

В.И.Титов, Э.М.Зуйкова, А.Г.Лучинин

*Институт прикладной физики РАН, г.Нижний Новгород***ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ СПЕКТРОВ КОРОТКОМАСШТАБНОГО ВОЛНЕНИЯ ОПТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ**

Разработан комплекс оптических спектраллизаторов для регистрации в реальном времени спектров морского волнения в диапазоне длин поверхностных волн от сантиметров до метров путем анализа изображения морской поверхности. Приводятся примеры пространственно-временных спектров волнения, полученных на стационарной океанографической платформе МГИ НАН Украины. На основе двухмасштабного представления морской поверхности разработана модель 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.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *оптика океана, морские волны, спектральный анализ, обработка изображений, дистанционное зондирование, капиллярные волны*

Как известно, 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 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].

Использование телекамеры для регистрации динамических характеристик волн с движущегося носителя, а также для регистрации высокочастотных капиллярных волн, которые переносятся орбитальными движениями в поле доминирующих поверхностных волн, имеет ограничение из-за “смазывания” изображения, связанное с кадровой частотой телекамеры.

В Институте прикладной физики РАН (ИПФ) был разработан оптический метод измерения пространственно-временных спектров поверхностных волн, использующий некогерентный оптический спектраллизатор [10 – 12]. В этом методе не используется предварительная запись изображения, благодаря чему отсутствует ограничение на временную частоту регистрируемых волн. Метод позволяет регистрировать спектр волнения как функцию временной частоты при различных значениях волнового вектора, а

также разделять спектры встречных волн. Этот анализатор является как бы оптическим аналогом доплеровского скаттерометра. Однако совместные эксперименты показали, что ширина оптического спектра больше ширины доплеровского спектра для той же самой резонансной длины волны. В данной работе на основе двухмасштабного представления морской поверхности приводятся теоретические исследования 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, что обуславливает уширение спектра изображения. Предложен оптический метод определения высот длинных волн по спектру изображения короткомасштабных волн. Развита модель позволила интерпретировать пространственно – временные спектры изображения поверхности моря и объяснить наблюдавшиеся различия в ширине оптических спектров и доплеровских спектров радиоскаттерометров.

Измерение пространственно-временных спектров. В ИПФ РАН разработан некогерентный оптический спектральный анализатор, позволяющий в реальном времени регистрировать пространственно-временной спектр изображения как функцию временной частоты ω при различных значениях волнового вектора $\mathbf{k}$, обладающий возможностью “разделять” встречные волны.

Рассмотрим изображение морской поверхности при равномерном диффузном освещении ясным небом или небом, равномерно покрытым облачностью.

Будем считать, что яркость поверхности в первом приближении пропорциональна уклонам волн:

$$I(\boldsymbol{\eta}) = I(0) + \nabla I(0)\boldsymbol{\eta},$$

где $\boldsymbol{\eta}(\mathbf{r}, t) = (\partial \xi / \partial x, \partial \xi / \partial y)$ – вектор уклонов волн, $\xi(x, y, t)$ – возвышения поверхности моря, $\nabla I(0) = (\partial I / \partial \eta_x, \partial I / \partial \eta_y)$ – градиент яркости поверхности по уклонам волн.

Для оптического спектрального анализатора, движущегося с постоянной скоростью $\mathbf{V}$, пространственно-временной спектр изображения будет определяться выражением:

$$\langle G \rangle(\mathbf{k}, \omega) \approx (\nabla I(0)\mathbf{k})^2 (F(-\mathbf{k}, \omega - \mathbf{kV}) + F(\mathbf{k}, \omega + \mathbf{kV})),$$

