

Натурные измерения спектра поверхностных волн по фотографиям с беспилотного мультикоптера

М. В. Юровская^{1,2}, В. Н. Кудрявцев^{1,2}, А. С. Широков², И. Ю. Надоля²

¹ *Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия
E-mail: mvkosnik@gmail.com*

² *Российский государственный гидрометеорологический университет
Санкт-Петербург, 195196, Россия
E-mail: kudr@rshu.ru*

Измерения, выполняемые с беспилотных летательных аппаратов (БПЛА), получают всё более активное применение в различных научных и прикладных исследованиях. В данной работе описывается методика восстановления двумерного пространственного спектра волнения по изображениям морской поверхности, сделанным с БПЛА в зоне солнечного блика. Обсуждаются технические особенности использования БПЛА для фотографирования морской поверхности и даются рекомендации к проведению измерений. Подход к восстановлению спектра основан на построении линейной передаточной функции между спектром вариаций яркости изображения в блике и спектром возвышений морской поверхности. Преимуществом методики является отсутствие каких-либо дополнительных предположений о форме восстанавливаемого спектра, яркости небосвода, функции распределения уклонов поверхности и т.д. Представлен пошаговый алгоритм обработки изображений для восстановления абсолютных значений спектра волн. Методика протестирована в ходе экспериментальных работ в Чёрном море близ п. Кацивели (Крым) при различных условиях волнения. Сопоставление восстановленных спектров с данными решётки струнных волнографов, полученными синхронно со съёмкой камеры БПЛА, показало хорошее соответствие уровня и формы спектров. Полученные результаты подтверждают высокую перспективность использования БПЛА в исследованиях волнения морской поверхности.

Ключевые слова: солнечный блик, ветровые волны, спектр волнения, БПЛА, натурные исследования

Одобрена к печати: 12.12.2017

DOI:10.21046/2070-7401-2018-15-1-245-257

Введение

Форма солнечного блика на морской поверхности содержит информацию о статистических характеристиках наклонов поверхностных волн — среднеквадратичного наклона, асимметрии наклонов и их эксцесса (Шулейкин, 1941; Bréon, Henriot, 2006; Cox, Munk, 1954, 1956). Различные динамические процессы в океане (внутренние волны, мезомасштабные течения и фронты, слики и т.д.), модулируя «шероховатость» поверхности — её среднеквадратичный наклон (СКН), приводят к вариациям яркости солнечного блика и, таким образом, могут быть идентифицированы по его изображениям (см., например, работы (Apel et al., 1975; Barber, 1954; Hennings et al., 1994), а также (Юровская и др., 2014; Kudryavtsev et al., 2012a, b), где предложена методика их количественной интерпретации).

При пространственном разрешении, позволяющем различать отдельные волны (как, например, при съёмке с летательных аппаратов), оптические изображения морской поверхности могут быть использованы для восстановления характеристик длинных (энергонесущих) поверхностных волн (см. обзор в статьях (Бондур, Мурынин, 2015; Monaldo, Kasevich, 1982)). В этом случае наблюдаемость волн обусловлена модуляцией отражённого излучения солнца и небосвода от меняющихся наклонов поверхности в длинных волнах.



Рис. 1. Место проведения измерений (п. Качивели, Крым) и используемое оборудование: беспилотный авиационный комплекс Spider-1200; решётка струнных волнографов, установленная на выстреле платформы; датчик скорости и направления ветра

Для оценки спектра возвышений волн по вариациям яркости необходимо определить «передаточную функцию», которая в общем случае строится на основе модельных предположений о функции распределения наклонов поверхности, форме или уровне спектра, яркости небосвода и т. д. (см., например, работы (Бондур, Мурынин, 2015; Бондур и др., 2016; Gelpi et al., 2001; Yurovsky et al., 2016)). При исследовании поверхностных волн в солнечном блике задача построения передаточной функции может быть существенно упрощена. В работе (Большаков и др., 1988) и в более общем виде в работе (Лупян, 1988) был предложен метод восстановления двумерных спектров возвышений поверхности, основанный на пересчёте спектра вариаций яркости в спектр энергии волн с использованием линейной передаточной функции, полученной по сглаженной форме солнечного блика. Этот метод был верифицирован на основе сопоставления спектров волнения, восстановленных по данным аэрофотосъёмки, с синхронными измерениями возвышений поверхности с борта исследовательского судна (Большаков и др., 1990).

