Исследование динамики двумерных спектров морского волнения

В.И. Титов, В.В. Баханов, Э.М. Зуйкова, А.Г. Лучинин, Ю.И. Троицкая

Институт прикладной физики РАН,
603950 Н.Новгород,Ульянова 46
E-mail: titov@hydro.appl.sci-nnov.ru

Разработан комплекс оптических спектранализаторов для регистрации в реальном времени спектров морского волнения в диапазоне длин поверхностных волн от сантиметров до метров путем анализа изображения морской поверхности. На основе двухмасштабного представления морской поверхности разработаны модели отображения поверхностных волн и алгоритмы обработки изображений поверхности, позволяющие восстанавливать пространственно – временные спектры волнения. Предложен и экспериментально апробирован оптический метод определения высот длинных энергонесущих волн по спектру изображения короткомасштабных волн.
В лабораторных условиях с использованием искусственной диффузной подсветки поверхности получены пространственно – временные панорамы капиллярных волн с пространственным разрешением 0,3 мм и временным разрешением 300 Гц. Создан пакет программ для обработки изображений капиллярных волн.

Ключевые слова: оптика океана, морские волны, спектральный анализ, обработка изображений, дистанционное зондирование, капиллярные волны

Введение

Как известно, динамические характеристики поверхностных волн могут измеряться с помощью радиолокационных и акустических методов. В классических работах [1,2] показано, что флуктуации временной частоты радио и акустических сигналов, рассеянных водной поверхностью, определяются скоростью сноса резонансных волн ветром и течением, а флуктуации частоты сигналов – орбитальными скоростями длинных энергонесущих волн. По ширине спектров этих сигналов можно оценить амплитуду длинных волн. Существует оптический метод регистрации характеристик поверхностных волн по последовательности изображений водной поверхности, регистрируемых с помощью телекамеры [3-9]. Таким методом исследуется модуляция ряби длинными волнами, дисперсионное соотношение волн, проблема существования свободных и вынужденных волн, пространственные спектры волн, спектры капиллярных волн в лабораторных условиях с использованием градиентной подсветки, получают данные о батиметрии и течении на морском шельфе. В последнее время развиваются методы определения динамических характеристик волн по пространственно – временным изображениям морской поверхности [13-17].

Метод с использованием телекамеры накладывает ограничение на регистрацию динамических характеристик волн с движущегося носителя и высокочастотных капиллярных волн из-за “смаза” изображения, связанного с кадровой частотой телекамеры.

В ИПФ РАН был разработан оптический метод измерения пространственно – временных спектров поверхностных волн, использующий некогерентный оптический спектранализатор [10-12]. В этом методе не используется предварительная запись изображения, благодаря чему отсутствует ограничение на временную частоту регистрируемых волн. В работе на основе двухмасштабного представления морской поверхности приводится теоретические исследование оптического метода определения динамических характеристик короткомасштабных (до метра) поверхностных волн по изображению этих волн.

Показано, что скорость изображения волн помимо собственной скорости определяется высотами длинных энергонесущих волн. Предложен оптический метод определения высот длинных волн по спектру изображения короткомасштабных волн. Развитая модель позволила интерпретировать пространственно – временные спектры изображения поверхности моря и объяснить наблюдавшиеся различия в ширине оптических спектров и доплеровских спектров радиоскаттерометров.

На основе принципов, изложенных в работе [17], в лабораторных условиях с использованием искусственной диффузной подсветки поверхности получены пространственно – временные панорамы капиллярных волн с пространственным разрешением 0,3 мм и временным разрешением 300 Гц. Разработан пакет программ для обработки изображений капиллярных волн.