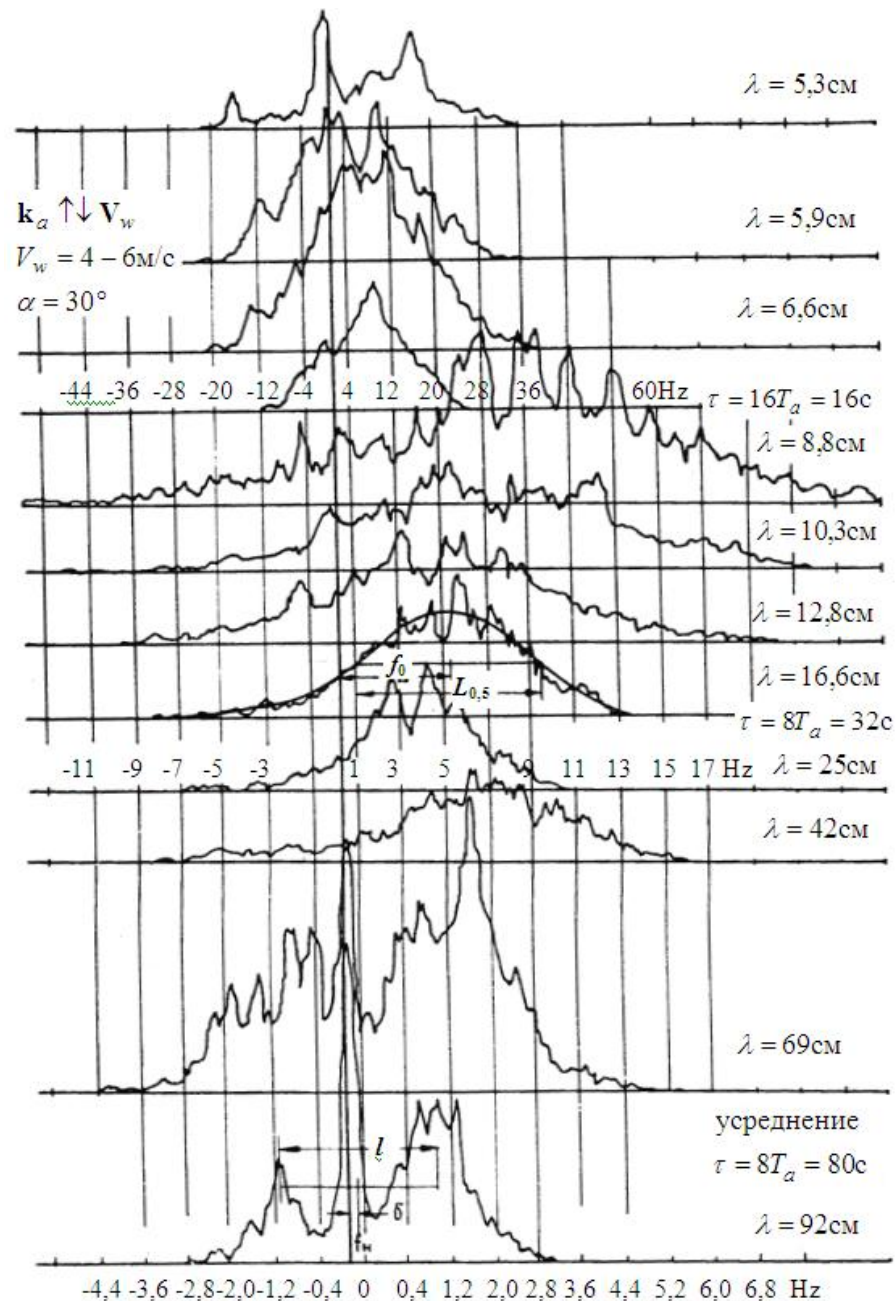
$F(\mathbf{k}, \omega)$ – пространственно-временной спектр возвышений поверхности.

В спектральном анализаторе вводится искусственная скорость, что позволяет использовать предыдущее выражение для спектрального анализа изображения поверхности с неподвижного основания. При $\omega > \mathbf{kV}$ регистрируются спектры волн, распространяющиеся от наблюдателя, а при $\omega < \mathbf{kV}$ – спектры волн, распространяющихся к наблюдателю.

Эксперименты по изучению пространственно-временных характеристик волн оптическим методом проводились на Черном море на стационарной океанографической платформе (СОП) Морского гидрофизического института НАН Украины.