В настоящее время технические возможности аэрофотосъёмки морской поверхности существенно расширились. Наряду с постоянным совершенствованием фототехники, широкую применимость в различных сферах геофизических исследований приобретают беспилотные летательные аппараты (БПЛА). Их преимуществами являются доступность, экономичность, простота использования, возможность обеспечения высокой точности географической привязки измерений.

Цель данной работы — продемонстрировать возможности использования БПЛА в качестве инструмента измерения двумерных спектров возвышений морской поверхности на основе фотосъёмки солнечного блика. Эксперименты с БПЛА проведены в районе океанографической платформы МГИ РАН в п. Качивели, обеспечивающей проведение *in situ* измерений поверхностных волн и скорости ветра (рис. 1).

Метод восстановления спектра волн

В данной работе используется метод восстановления спектра волн по фотографиям морской поверхности в зоне солнечного блика, предложенный в работе (Большаков и др., 1988), и его дальнейшее развитие, описанное в статьях (Kudryavtsev et al., 2017a, b). Этот метод основан

на классической модели формирования яркости изображения морской поверхности в видимом диапазоне (Сох, Munk, 1956). В соответствии с моделью (Сох, Munk, 1956), интенсивность излучения в каждом пикселе изображения при фотографировании солнечного блика, пропорциональная энергетической яркости поверхности (спектральный поток энергии с единицы площади в единицу телесного угла), равна:

$$N = \frac{\rho E_s}{4 \cos \theta_v \cos^4 \beta} P(Z_1, Z_2), \quad (1)$$

где P — плотность вероятности уклонов поверхности (Z_1, Z_2) , удовлетворяющих условиям зеркального отражения:

$$Z_1 = -\frac{\sin \theta_s \cdot \cos \varphi_s + \sin \theta_v \cdot \cos \varphi_v}{\cos \theta_s + \cos \theta_v},$$

$$Z_2 = -\frac{\sin \theta_s \cdot \sin \varphi_s + \sin \theta_v \cdot \sin \varphi_v}{\cos \theta_s + \cos \theta_v};$$

θ_s, θ_v — зенитные углы на солнце и на фотокамеру; φ_s, φ_v — соответствующие азимуты; ρ — коэффициент отражения Френеля; $\tan \beta = \sqrt{Z_1^2 + Z_2^2}$; E_s — интенсивность солнечного излучения. Геометрические характеристики солнечного блика (его размеры на поверхности моря в направлении на солнце и в перпендикулярном направлении) определяются среднеквадратичным наклоном (СКН) поверхности, формируемым поверхностными волнами в широком спектральном диапазоне — от капиллярных волн до волн спектрального пика, при этом основной вклад в СКН даёт коротковолновый интервал спектра волн.

При фотографировании солнечного блика с высоким пространственным разрешением (порядка метра) длинные поверхностные волны наблюдаются в блике в виде периодических вариаций яркости (рис. 2). Для описания вариаций яркости блика, вызванных длинными волнами, используются обобщения модели (1) на случай двухмасштабной поверхности, представляющей суперпозицию коротких волн (формирующих основной вклад в СКН поверхности) и длинных поверхностных волн, несущих на себе эти короткие волны. Короткие волны формируют основное поле яркости солнечного блика, а длинные — модуляции его яркости. В рамках двухмасштабной модели яркость солнечного блика имеет следующий вид:

$$B \equiv \frac{4N \cos \theta_v}{\rho E_s} = \left[1 + (Z_j + \zeta_j)^2\right]^2 P(Z_j + \zeta_j), \quad (2)$$