Пространственно – временной анализ изображения морской поверхности

Схема наблюдения изображена на Рис. 1. Здесь представлено сечение поверхности вертикальной плоскостью, в которой лежит оптическая ось объектива О, формирующего изображение поверхности. Воспользуемся двухмасштабным представлением поверхности, когда короткие волны в виде цуга волн находятся на длинной волне, пространственный период которой много больше периода коротких волн. Будем рассматривать изображение короткомасштабных волн вдоль оси y. Пусть оптическая система находится на неподвижном основании (движение носителя может быть учтено в приводимых формулах). Положение цуга коротких волн будем описывать высотой h длинной волны над средним уровнем воды в месте, где находиться цуг ($h > 0$ – волна выше среднего уровня), и расстоянием Y по горизонтали от цуга до точки пересечения перпендикуляра к средней поверхности воды, опущенного от объектива О (рис.1). Поверхность длинной волны в пределах цуга считаем локально плоской.

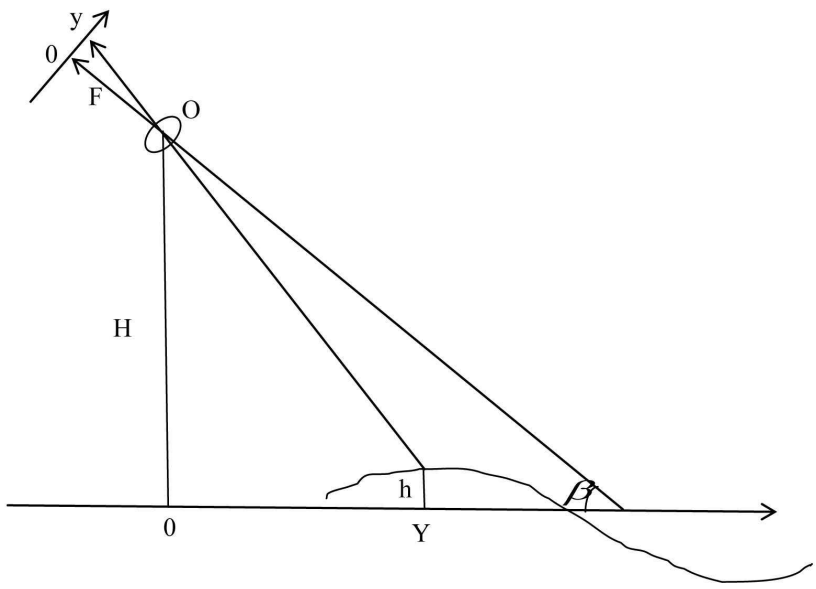

Рис.1. Схема наблюдения взволнованной поверхности

Расстояние y изображения цуга в фокальной плоскости объектива от оптической оси будет описываться формулой:

$$y = \frac{F}{\cos^2\beta}\frac{1}{tg\beta + Y/(H-h)} - Ftg\beta, \qquad (1)$$

Где β – угол визирования (угол между оптической осью объектива и горизонтальной плоскостью), F – фокусное расстояние объектива О, H – высота объектива над средней поверхностью воды.

Изображение цуга коротких волн будет смещаться за счет изменения горизонтальной координаты цуга Y и из-за изменения высоты длинной волны h. Скорость этого смещения (которая будет определять наклон фронтов коротких волн на пространственно – временных изображениях поверхности [17]):

$$\frac{dy}{dt} = \frac{-FY(H-h)}{(Y/(H-h)+tg\beta)^2\cos^2\beta}\left(\frac{dY}{dt}/Y + \frac{dh}{dt}/(H-h)\right). \qquad (2)$$

Будем считать $H >> h$ и поле зрения объектива узкоугольным, так что $\frac{Y}{H-h} \approx \frac{Y}{H} = ctg\beta$.

Тогда:

$$\frac{dy}{dt} = \frac{-F\sin^2\beta}{H}\left(\frac{dY}{dt} + \frac{1}{tg\beta}\frac{dh}{dt}\right). \qquad (3)$$

Временная частота f изображения цуга коротких волн, которая может измеряться с помощью пространственно – временного оптического спектранализатора [10,11], будет равна:

$$f = \frac{dy/dt}{\lambda_i} = -\frac{1}{\lambda}\left(\frac{dY}{dt} + \frac{1}{tg\beta}\frac{dh}{dt}\right), \qquad (4)$$