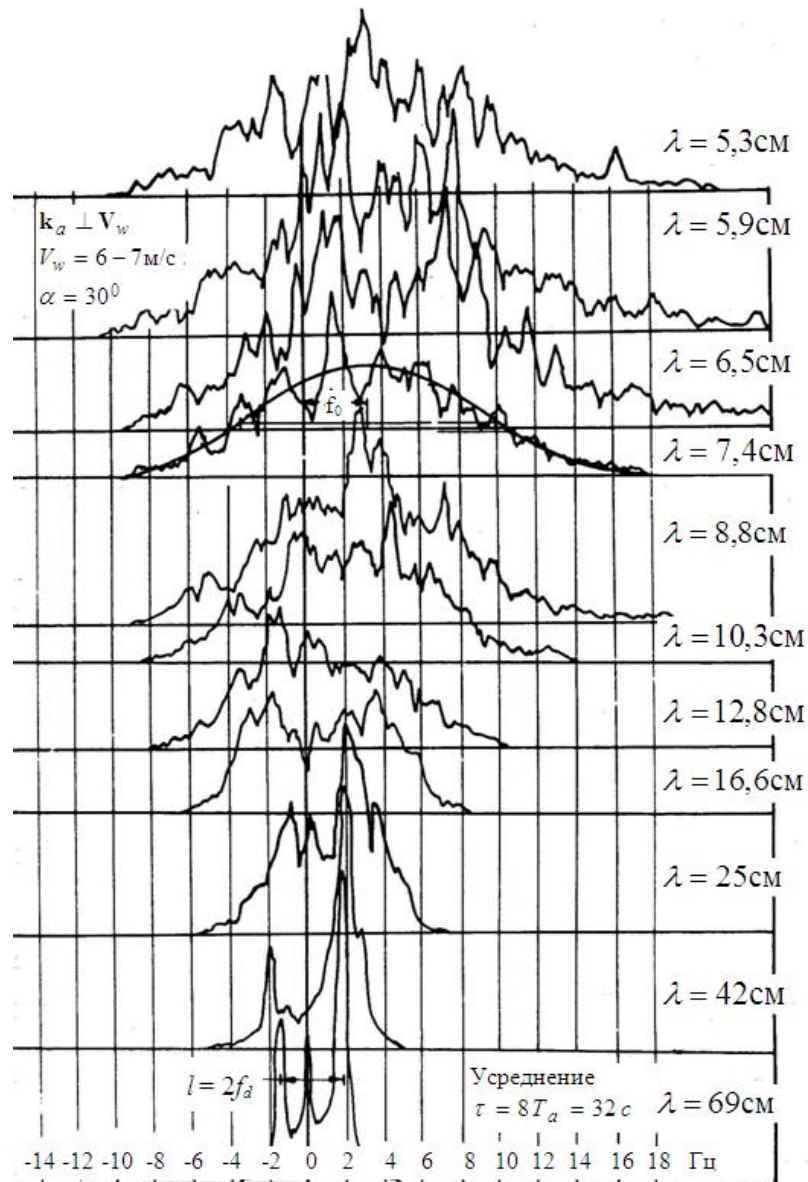
На рис.1 и 2 приведены примеры пространственно-временных спектров волнения, зарегистрированных на СОП для волн длиной. Здесь $\omega > 0$ соот-

ветствует спектрам волн, распространяющимся к наблюдателю, а $\omega < 0$ – спектрам волн, распространяющимся от наблюдателя. Спектры приведены в условном масштабе по амплитуде. На рис.1 приведены спектры волн, распространяющихся вдоль направления ветра, на рис.2 – спектры волн, распространяющихся перпендикулярно ветру. На рис.1 для волн длиной от 1 до 1,5 м



Р и с . 1 . Пространственно-временные спектры ветровых волн. Спектры в условном масштабе по амплитуде. Направление визирования и направление волнового вектора анализируемых волн – навстречу ветру.

наблюдаются волны, распространяющиеся по ветру и навстречу ветру. Расстояние между центрами спектров равно удвоенной частоте волн: $l = 2f_d = 2\sqrt{gk}/2\pi$. С уменьшением длины волны остаются волны, распространяющиеся по ветру. На рис.2 встречные волны наблюдаются для всех волн длиной от 70 до 5 см. Для волн длиной примерно до 20 см спектры встречных волн не симметричны; с уменьшением длины волны спектры становятся симметричными и “сливаются”, образуя сплошной спектр. Если спектры



Р и с . 2 . Пространственно-временные спектры ветровых волн. Спектры в условном масштабе по амплитуде. Направление визирования и направление волнового вектора анализируемых волн – перпендикулярно ветру.