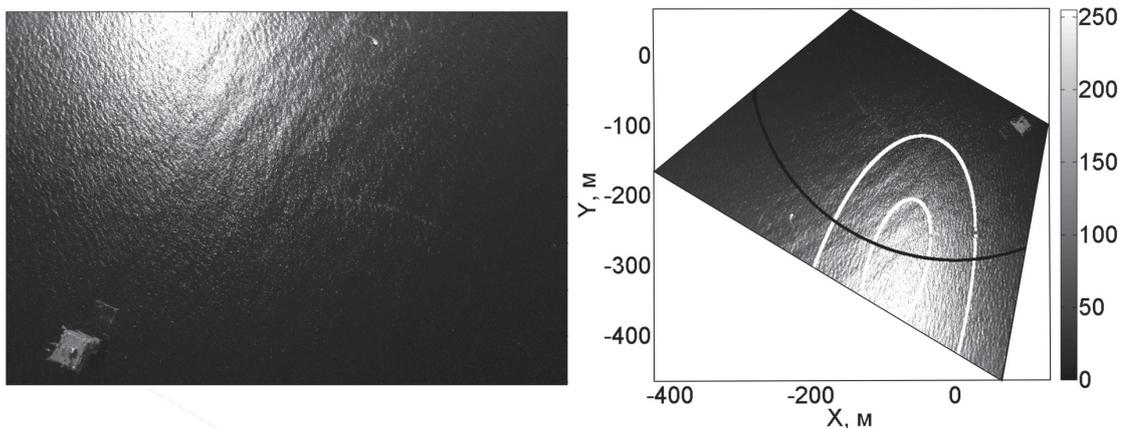


Рис. 2. Яркость изображения N на снимке с БПЛА (случай 2, таблица) (слева); привязка изображения к плоскости морской поверхности (справа); белыми линиями обозначены границы области $s^2/2 < Z_x^2 + Z_y^2 < 2s^2$, внутри которой проводится расчёт спектра; чёрная кривая — линия $\theta = 50^\circ$. Здесь и далее точке с координатами $(0, 0)$ соответствует положение камеры

где ζ_j — компоненты наклона поверхности, связанного с длинной волной в направлении осей x_j (здесь и далее индексы i, j принимают значения 1, 2 (перечисление)); повторение индекса в произведении означает суммирование по нему). В левой части выражения (2) находятся переменные, не зависящие явно от зеркальных наклонов поверхности. В дальнейшем, следуя работе (Большаков и др., 1988), мы не будем делать каких-либо предположений относительно модели P , а используем среднее (осреднённое по масштабам длинных волн) распределение яркости в блике, которое и отображает реальное статистическое распределение наклонов поверхности.

Рассмотрим в линейном приближении возмущения яркости блика B , вызванные присутствием длинной волны. Пренебрегая гидродинамической модуляцией СКН коротких волн длинной волной, имеем:

$$\tilde{B} = B(Z_x + \zeta_x, Z_y + \zeta_y) - B(Z_x, Z_y) = \frac{\partial B}{\partial Z_i} \zeta_i \equiv G_{zi} \zeta_i, \tag{3}$$

где G_{zi} — градиент яркости в пространстве зеркальных наклонов поверхности, который определяется через наблюдаемые градиенты яркости изображения $G_j = \partial B / \partial x_j$ как

$$\left. \begin{aligned} G_{z1} &= \frac{G_2 Z_{2,1} - G_1 Z_{2,2}}{\Delta}, \\ G_{z2} &= \frac{G_1 Z_{1,2} - G_2 Z_{1,1}}{\Delta}; \end{aligned} \right\} \tag{4}$$

$Z_{i,j} = \partial Z_i / \partial x_j$; Δ — детерминант, определённый как $\Delta = Z_{1,2} Z_{2,1} - Z_{1,1} Z_{2,2}$. Как было показано в работах (Большаков и др., 1988; Kudryavtsev et al., 2017a), пренебрежение вкладом вариаций СКН в вариации яркости (3) возможно лишь в том случае, если рассматриваемая область находится в окрестности так называемой зоны инверсии контрастов, которая может быть идентифицирована на фотоизображениях как зона, где контраст яркости поверхностных сликов (например, связанных с ветровыми полосами) меняют знак. В терминах параметров, описывающих «геометрию наблюдений», зона инверсии контрастов находится в области изображения, удовлетворяющей условиям:

$$0,5 < \frac{Z_n^2}{s^2} < 2, \tag{5}$$

где $Z_n^2 = Z_1^2 + Z_2^2$ и s^2 — СКН морской поверхности, значение которого можно оценить, например, из соотношения $s^2 = 0,003 + 5,12 \times 10^{-3} U_{10}$ (Cox, Munk, 1956) или непосредственно по измеренным градиентам яркости (4) в произвольно выбранном фрагменте изображения. В этом случае в первом приближении мы полагаем, что наклоны изотропны, а их распределение — Гауссово, тогда

$$s^2 \approx \frac{-2 \bar{Z}_n \bar{B}}{\partial B / \partial Z_n}, \tag{5a}$$

где $\partial B / \partial Z_n$ — модуль градиента (4), а черта сверху обозначает параметры, осреднённые в пределах фрагмента.

