которая после коррекции перспективы проецируется в прямоугольник, белые стрелки указывают на вешки (а). Схема устройства вешки: 1 — метки для определения масштаба по высоте, 2 — поверхность воды, 3 — элемент с положительной плавучестью, 4 — фал к якорю (б). Видеоизображение вешки, сделанное с большим увеличением второй камерой (в). Кадр после обработки сигнала видеоизображения: выделена надводная часть вешки и определён текущий уровень воды  $h(t)$  в месте постановки вешки (г)

где  $\tilde{I}(t_n, \mathbf{K}, \Omega)$  — трёхмерный спектр яркости, зависящий от волнового вектора  $\mathbf{K} = (K_x, K_y)$ , частоты  $f = \Omega/(2\pi)$  и номера  $n$  временного окна,  $L_x$  и  $L_y$  — размер окна по координатам  $x$  и  $y$  соответственно,  $t_n$  и  $T$  — начало и длительность  $n$ -го временного окна соответственно, при этом окна перекрываются по времени:  $t_n = nT/2$ ,  $w_x$ ,  $w_y$  и  $w_t$  — оконные функции (использовались окно Хана, синус-окно или прямоугольное окно).

Применение пространственных спектров обусловлено простотой перехода от спектра градиента смещения к спектру смещения (с помощью множителя порядка  $1/K$ ) и от него через обратное фурье-преобразование к искомой зависимости — текущим значениям профиля волн  $H(x, y, t)$ .

Текущие значения трёхмерных спектров смещения (волнения), определяемые как  $\tilde{G}(t_n, \mathbf{K}, \Omega) = F[H(x, y, t)]$ , где  $F[H(x, y, t)]$  — фурье-преобразование вида (3), а значения  $t$  лежат в интервале  $t_n < t < t_n + T$ , будем искать в области положительных<sup>2</sup> частот  $\Omega$  в виде произведения спектра яркости  $\tilde{I}(t_n, \mathbf{K}, \Omega)$  на некоторый коэффициент преобразования  $\Phi(\mathbf{K}, \Omega)$ :

$$\tilde{G}(t_n, \mathbf{K}, \Omega) = \Phi(\mathbf{K}, \Omega)\tilde{I}(t_n, \mathbf{K}, \Omega). \quad (4)$$

<sup>2</sup> Поскольку речь идёт о фурье-преобразовании от действительной функции  $H(x, y, t)$ , то  $\tilde{G}(t_n, \mathbf{K}, -\Omega) = \tilde{G}^*(t_n, -\mathbf{K}, \Omega)$ , где индекс \* обозначает комплексное сопряжение. При выборе знаков в экспоненте согласно (3) распределение спектральной плотности мощности волнения (5) будет правильно ориентировано по осям  $K_x$ ,  $K_y$  при  $\Omega > 0$  — так же, как и волны ориентированы по осям  $x$ ,  $y$  на видеоизображении.

Способ задания функции  $\Phi(\mathbf{K}, \Omega)$  обсуждается ниже, в разделе 3. Функцию  $\Phi(\mathbf{K}, \Omega)$  в дальнейшем будем называть калибровочной функцией. Правильность её выбора можно будет определить, например, по максимуму коэффициента корреляции (см. раздел 3) восстановленного поля смещения и эталонного сигнала, полученного с помощью «оптической» вешки.

Трёхмерную спектральную плотность мощности волнения  $G^2(\mathbf{K}, \Omega)$  будем рассчитывать стандартным способом путём некогерентного накопления по времени ( $N \sim 20$  реализаций) текущих значений трёхмерных спектров волнения (4):

$$G^2(\mathbf{K}, \Omega) = \frac{TL_xL_y}{(2\pi)^2} \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |\tilde{G}(t_n, \mathbf{K}, \Omega)|^2. \quad (5)$$

Здесь и далее при вычислении исходного спектра (3) используется оконная функция Хана по временной координате и синус-окно по пространственным координатам,  $G^2(I^2)$  обозначает спектральную плотность мощности — квадратичную величину, нормированную с учётом разрешения спектрального анализа на  $\Delta K_x = 2\pi/L_x$  и  $\Delta K_y = 2\pi/L_y$  по волновому вектору и на  $\Delta f = 1/T$  по частоте.