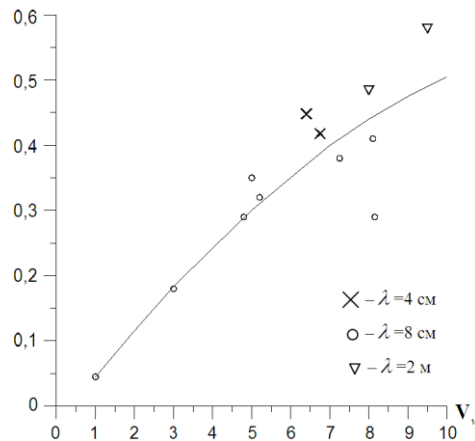


Рис. 3. Зависимость скорости сноса ветровых волн от скорости ветра. По горизонтальной оси – скорость ветра в м/с, по вертикальной – средняя скорость волн в м/с.

Наблюдение проводилось в направлении “навстречу ветру”, когда короткие волны распространяются только в одном направлении – по ветру. Анализировались спектры поверхностных волн длиной 4 см, 8 см и 2 м, фазовая скорость которых вычислялась по дисперсионному соотношению для гравитационных волн $\omega^2 = gk$. Из средней скорости коротких волн вычиталась фазовая скорость этих волн $v_p = \sqrt{g/k}$. Для длинных волн, когда спектры встречных волн разделяются, брался пространственно-временной спектр волны, распространяющейся в направлении ветра.

Также на рис.3 сплошной линией изображена скорость ветрового сноса сантиметровых волн, измеренная с помощью радиолокатора [18], которая хорошо согласуется со скоростью сноса, полученной оптическим методом.

Пространственно-временной анализ изображения морской поверхности. Схема наблюдения изображена на рис.4. 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. 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 находится цуг ($h > 0$ – волна выше среднего

встречных волн разделяются, то средняя частота таких спектров f_0 будет определяться фазовой скоростью волны (для свободных волн) и скоростью дрейфа, складывающейся из ветрового сноса и течения (рис.1). Если спектры встречных волн “сливаются”, то средняя частота таких спектров f_0 будет определяться скоростью дрейфа (рис.2).

Узкие “выбросы”, наблюдающиеся на длинных волнах при нулевой частоте – отклик на среднюю яркость изображения.

На рис.3 приведены результаты измерения зависимости скорости дрейфа волн, определенной по средней частоте спектра изображения поверхности от скорости ветра. На-

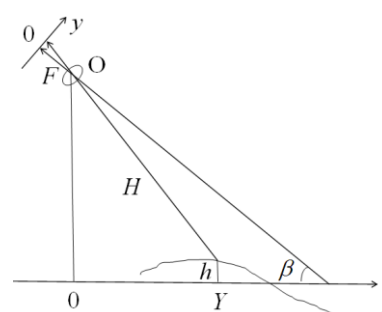


Рис. 4. Схема наблюдения взволнованной поверхности.

уровня), и расстоянием Y по горизонтали от цуга до точки пересечения перпендикуляра к средней поверхности воды, опущенного от объектива O (рис.4). Поверхность длинной волны в пределах цуга считаем локально плоской.

Изображение цуга коротких волн будет смещаться за счет изменения горизонтальной координаты цуга Y и из-за изменения высоты длинной волны h . Будем считать $H \gg h$ и поле зрения объектива узкоугольным. Скорость этого смещения:

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

где y – расстояние изображения цуга от оптической оси в фокальной плоскости объектива, β – угол визирования (угол между оптической осью объектива и горизонтальной плоскостью), F – фокусное расстояние объектива O , H – высота объектива над средней поверхностью воды.