Где λ_i - пространственный период изображения коротких волн,

$$\lambda = \frac{\lambda_i H}{F\sin^2\beta} \qquad (5)$$

– длина коротких поверхностных волн в пренебрежении локальным уклоном длинных волн. $\frac{dY}{dt} = \mathrm{v}_y$ – составляющая скорости коротких волн $\mathbf{v}$ вдоль оси Y, которая для свободных волн будет равна:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_o + \mathbf{v}_p + \mathbf{v}_c, \qquad (6)$$

Где $\mathbf{v}_o$ – орбитальная скорость длинной волны, $\mathbf{v}_p$ – фазовая скорость коротких волн, $\mathbf{v}_c$ – скорость сноса коротких волн, слагающаяся из скорости течения и скорости ветрового сноса.

Как следует из формул (4) – (6), частота f будет флуктуировать около среднего значения:

$$< f >= -\frac{1}{\lambda}(\mathrm{v}_{py} + \mathrm{v}_{cy}) . \tag{7}$$

Среднее значение частоты позволяет определить проекцию скорости сноса волн на направление визирования.

Флуктуационная составляющая частоты δf позволяет получить информацию об орбитальной скорости и высотах длинных поверхностных волн:

$$\delta f = -\frac{1}{\lambda}(\mathrm{v}_{oy} + \frac{1}{tg\beta}\frac{dh}{dt}) . \tag{8}$$

В отличие от классической теории рассеяния радио и акустических волн морской поверхностью [1,2], где флуктуации частоты доплеровского сигнала определяются орбитальной скоростью длинной волны, в оптике флуктуации частоты сигнала спектранализатора зависят еще от производной высоты длинных волн, относительный вклад которой в величину δf зависит от угла визирования β.

Пусть на поверхности моря распространяется длинная квазимонохроматическая волна

$$h = h_0 \cos(\mathbf{k}_0\mathbf{r} - \omega_0 t) , \tag{9}$$

Где h_0, $\mathbf{k}_0$ и ω_0 – амплитуда, волновой вектор и временная частота длинной поверхностной волны. Изменение высоты волны в точке, где находится цуг, будет равно:

$$\frac{dh}{dt} = -h_0 \sin(\mathbf{k}_0\mathbf{r} - \omega_0 t)[\mathbf{k}_0\mathbf{v} - \omega_0] . \tag{10}$$

Горизонтальная составляющая орбитальной скорости длинных волн будет равна:

$$\mathbf{v}_o = h_0 \mathrm{v}_{0p}\mathbf{k}_0 \cos(\mathbf{k}_0\mathbf{r} - \omega_0 t) , \tag{11}$$

Где v_{0p} – фазовая скорость длинной волны. В натурных условиях для волн длиной десятки метров, уклоны которых не превышают нескольких градусов, $h_0 k_0 << 1$ и фазовая скорость много больше орбитальной скорости $\mathrm{v}_{0p} >> \mathrm{v}_o$.

В дальнейшем будем полагать, что длина коротких волн не превышает метра. При этом будет выполняться неравенство $\mathrm{v}_{0p} >> \mathrm{v}_p$. Также в натурных условиях фазовая скорость длинных волн много больше скорости сноса коротких волн: $\mathrm{v}_{0p} >> \mathrm{v}_c$. Все это озна-

чает, что $\omega_0 >> \mathbf{k}_0\mathbf{v}$ и выражение для $\frac{dh}{dt}$ в точке пересечения оптической оси объектива с морской поверхностью можно упростить:

$$\frac{dh}{dt} \approx h_0\omega_0 \sin(\mathbf{k}_0\mathbf{r} - \omega_0 t) = \frac{\partial h}{\partial t}. \tag{12}$$

Тогда из формул (8), (12) следует, что

$$\delta f \approx -\frac{1}{\lambda}(\mathrm{v}_{oy} + \frac{1}{tg\beta}\frac{\partial h}{\partial t}) \tag{13}$$