После перехода в фурье-пространство, $\hat{B}(\mathbf{k}) = G_{zi} k_i \hat{\zeta}$, получаем соотношение между спектром яркости и спектром возвышений поверхности:

$$S_\zeta(\mathbf{k}) = \frac{S_B(\mathbf{k})}{(G_{zi} k_i)^2}. \tag{6}$$

В знаменателе выражения (6) находится линейная комбинация — компонент волнового вектора, обращающийся в нуль на направлении, перпендикулярном направлению градиента $G_{Z_i} = \partial B / \partial Z_i$. Для волновых компонент, близких к этому направлению, определить спектр

невозможно. Однако, как было предложено в работах (Большаков и др., 1988; Лупян, 1988), сингулярность в восстановлении спектра волн можно устранить, используя несколько участков изображения со спектрами яркости S_B^n и отличающимися градиентами $G_{z_i}^n$. Суммируя спектры яркости, $\sum_{n=1}^N S_B^n(\mathbf{k}) = \sum_{n=1}^N [S_\zeta^n(\mathbf{k}) \cdot (G_{z_i}^n k_i)^2]$, и предполагая, что спектры возвышений S_ζ^n во всех выбранных фрагментах статистически одинаковы и равны $S_\zeta^n(\mathbf{k}) = S_\zeta(\mathbf{k})$, окончательно имеем:

$$S_\zeta(\mathbf{k}) = \frac{\sum_{n=1}^N S_B^n(\mathbf{k})}{\sum_{n=1}^N (G_{z_i}^n k_i)^2}. \quad (7)$$

Отметим, что рассматриваемый метод является «внутренне согласованным», так как для его реализации не требуется никакой дополнительной информации, а нужны только измеряемые градиенты яркости солнечного блика (4), которые необходимы для выбора области применимости метода (выражения (5а) и (5)) и далее для пересчёта спектра вариаций яркости в спектр возвышений по (7).

Реализация метода состоит из следующих шагов: 1) в области блика, удовлетворяющей условиям (5), выбирается несколько фрагментов изображения; 2) по сглаженному изображению блика для каждого из фрагментов определяется поле градиентов яркости в пространственных координатах $G_i = \partial B / \partial x_i$ и далее по уравнению (4) определяется поле градиента яркости в координатах зеркальных наклонов $G_{z_i} = \partial B / \partial Z_i$; 3) с помощью выражения (7) рассчитывается абсолютный пространственный спектр возвышений морской поверхности.

Отметим, что для спектрального разрешения энергонесущих поверхностных волн их длина λ_p должна быть существенно меньше размера анализируемого фрагмента изображения. При высоте съёмки H и зенитном угле наблюдения θ_v линейный масштаб фрагмента имеет порядок $\gamma H / \cos^2 \theta_v$, где γ — угловой размер фрагмента. Тогда для спектрального разрешения энергонесущих волн высота съёмки должна быть $H \ll \lambda_p \cos^2 \theta_v / \gamma$.

Ниже рассматривается применение этого метода к анализу аэрофотосъёмки с БПЛА.

Условия эксперимента и техника измерений с БПЛА

Аэрофотосъёмка морской поверхности с помощью БПЛА проводилась в акватории Чёрного моря вблизи океанографической платформы Морского гидрофизического института в п. Качивели (Крым). Для измерений использовался летательный аппарат вертикального взлёта и посадки на базе восьмоторного вертолёта Spider-1200. На октокоптер (см. рис. 1) устанавливался фотографический модуль на базе камеры Sony NEX-7 с объективом 16 мм, механизмом гиросtabilизации и контролем углов визирования фотоаппарата. Спуск затвора камеры происходил автоматически один раз в несколько секунд с одновременной записью параметров съёмки (координаты, высота, направление оси камеры) в специальный текстовый файл. В зависимости от конфигурации БПЛА (барометр, гироскоп, акселерометр, видеокамера и т. д.), ёмкости батареи и метеорологических условий продолжительность полёта может достигать 60 мин. В данном эксперименте длительность серии измерений не превышала 20 мин. Управление БПЛА осуществлялось автономно на основе навигационной системы GPS-ГЛОНАСС. Траектория полёта задавалась оператором заранее с возможностью корректировки поворотных точек и направления визирования. В ходе проводимых работ наиболее удобным оказался способ задания поворотных точек, при котором устанавливалась промежуточная точка (платформа) и относительно неё указывались остальные точки маршрута.