Временная частота f изображения цуга коротких волн, будет равна:

$$f = \frac{dy/dt}{\lambda_i} = -\frac{1}{\lambda} \left(\frac{dY}{dt} + \frac{1}{\operatorname{tg} \beta} \frac{dh}{dt} \right), \quad (2)$$

где λ_i – пространственный период изображения коротких волн,

$$\lambda = \frac{\lambda_i H}{F \sin^2 \beta} \quad (3)$$

– длина коротких поверхностных волн в пренебрежении локальным уклоном длинных волн. $dY/dt = v_Y$ – составляющая скорости коротких волн $\mathbf{v}$ вдоль оси Y . Скорость свободных волн будет равна:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}_o + \mathbf{v}_p + \mathbf{v}_c, \quad (4)$$

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

Как следует из формул (1) – (4), частота f будет флуктуировать около среднего значения:

$$\langle f \rangle = -\frac{1}{\lambda} (v_{py} + v_{cy}). \quad (5)$$

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

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

$$\delta f = -\frac{1}{\lambda} (v_{oy} + \frac{1}{\operatorname{tg} \beta} \frac{dh}{dt}). \quad (6)$$

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

Пусть на поверхности воды распространяется длинная квазимонохроматическая волна

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

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:

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

Горизонтальная составляющая орбитальной скорости длинных волн будет равна:

$$\mathbf{v}_o = h_0 v_{op} \mathbf{k}_0 \cos(\mathbf{k}_0 \mathbf{r} - \omega_0 t),$$

где v_{op} – фазовая скорость длинной волны.

В дальнейшем будем полагать $\omega_0 \gg \mathbf{k}_0 \mathbf{v}$ и выражение для dh/dt в точке пересечения оптической оси объектива с морской поверхностью можно упростить:

$$\frac{dh}{dt} \approx h_0 \omega_0 \sin(\mathbf{k}_0 \mathbf{r} - \omega_0 t) = \frac{\partial h}{\partial t}. \quad (7)$$

Тогда из формул (6), (7) следует, что

$$\mathcal{F} \approx -\frac{1}{\lambda} \left(v_{oy} + \frac{1}{\tan \beta} \frac{\partial h}{\partial t} \right).$$

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

$$\sigma_f = \sqrt{\langle \mathcal{F}^2 \rangle} = \frac{1}{\lambda} \sqrt{\langle (v_{oy})^2 \rangle + \frac{1}{\tan^2 \beta} \left\langle \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right)^2 \right\rangle}, \quad (8)$$

где считаем v_{oy} и dh/dt 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: при скользящих углах наблюдения ширина спектра будет определяться изменением высот длинных волн.

Формулу (8) можно использовать для определения амплитуды длинной волны, где величина σ_f определяется по ширине пространственно-временного спектра изображения короткой волны. Временную частоту длинной волны можно определить по флуктуациям текущей временной частоты (2) сигнала спектрального анализатора.

Подтверждением описанной модели формирования пространственно – временных спектров изображения морской поверхности послужили измеренные зависимости динамических характеристик изображения короткомасштабного волнения от угла и направления визирования.

Обработка экспериментальных данных. 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 $T_0 = 2\pi/\omega_0 = 4$ с. Параметры эксперимента были следующими: $\lambda_i = 0,2$ мм, $H = 13$ м, $F = 300$ мм, угол визирования составлял $\beta = 14^\circ, 20^\circ$ и 30° , соответственно длина волн, анализируемых на поверхности моря, составляла $\lambda = 13; 6$ и 3 см.

На рис.5 приведена зависимость ширины по временной частоте усредненных пространственно – временных спектров изображений на уровне 0,5 амплитуды спектра $L_{0,5}$ (рис.1) от угла визирования β при различных азимутах направления визирования относительно направления ветра $\varphi = 0^\circ, 90^\circ$ и 50° ($\varphi = 0^\circ$ соответствует направлению визирования навстречу ветру). Ширина спектра почти не зависит от направления визирования φ , как и следует из формулы (8). Уменьшение ширины спектра при изменении φ в следующей последовательности: $0^\circ, 90^\circ$ и 50° объясняется тем, что именно в такой последовательности проводились измерения и за это время (около 1 ч) скорость ветра и, соответственно, амплитуда длинных волн уменьшались.