И среднее квадратичное значение дисперсии флуктуаций временной частоты изображения цуга коротких волн будет равно:

$$\sigma_f = \sqrt{<\delta f^2>} = \frac{1}{\lambda}\sqrt{<(\mathrm{v}_{oy})^2> + \frac{1}{tg^2\beta}<(\frac{\partial h}{\partial t})^2>}, \tag{14}$$

Где считаем v_{oy} и $\frac{\partial h}{\partial t}$ некоррелированными. Величина σ_f определяется не только горизонтальными орбитальными скоростями длинных волн, но и высотами длинных волн, что приводит к дополнительному уширению временных спектров изображений волн по сравнению с доплеровскими спектрами радиосигналов, рассеянных морской поверхностью. Соотношение между этими двумя факторами зависит от угла визирования. Из формул (11) и (12) в пренебрежении смещением точки пересечения оси визирования с поверхностью можно получить следующее выражение для дисперсии временной частоты:

$$\sigma_f \approx \frac{h_0\omega_0}{\lambda\sqrt{2}}\sqrt{(k_{0y}/k_0)^2 + 1/tg^2\beta}. \tag{15}$$

В общем случае, если у длинной волны медленно меняются амплитуда и фаза, в формуле (15) для σ_f вместо h_0 будет среднее квадратичное значение амплитуды длинной волны $\sigma_h = \sqrt{<h^2>}$.

При угле визирования $\beta \to 90^0$ (визирование вблизи надира)

$$\sigma_f \to \frac{1}{\lambda}\sqrt{<(\mathrm{v}_{oy})^2>} = \frac{h_0\omega_0}{\lambda\sqrt{2}}\left|k_{0y}/k_0\right| \tag{16}$$

– дисперсия частоты определяется орбитальными скоростями длинных волн аналогично доплеровскому спектру радиолокатора.

При визировании под скользящими углами, когда $\beta \to 0^0$

$$\sigma_f \to \frac{h_0\omega_0}{\lambda tg\beta\sqrt{2}}. \tag{17}$$

Следует отметить, что в этом случае значение σ_f не зависит от направления распространения длинной волны. Формулу (17) можно использовать для определения амплитуды длинной волны, где величина σ_f определяется по ширине пространственно – временного спектра для изображения короткой волны. Временную частоту длинной волны можно определить по флуктуациям текущей временной частоты сигнала спектранализатора, которая при $\beta \to 0^0$ будет определяться формулой (см. (13)):

$$\delta f \to -\frac{1}{\lambda tg\beta}\frac{\partial h}{\partial t}. \qquad (18)$$

Подтверждением описанной модели формирования пространственно – временных спектров изображения морской поверхности послужили измеренные зависимости динамических характеристик изображения короткомасштабного волнения от угла и направления визирования. Эксперименты по изучению пространственно – временных характеристик волн оптическим методом проводились на Черном море.

Рассмотрим результаты обработки данных одного из экспериментов. Ветер дул сильными порывами со скоростью 5-12 м/с. Период длинных волн определялся по периоду флуктуаций временной частоты сигнала анализатора и составлял $T_0 = 2\pi / \omega_0 = 4$ сек. Параметры эксперимента были следующими: $\lambda_i = 0{,}2$ мм, $H = 13$ м, $F = 300$ мм, угол визирования составлял $\beta = 14^0$, 20^0 и 30^0, соответственно длина волн, анализируемых на поверхности моря, составляла $\lambda = 13$ см, 6 см и 3 см.