Если ставится задача восстановления текущих профилей волн, то в преобразовании (3) не используются специальные оконные функции, а после вычисления текущих комплексных спектров (4) выполняется обратное преобразование Фурье:  $H(x, y, t) = F^{-1}[\dots][\tilde{G}(t_n, \mathbf{K}, \Omega)]$ .

Заметим, что для наиболее полного описания статистических характеристик волнения вычисляется именно трёхмерная спектральная плотность мощности  $G^2(\mathbf{K}, \Omega)$ . В ряде работ (например, в [30]) результаты измерений и расчётов представляются в виде двумерной функции  $G^2(\theta, \Omega)$ , зависящей от частоты  $\Omega/(2\pi)$  и угла  $\theta$  между волновым вектором и осью  $x$ , при этом модуль волнового вектора задаётся на каждой частоте из дисперсионного соотношения. Нелинейные компоненты волн при таком способе описания не учитываются, поэтому в данной статье указанное представление не используется.

Необходимо также отметить, что на современном ноутбуке обработка видеофайла по указанной выше схеме требует приблизительно в  $1,5 \div 2$  раза больше времени, чем длительность самой записи, поэтому разработанная схема измерений может использоваться для получения оперативной информации в натуральных условиях. Следует также заметить, что для преобразования цифровых изображений могут быть использованы и другие специализированные методы и схемы, применяемые при решении инженерных и научных задач [31].

### 3. МЕТОДИКА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОЛЯ ОПТИЧЕСКОЙ ЯРКОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТ ВОЛНЕНИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КАЛИБРОВОЧНОЙ ФУНКЦИИ

Перепишем выражение (2) в виде

$$J = q(\nabla H, \mathbf{s}) + J_0, \quad (6)$$

где  $J_0$  — постоянный уровень фона, не зависящий от координат и времени,  $q$  — размерный амплитудный множитель,  $\mathbf{s}$  — безразмерный единичный вектор, лежащий в горизонтальной плоскости, с направлением, близким к оси визирования камеры. Таким образом, в линейном приближении в уравнении, связывающем колебания поверхности и яркость изображения, содержится только два неизвестных параметра — нормирующий множитель  $q$  и направление вектора  $\mathbf{s}$  относительно оси камеры.

Если направление вектора  $\mathbf{s}$  известно, а ось  $x$  выбрана по направлению вектора  $\mathbf{s}$ , то из (6) поле высот  $H(x, y, t)$  может быть найдено с точностью до постоянного множителя  $q$  путём интегрирования поля яркости в виде

$$H(x, y, t) - \frac{1}{L} \int_0^L H(x', y, t) dx' = \frac{1}{q} \int_0^x [J(x', y, t) - J_0] dx' - \frac{1}{qL} \int_0^L \int_0^{x'} [J(x'', y, t) - J_0] dx'' dx'. \quad (7)$$

Здесь в левой части равенства

$$\frac{1}{L} \int_0^L H(x', y, t) dx'$$

— среднее по координате  $x$  значение профиля волны в момент времени  $t$ . Если выполнено условие на средние по апертуре значения

$$|\overline{H(x, y, t)}|^2 \gg \left| \frac{1}{L} \int_0^L H(x', y, t) dx' \right|^2 \quad (8)$$

(которое означает, что по оси  $x$  на апертуре измерения  $L$  укладывается много длин (или проекций) волн), то расчёт профиля волн сводится к интегралу от известной величины — поля яркости:

$$H(x, y, t) = \frac{1}{q} \int_0^x [J(x', y, t) - J_0] dx' - \frac{1}{qL} \int_0^L \int_0^{x'} [J(x'', y, t) - J_0] dx'' dx'. \quad (9)$$

Условие (8) выполняется при удачном выборе ракурса наблюдения, когда ось камеры совпадает с основным направлением распространения волн. Для случая, когда волны распространяются вдоль направления, ортогонального оси камеры, неравенство (8) не выполняется и выражение (9) неприменимо. При этом точное восстановление профиля волн, по-видимому, возможно только при видеосъёмке поверхности с двух ортогональных ракурсов и когерентном суммировании полученных профилей волн.