На рис.6 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:

$$L_{0,5} = 2,35\sigma_f.$$

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

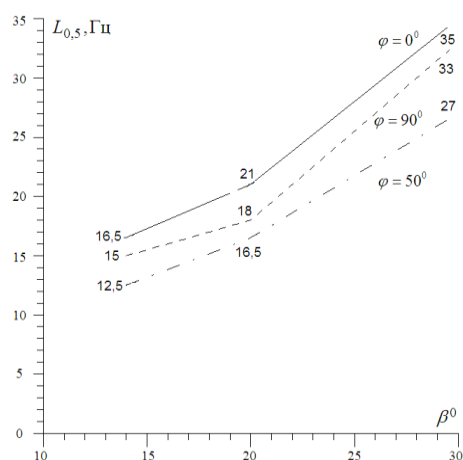


Рис. 5. Зависимость ширины временного спектра волн $L_{0,5}$ в Гц от угла визирования β и азимута φ направления наблюдения спектр-анализатора относительно направления ветра.

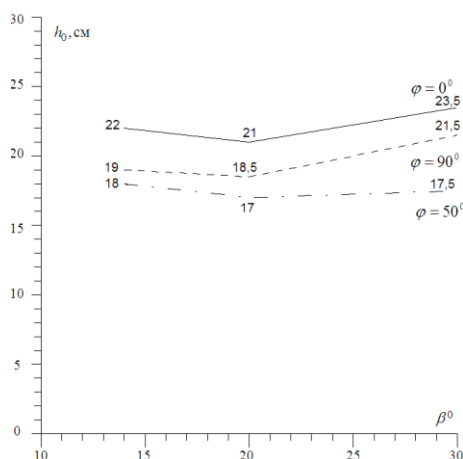


Рис. 6. Амплитуда длинных волн h_0 , определенная оптическим методом.

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.

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.

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.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Фукс И.М. О ширине спектров сигналов, рассеянных на взволнованной поверхности моря // Акуст. журн.– 1973.– 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. журн.– 1974.– 20, № 2.– С.235-241.
3. Monaldo F.M., Kasevich R.S. Optical determination of short-wave modulation by long ocean gravity waves // IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing.– 1982.– GE-20, 3.– P.254-258.
4. Gotwols B.L., Irani G.B. Optical determination of the phase velocity of short gravity waves // J. of Geophys. Res.– 1980.– v.85, C7.– P.3964-3970.
5. Keller W.C., Gotwols B.L. Two-dimensional optical measurements of wave slopes // Applied Optics.– 1983.– 22.– P.3476-3478.
6. Gotwols B.L., Irani G.B. A CCD camera system for remotely measuring the dynamics of ocean waves // Applied Optics.– 1982.– 21.– P.851-860.
7. Irani G.B., Gotwols B.L. WAVDYN: measurements of the independence of ocean wind waves // JH APL Technical Digest.– 1982.– 3, № 1.– P.49-58.
8. Jane B., Riemer K.S. Two-dimensional wave number spectra of small-scale water surface waves // J. of Geophys. Res.– 1990.– 95, C7.– P.11531-11546.
9. Piotrovsky C.C., Dugan J.P. Accuracy of bathymetry and current retrievals from airborne optical time – series imaging of shoaling waves // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing.– 2002.– 40, № 12.– P.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. ФАО.– 1985.– 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.– Горький: ИПФ АН СССР, 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 // Изв. вузов. Радиофизика.– 2006.– XLIX, № 1.– С.53-63.

13. Titov V.I., Bakhanov V.V., Balandina G.N., Belyakov D.L., Kemarskaya O.N., Zuikova E.M. 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 Intern. Conf. «Current problems in optics of natural waters» ONW'2009.– St-Petersburg, Russia, 2009. E.M.– P.139-143.
16. Titov V.I., Bakhanov V.V., Kemarskaja O.N., Luchinin A.G., Troitskaja 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», Секция Е.– Москва: ИКИ РАН, 10-13.11.2009.
18. Перепелицын О.В., Чернявец В.В. Исследование поверхностного ветрового течения в море // Изв. АН СССР. ФАО.– 1982.– 18, № 2.– С.217-220.

Материал поступил в редакцию 15.10.2010 г.