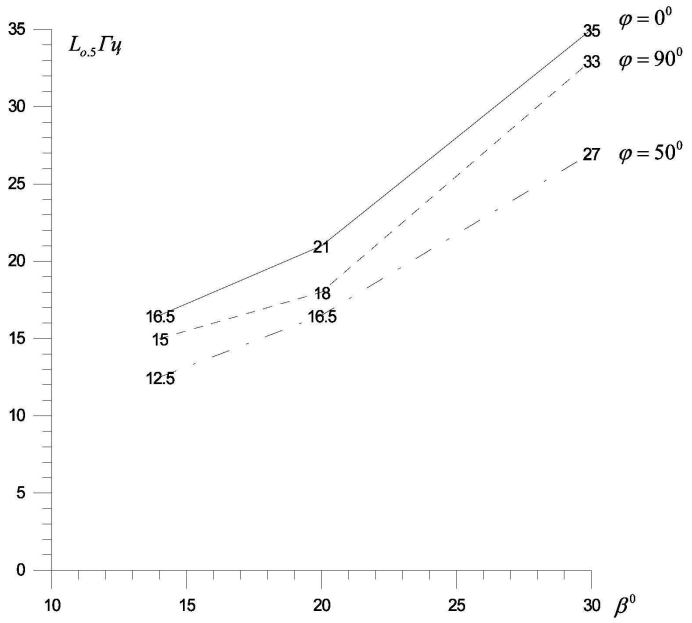

Рис.2. Зависимость ширины временного спектра волн $L_{0.5}$ в Гц от угла визирования β^0 и азимута φ^0 направления наблюдения спектранализатора от направления ветра

На рис. 2 приведена зависимость ширины по временной частоте усредненных пространственно – временных спектров изображений на уровне 0,5 амплитуды спектра $L_{0.5}$ от

угла визирования β при различных азимутах направления визирования относительно направления ветра $\varphi = 0^0$, 90^0 и 50^0 ($\varphi = 0^0$ соответствует направлению визирования навстречу ветру). Ширина спектра почти не зависит от направления визирования φ, как и должно следовать из формулы (17). Уменьшение ширины спектра при изменении φ в следующей последовательности: 0^0, 90^0 и 50^0 объясняется тем, что именно в такой последовательности проводились измерения и за это время (около 1 часа) скорость ветра и , соответственно, амплитуда длинных волн уменьшались.

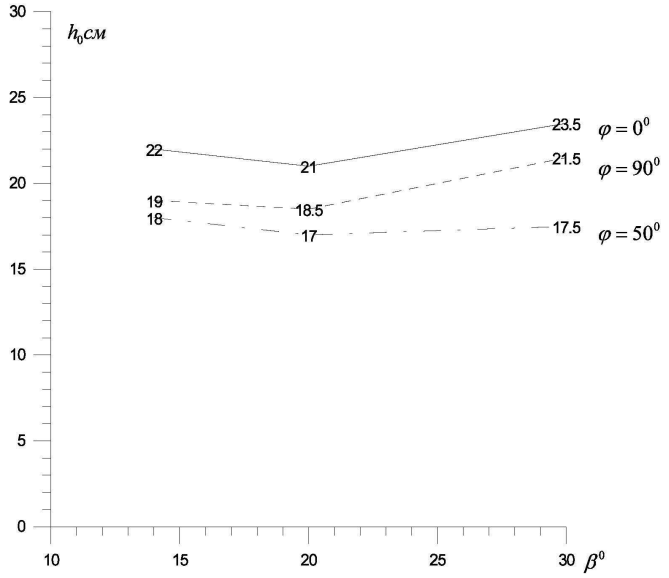

Рис.3. Амплитуда длинных волн h_0, определенная оптическим методом

На рис. 3 приведены значения амплитуды длинной волны h_0 при разных углах визирования и разных направлениях наблюдения относительно ветра. Средний временной спектр сигнала аппроксимировался гауссовой функцией и среднее квадратичное значение флуктуаций частоты σ_f было связано с шириной спектра на уровне 0,5 амплитуды следующим соотношением:

$$L_{0.5} = 2.35\sigma_f . \tag{18}$$

Значения высоты волны h_0 вычислялись по формуле (15) при $\omega_0 = 2\pi / 4$ (рад/с). Направление распространения длинной волны считалось совпадающим с направлением ветра. Как видно из рис. 3, вычисленные значения высоты волны близки при различных значениях φ и β, что подтверждает предложенную модель формирования пространственно – временного спектра изображения морской поверхности. Следует отметить, что при этой интерпретации данных не учитывалась возможная модуляция интенсивности коротких волн по профилю длинной волны.

Таким образом, описанным оригинальным оптическим методом можно определять амплитудные характеристики длинных энергонесущих волн.