Возможность повышения точности восстановления профиля волн при одном ракурсе наблюдения появляется при переходе к пространственным спектрам волнения и дополнительной коррекции амплитуд пространственных гармоник с помощью функции вида  $1/(\mathbf{K}, \mathbf{s})$ . При этом будут усиливаться ветровые волны, приходящие с боковых направлений и почти не заметные на видеоизображении. Для реализации указанной угловой коррекции будем использовать трёхмерный спектральный анализ (3) и преобразование (4) с дальнейшим применением методов оптимальной фильтрации сигнала в области пространственно-временных частот [31].

### 3.1. Энергетическая калибровка

Вначале для сравнения рассмотрим упрощённую, так называемую энергетическую, калибровку (преобразование) видеоизображения, которую можно будет использовать при отсутствии синхронной с изображением регистрации колебания поверхности в точке <sup>3</sup>.

<sup>3</sup> Поскольку без корреляционной обработки невозможна точная самопроверка, такая схема восстановления характеристик волнения является, естественно, приближённой и не учитывает направление вектора  $\mathbf{s}$ .

При данной схеме измерения калибровочную функцию  $\Phi(\mathbf{K}, \Omega)$  в рабочем диапазоне пространственных и временных частот представим как функцию модуля вектора  $\mathbf{K}$  в виде

$$\Phi(\mathbf{K}, \Omega) \approx A/K, \quad (10)$$

где  $A$  — некоторая постоянная.

Использование калибровочной функции вида  $1/K$  (аналог операции интегрирования) реализует переход от амплитуд углов наклона к амплитудам смещения, при этом неизвестная константа  $A$  находится из условия минимизации выражения <sup>4</sup>

$$\int_{\Omega_1}^{\Omega_2} |G^2(\Omega) - G_{\text{buoy}}^2(\Omega)| d\Omega, \quad (11)$$

где  $G^2(\Omega) = \iint G^2(\mathbf{K}, \Omega) dK_x dK_y = \iint \Phi^2(\mathbf{K}, \Omega) I^2(\mathbf{K}, \Omega) dK_x dK_y$  — рассчитанное среднее значение спектральной плотности мощности волнения на участке акватории, где регистрируется изображение, а  $G_{\text{buoy}}^2(\Omega)$  — измеренная в точке спектральная плотность мощности волнения,  $\Omega_1 < \Omega < \Omega_2$  — область частот, на которую приходится основная энергия ветрового волнения (или представляющая интерес для исследователя).

Представление калибровочной функции в виде (10), не зависящем от частоты  $\Omega$ , следует из физического смысла: при зеркальном отражении амплитуда светового сигнала зависит только от угла падения (отражения) и не зависит от скорости (частоты) изменения этого угла.

Применительно к реальным условиям для исключения особенности при низких пространственных частотах ( $K \rightarrow 0$ ) и уменьшения влияния гармоник калибровочную функцию  $\Phi(\mathbf{K}, \Omega)$  представим в виде

$$\Phi(\mathbf{K}, \Omega) = \Phi_K(K, \Omega) = \frac{AK}{K^2 + \max[(\gamma\Omega^2/g)^2; K_{\min}^2]}, \quad (12)$$

где  $g$  — ускорение свободного падения. При этом выражение (11) будет определять не только константу  $A$ , но и другие варьируемые параметры —  $\gamma$  и  $K_{\min}$ . Выполненные эксперименты показывают, что в качестве типовых параметров можно выбрать следующие значения:  $\gamma = 1/4$ ,  $K_{\min} = 2\Delta K$ ,  $\Omega_1 \approx \Omega_p/2$ ,  $\Omega_2 \approx 5\Omega_p$ , где  $\Omega_p$  — циклическая частота максимума спектра волнения,  $\Delta K$  — разрешение спектра по волновому числу  $K$ .

Функция  $\Phi_K(K, \Omega)$  аналогично функции (10) спадает по закону  $1/K$  в области коротких волн, но ограничена сверху в области длинных волн. Практика показала, что ограничение сверху должно зависеть от частоты и вводиться на фиксированной доле  $\gamma$  от волнового числа, определяемого дисперсионным соотношением

$$K_{\text{theor}} = \Omega^2/g. \quad (13)$$

Для очень низких частот  $\Omega < \Omega_1$  целесообразно вводить дополнительную частотную коррекцию  $W(\Omega)$ :

$$\Phi(\mathbf{K}, \Omega) = W(\Omega)\Phi_K(K, \Omega), \quad (14)$$

которая принудительно обеспечивает выполнение условия  $G^2(\Omega) = G_{\text{buoy}}^2(\Omega)$  в указанном частотном диапазоне.

<sup>4</sup> Вообще говоря, в выражении (11) перед функцией  $G_{\text{buoy}}^2(\Omega)$  должен стоять корректирующий множитель  $0 < \eta < 1$ , т.к. согласно (2) видеоизображение формируется только одной компонентой угла наклона волны и восстановленный спектр  $G^2(\Omega)$  должен составлять только часть от полного спектра  $G_{\text{buoy}}^2(\Omega)$ .



### 3.2. Использование синхронной записи

При наличии синхронных записей изображения волнения и колебаний поверхности в некоторой точке, находящейся в области видеоизображения, схема обработки видеоизменяется. В этом случае калибровочную функцию  $\Phi(\mathbf{K}, \Omega)$  — уже зависящую не только от модуля, но и от направления вектора  $\mathbf{K}$  — будем искать аналогично функции (12) в виде

$$\Phi(\mathbf{K}, \Omega) = A \frac{-i(\mathbf{K}, \mathbf{s})}{(\mathbf{K}, \mathbf{s})^2 + (K \sin \delta)^2 + K_{\min}^2}, \quad (15)$$

где параметры  $K_{\min}$  и  $\delta$  обеспечивают сглаживание и ограничение калибровочной функции: параметр  $\delta$  устраняет особенность по направлению, ортогональному вектору  $\mathbf{s}$ ; параметр  $K_{\min}$ , как и в (12), отсекает длинноволновую часть спектра с малым количеством длин волн на характерном размере акватории и низким отношением сигнал/шум. В пределе  $|(\mathbf{K}, \mathbf{s})| \gg K_{\min}$  зависимость (15) стремится к оптимальному виду

$$\Phi(\mathbf{K}, \Omega) \approx \frac{-iA}{(\mathbf{K}, \mathbf{s})}, \quad (16)$$

обусловленному выражениями (6) и (9).

Введённые параметры  $A$ ,  $\mathbf{s}$ ,  $K_{\min}$  и  $\delta$  находятся из условия минимума выражения (11), а также из условия максимума модуля коэффициента корреляции  $B(\Omega)$  текущих комплексных значений спектров поля смещения  $H_{\text{buoy}}(t_n, \Omega)$ , измеренных напрямую в точке  $(x', y')$ , и  $H_{\text{video}}(t_n, x', y', \Omega)$ , восстановленных в той же точке по видеоизображению:

$$B(\Omega) = \frac{\sum_n H_{\text{buoy}}^*(t_n, \Omega) H_{\text{video}}(t_n, x', y', \Omega)}{\sqrt{\sum_n |H_{\text{buoy}}(t_n, \Omega)|^2 \sum_n |H_{\text{video}}(t_n, x', y', \Omega)|^2}}, \quad (17)$$

где  $x', y'$  — координаты расположения «оптической» вешки;  $H_{\text{buoy}}(t_n, \Omega) = F_t[H_{\text{buoy}}(t)]$  — текущие комплексные значения спектра сигнала, измеренного с помощью вешки;  $H_{\text{video}}(t_n, x', y', \Omega)$  — результат обработки яркостного изображения по формулам (5), (6) и обратного фурье-преобразования от  $G(t_n, \mathbf{K}, \Omega)$  по  $\mathbf{K}$ :

$$H_{\text{video}}(t_n, x', y', \Omega) = F_{\mathbf{K}}^{-1}[\tilde{G}(t_n, \mathbf{K}, \Omega)],$$

причём значение функции взято в точке расположения «оптической» вешки.