Пространственно – временные панорамы капиллярных волн

На основе принципов, изложенных в работе [17], в лабораторных условиях с использованием искусственной диффузной подсветки поверхности, имитирующей подсветку поверхности моря рассеянным светом неба, получены пространственно – временные панорамы капиллярных волн с пространственным разрешением 0,3 мм и временным разрешением 300 Гц. Разработан пакет программ для обработки изображений капиллярных волн, который включает в себя исправление перспективных искажений изображения по формуле (1) при $h = 0$, отображение изображений в условных цветах, спектральный анализ и согласованную фильтрацию выбранных фрагментов изображений, а также разработаны алгоритмы выделения капиллярных волн, образующихся на склонах длинных волн. Схема лабораторного эксперимента соответствует рис. 1, где волны возбуждаются на поверхности лотка с водой, а источником ветра является вентилятор, расположенный слева от оптической системы, так что волны на поверхности бегут “от наблюдателя”. В плоскости изображения оптической системы находится линейка ПЗС фотоприемников для считывания изображения поверхности. Сигналы с линейки фотоприемников оцифровываются и регистрируются на жесткий диск компьютера для обработки и отображения.

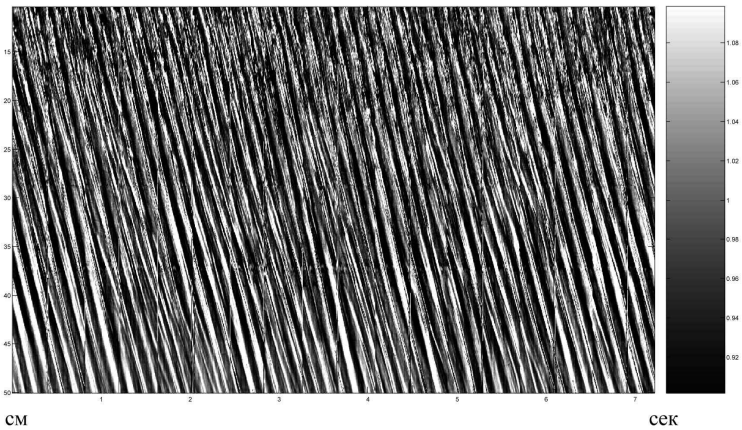

Рис. 4. Пространственно – временная панорама ветровых волн на поверхности лотка с водой в координатах по горизонтали время в сек, по вертикали сверху вниз расстояние по оси лотка от места установки оптической системы. Яркость поверхности отображается в “серой” амплитудной шкале (справа) в условных единицах. Скорость волн равна 35 см/с

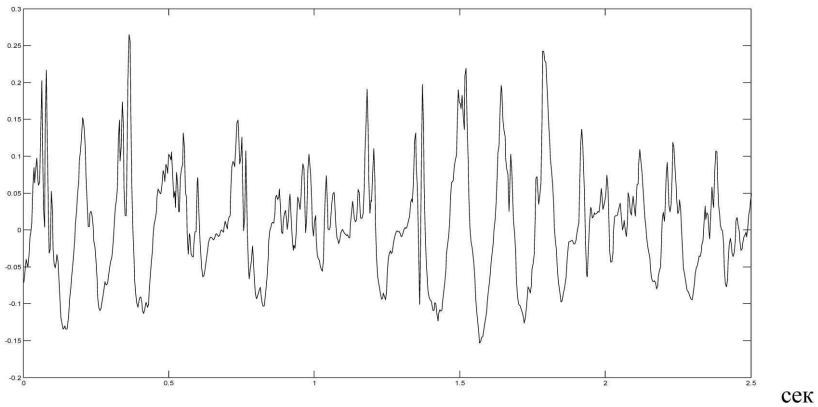

Рис.5. Пример согласованной фильтрации фрагмента панорамы на рис.4. По горизонтали – время в секундах, по вертикали – яркость волн в условных единицах. “Вершины” волн, на которых наблюдаются капиллярные волны, соответствуют яркому склону волны, обращенному от наблюдателя

На рис. 4 приведена пространственно – временная панорама ветровых волн на поверхности лотка с водой в координатах время в сек – расстояние по оси лотка (рис. 1, ось Y) в “серой” амплитудной шкале. На склонах ветровых волн, обращенных от наблюдателя (эти склоны более яркие), т.е. на “подветренных” склонах волн, видна вынужденная капиллярная рябь, которая распространяется с той же скоростью, что и основная ветровая волна. Скорость волн, определенная по оптической панораме, составила 35 см/с.

На рис. 5 представлен пример согласованной фильтрации фрагмента панорамы на рис. 4. По горизонтали отложено время в секундах, по вертикали – яркость волн в условных единицах. “Вершины” волн, на которых наблюдаются капиллярные волны, соответствуют яркому склону ветровой волны, обращенному от наблюдателя. Длина основных ветровых волн порядка 50 мм.

Рис. 6 – результат применения алгоритма выделения капиллярных волн к сигналу на рис. 5. Капиллярные волны распространяются цугами, “привязанными” в основном к “подветренным” склонам ветровых волн, длина капиллярных волн составляет несколько миллиметров (4 мм-6 мм).

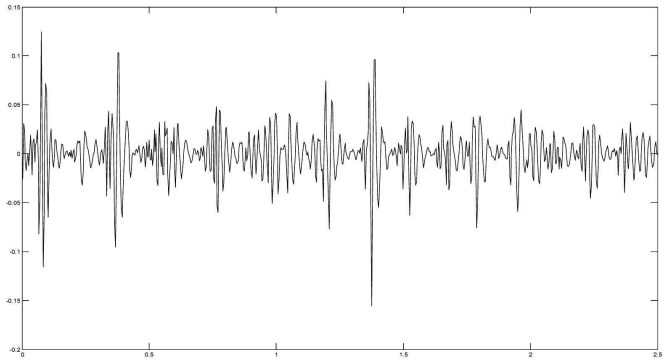

Рис. 6. Капиллярные волны, “выделенные” из сигнала на рис.5. По горизонтальной оси - время в сек, по вертикальной оси – амплитуда волн в условных единицах

Заключение

На основе двухмасштабного представления морской поверхности проведено исследование оптического метода определения динамических характеристик короткомасштабных (до метра) поверхностных волн по изображению этих волн. Показано, что скорость изображения волн помимо собственной скорости определяется высотами длинных энергонесущих волн. Предложен оптический метод определения высот длинных энергонесущих волн по пространственно – временному спектру изображения короткомасштабных волн.

В лабораторных условиях с использованием искусственной диффузной подсветки поверхности получены пространственно – временные панорамы капиллярных волн с пространственным разрешением 0,3 мм и временным разрешением 300 Гц. Создан пакет программ для обработки изображений капиллярных волн. Разработанные методы могут применяться для исследования свободных и вынужденных капиллярных волн, обрушений волн и исследования механизмов рассеяния радио и акустических волн взволнованной поверхностью.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 08-05-00195-а, 08-05-00252-а, 09-05-97025 – р_Поволжье-а, НШ-1244.2008.2).