Суммирование в формуле (17) ведётся по номеру временного окна  $n$ . Для вычисления коэффициента корреляции  $B(\Omega)$  размер временного окна следует выбирать так, чтобы общее число окон (максимальное значение числа слагаемых в (17)) было не менее  $30 \div 50$ . При этом разрешение по частоте при нахождении корреляционной функции составляет, как правило,  $0,1 \div 0,2$  Гц.

Определение максимума функции  $|B(\Omega)|$  по  $\mathbf{s}$  и  $K_{\min}$  осуществляется простым перебором, множитель  $A$  определяется<sup>5</sup> в основном минимуме энергетического соотношения (11).

Для увеличения коэффициента корреляции и лучшего согласования восстановленной зависимости  $H_{\text{video}}(t_n, x', y', \Omega)$  с экспериментальными данными возможно введение слабой частотной зависимости параметров  $A(\Omega)$ ,  $\mathbf{s}(\Omega)$  и  $K_{\min}(\Omega)$ . В этом случае важно иметь длительную запись сигнала для увеличения числа независимых реализаций профилей волнения.

<sup>5</sup> Для пространственно-неоднородного профиля волнения возможно сужение области, на которой определяется усреднённое значение спектра  $G^2(\Omega)$ .

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе излагается комбинированный метод измерения пространственно-временных характеристик поверхностного волнения — усреднённых трёхмерных спектров и текущих профилей. Метод основан на регистрации поля яркости взволнованной поверхности с помощью видеокамеры и синхронном (с видеоизображением) измерении колебаний поверхности в одной или нескольких точках. Во второй части работы будут представлены экспериментальные результаты по измерению многомерных спектров волнения на основе предложенной методики.

Авторы благодарят за обсуждение результатов и ценные советы П. И. Коротина, А. В. Слюняева, А. В. Ермошкина, Е. Л. Бородину, А. Г. Лучинина и иностранных коллег: Р. Спиндела (R. C. Spindel), Г. Дина (G. Deane) и С. Коццини (S. Cozzini). Б. М. Салин выражает благодарность Российскому научному фонду (грант 14-17-00667) за поддержку исследований, М. Б. Салин выражает благодарность Минобрнауки РФ за поддержку исследований в рамках соглашения 14.132.21.1428.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Janssen P. The interaction of ocean waves and wind. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2004. Ch. 2.6, P. 32.
2. Ефимов В. В., Соловьёв Ю. П. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1979. Т. 15, № 11. С. 1175.
3. Donelan M. A., Drennan W. M., Magnusson A. K. // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26, No. 9. P. 1901.
4. Young I. R. // Coastal Engineering. 2010. V. 57, No. 1. P. 30.
5. Караев В. Ю., Каневский М. Б., Мешков Е. М. // Изв. вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53, № 9–10. С. 634.
6. Салин Б. М., Салин М. Б. // Акуст. журн. 2011. Т. 57, № 6. С. 818.
7. Салин Б. М., Салин М. Б., Spindel R. C. // Акуст. журн. 2012. Т. 58, № 2. С. 258.
8. Троицкая Ю. И., Рыбушкина Г. В. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44, № 5. С. 670.
9. Tindle C. T., Deane G. B., Preisig J. C. // J. Acoust. Soc. Amer. 2009. V. 125, No. 1. P. 66.
10. Toporkov J. V., Sletten M. A. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2012. V. 50, No. 8. P. 2986.
11. Hwang P. A., Wang D. W., Walsh E. J., et al. // J. Phys. Oceanogr. 2000. V. 30, No. 11. P. 2768.
12. Dankert H., Horstmann J., Lehner S., Rosenthal W. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2003. V. 41, No. 6. P. 1437.
13. Vicen-Bueno R., Lido-Muela C., Nieto-Borge J. C. // EURASIP J. Adv. in Signal Proc. 2012. Art. no. 2012:84.
14. Баханов В. В., Богатов Н. А., Волков А. С., Ермошкин А. В. и др. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46, № 2. С. 255.
15. Gotwols B. L., Irani G. B. // J. Geophys. Res. C. 1980. V. 85, No. 7. P. 3964.
16. Jähne B., Riemer K. S. // J. Geophys. Res. C. 1990. V. 95, No. 7. P. 11531.
17. Benetazzo A., Fedele F., Gallego G., et al. // Coast. Engineering. 2012. V. 64. P. 127.
18. Wanek J. M., Wu C. H. // Ocean Engineering. 2006. V. 33, No. 5–6. P. 723.
19. Зуйкова Э. М., Лучинин А. Г., Титов В. И. // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1985. Т. 21, № 10, С. 1095.
20. Stilwell Jr. D. // J. Geophys. Res. 1968. V. 74, No. 8. P. 1974.
21. Monaldo F. M., Kasevich R. S. // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11, No. 2. P. 272.