Литература

1. *Фукс И.М.* О ширине спектров сигналов, рассеянных на взволнованной поверхности моря // Акуст. Ж. 1973. т. 20. №3. С. 358-468.
2. *Зельдис В.И., Лейкин И.А., Розенберг А.Д., Рускевич В.Г.* Исследование фазовых характеристик акустических сигналов, рассеянных взволнованной водной поверхностью // Акуст. Ж. 1974. т.20. №2. С. 235 – 241.
3. *Monaldo F.M. and Kasevich R.S.* Optical determination of short – wave modulation by long ocean gravity waves // IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing. 1982. V. GE-20. N 3. P. 254-258.
4. *Gotwols B.L. and Irani G.B.* Optical Determination of the Phase Velocity of Short Gravity Waves // Journ. of Geophys. Res. 1980. V.85. NO C 7. P. 3964 – 3970.
5. *Keller W.C. and Gotwols B.L.* Two-dimentional optical measurements of wave slopes // Applied Optics. 1983. V.22. N 22. P.3476 – 3478.
6. *Gotwols B.L. and Irani G.B.* A CCD camera system for remotely measuring the dynamics of ocean waves // Applied Optics.1982. V. 21. P.851 – 860.
7. *Irani G.B. and Gotwols B.L.* WAVDYN: measurements of the independence of ocean wind waves // JH APL Technical Digest. 1982. V.3. N 1. P. 49 – 58.
8. *Jane B., Riemer Klaus S.* Two-dimensional wave number spectra of small-scale water surface waves // Journ. of Geophys. Res. 1990. V.95. NO C 7. P.11,531 – 11,546.
9. *Piotrovsky Cynthia C. and Dugan John P.* Accuracy of bathymetry and current retrievals from airborne optical time – series imaging of shoaling waves // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. 2002. V.40. P 12, 2606 – 2618.
10. *Зуйкова Э.М., Лучинин А.Г., Титов В.И.* Определение характеристик пространственно - временных спектров волнения по оптическому изображению поверхности моря // Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1985. Т.21. № 10. С.1095-1102.
11. *Зуйкова Э.М., Лучинин А.Г., Титов В.И.* Оптические дистанционные методы исследования поверхностного волнения // Сб. Дистанционные радиофизические методы изучения океана. ИПФ АН СССР. Горький. 1987. С.59 – 83.
12. *Баханов В.В., Зуйкова Э.М., Кемарская О.Н., Титов В.И.* Определение спектров волнения по оптическому изображению морской поверхности // Известия вузов. Радиофизика, 2006. Т. XLIX. № 1. С.53-63.
13. *Titov V.I., V.V. Bakhanov, G.N. Balandina, D.L. Belyakov, O.N. Kemarskaya and E.M. Zuikova* Investigation of variations of long surface wave parameters by optical technique during JUSREX 1992 // Proc. IGARSS`94, Pasadena, USA, 1994. P. 759.
14. *Zuikova E.M., Titov V.I., Troitskaja J.I.* Wave spectra from daylight imagery of sea surface // Proc. V International Conference Current problems in optics of natural waters. ONW'2009.St-Petersburg, Russia. 2009. P.345-348..
15. *Titov V.I., Zuikova E.M., Kemarskaja O.N., Troitskaja J.I.* Optical remote sensing of sea surface waves // Proc. V International Conference Current problems in optics of natural waters. ONW'2009.St-Petersburg, Russia. 2009. P.139-143.
16. *Titov V.I., Bakhanov V.V, Kemarskaja O.N., Luchinin A.G., Troizkaja J.I., Zuikova E.M.* Investigation of sea roughness with complex of optical devices // Proc. Conference SPIE'09 "Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, and Large Water Regions 2009", Берлин. 31.08-03.09.2009.
17. *Баханов В.В., Зуйкова Э.М., Кемарская О.Н., Титов В.И., Троицкая Ю.И.* Определение спектрально-кинематических характеристик поверхностного волнения по оптическим изображениям поверхности моря // Сборник трудов конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», ИКИ РАН, Москва. 2009. Секция Е.

Investigation of dynamic of two dimensional spectra of sea waves

V.I. Titov, V.V. Bakhanov, E.M. Zuikova, A.G. Luchinin, J.I. Troitzkaya

Institute of Applied Phisics of RAS,
603950, Nizhny Novgorod, Ul'yanova st., 46.

The complex of optical devices for remote sensing of sea surface waves for wide diapason of wavelength from centimeters to meters in real time was created. The methods for retrieval of space – time spectra from daylight imagery of sea surface based on twoscale approach of the waved surface was developed. The method for measuring of long energy surface wave's elevation using spectra of shortscale surface waves images was proposed and experimentally tested.
The space – time optical images of capillary waves using artificial diffuse illumination of water surface was derived in water tank with spatial and time resolution 0.3 mm and 300 Hz accordingly. The software for processing of capillary wave's images was developed.

Keywords: optics of ocean, sea waves, spectral analysis, image processing, remote sensing, capillary waves