22. Загородников А. А. Радиолокационная съёмка морского волнения с летательных аппаратов. Л.: Гидрометеиздат, 1978. Гл. 4. С. 159.
23. Munk W. // *Ann. Rev. Mar. Sci.* 2009. V. 1. P. 377.
24. Zappa C. J., Banner M. L., Schultz H., et al. // *Measur. Sci. Technol.* 2008. V. 19, No. 5. P. 1.
25. Mitnik L., Dubina V., Konstantinov O., et al // *Ocean Polar Res.* 2009. V. 31, No. 1. P. 111.
26. Баханов В. В., Зуйкова Э. М., Кемарская О. Н., Титов В. И. // *Изв. вузов. Радиофизика.* 2006. Т. 49, № 1. С. 53.
27. Костник М. В., Дулов В. А. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.* Севастополь: НАН Украины, 2010. Вып. 21. К 30-летию океанографической платформы в Кацивели. С. 103.
28. Бородина Е. Л., Салин М. Б. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2010. Т. 46, № 2. С. 263.
29. Salin M. B. // *Proc. ECUA-2012, 2–6 July 2014, Edinburgh, UK.* V. 34, Pt. 3. P. 748.
30. Трубкин И. П. Ветровое волнение. Взаимосвязи и расчёт вероятностных характеристик. М.: Научный мир, 2007. 264 с.
31. Гонсалес Р., Вудс Р., Эддинс С. Цифровая обработка изображений в среде Matlab. М.: Техносфера, 2006. 616 с.

Поступила в редакцию 30 апреля 2014 г.; принята в печать 16 октября 2014 г.

**COMBINED METHOD FOR MEASURING 3D WAVE SPECTRA.  
I. ALGORITHMS TO TRANSFORM THE OPTICAL-BRIGHTNESS  
FIELD INTO THE WAVE-HEIGHT DISTRIBUTION**

*B. M. Salin and M. B. Salin*

Although optical means for measuring the surface-wave characteristics provide the best spatial and temporal resolutions compared with other methods, they face some difficulties while converting the results of indirect measurements into the absolute levels of waves. In this paper, we propose a combined optical method for measuring the 3D spectral density of the heights and the time realizations of the surface-wave profiles. The method involves, first, synchronous recording of the optical-brightness field on a rough-surface area and the surface-oscillation measurement at one or several points and, second, filtering of the spatial image spectrum, so that the filter parameters are also chosen from the condition of maximum of correlation of the reconstructed and measured surface oscillations at one or two points. The second part of this work deals with the results of measuring the multidimensional wave spectra on the basis of the proposed method.