При планировании полётного задания определялось направление на солнце исходя из географических координат и времени съёмки. Первая и последняя поворотные точки маршрута

выбирались из соображений обеспечения беспрепятственного взлёта и посадки. Остальные точки съёмки выставлялась по направлению на солнце с набором высоты, необходимой для съёмки блика, так, чтобы в кадр не попадали посторонние объекты (буи, лодки и т.п.). Для обратной связи с оператором в процессе съёмки осуществлялась передача в реальном времени видеозаписи низкого разрешения и параметров телеметрии (всего около 40 параметров полёта: курс, вертикальная/путевая скорость, высота, координаты и т.д.), записываемых автопилотом БПЛА. Ориентируясь по выводящемуся на экран потоковому видео, оператор октокоптера имел возможность управлять подвесом камеры (азимутальное направление, крен, тангаж) с помощью специализированного пульта управления.

В связи с ограничениями на высоту полёта октокоптера в районе эксперимента, аэрофотосъёмка проводилась с высоты 200–250 м, которая значительно меньше «потолка» полёта для данной модели БПЛА. Поэтому, как обсуждалось выше, наши возможности измерения спектра волн были ограничены спектральным диапазоном $\lambda < \gamma H / \cos^2 \theta_v$ (что, например, соответствует длине волны $\lambda < 30\text{--}40$ м при скорости ветра 5 м/с), который не перекрывал весь диапазон поверхностных волн, наблюдаемых в этом районе (см., например, *рис. 8*).

Одним из преимуществ октокоптера является достаточно точная стабилизация положения аппарата, так что при съёмке с выдержкой 1 мс отсутствовала необходимость отбраковки кадров из-за размытости изображения. Основным техническим затруднением в данном эксперименте являлось достоверное определение углов съёмки, напрямую зависящее от качества сборки подвеса фотоаппарата и соответствующих датчиков. Подвес, обеспечивающий автономную гиросtabilлизацию камеры и управление наклоном фотоаппарата с наземной станции, крепился таким образом, чтобы направление фотоаппарата совпадало с направлением БПЛА. По данным, записанным контроллером модуля фотографирования, определялся тангаж и крен камеры. В связи с высокими погрешностями определения этих углов, для последующего анализа преимущественно отбирались кадры, в которые попадает платформа, координаты и линейные размеры сторон которой известны. Значения параметров съёмки корректировались таким образом, чтобы на изображении, спроектированном на горизонтальную плоскость, совпадающую с уровнем моря, координаты углов платформы соответствовали реальным. Как правило, поправки не превышали нескольких градусов, что не оказывало существенного влияния на результаты, однако в некоторых случаях из-за сбоя аппаратуры (например, при наведённых шумах во время поворота БПЛА) ошибки измерений углов были существенно больше.

Синхронно с аэрофотосъёмкой проводились непрерывные измерения волнения и ветра с океанографической платформы. Запись возвышений морской поверхности с частотой 10 Гц осуществлялась с помощью решётки из шести струнных волнографов, расположенных в вершинах и центре правильного пятиугольника, вписанного в окружность диаметром 50 см. Измерения скорости и направления ветра выполнялись на высоте 21 м над уровнем моря с центральной мачты над платформой.

В *таблице* приведены параметры съёмки для выборки из изображений, сделанных при различных условиях волнения.

Геометрия съёмки и параметры волнения

№	Время съёмки	Скорость ветра, м/с	Направление ветра, град	Тангаж, град	Крен, град	Азимут, град	Высота, м
1	5 октября 2015 г., 12:20	5	100 (В)	35	5	193	245
2	6 октября 2015 г., 13:20	4	95 (В)	30	1	210	245
3	6 октября 2015 г., 15:10	3	115 (ВЮВ)	44	2	245	198
4	7 октября 2015 г., 14:00	5	200 (ЮЮЗ)	37	-4	190	205
5	9 октября 2015 г., 12:10	8	100 (В)	44	-2	165	237

Спектры волн по измерениям с БПЛА

Рассмотрим применение описанного выше метода на примере случая № 2 таблицы. На рис. 2 показан снимок, сделанный с БПЛА 6 октября 2015 г. с высоты 245 м, и соответствующая ему ортогональная проекция на горизонтальную плоскость, совпадающую с уровнем моря. Ортоизображение получено для модели камеры-обскуры при известных параметрах съёмки (фокусное расстояние, физический размер матрицы, высота камеры, углы крена, тангажа и азимута). Мы использовали красный канал RGB-изображения, так как в этом диапазоне коэффициент отражения света от водной поверхности больше, а вклад рассеянной атмосферой и морем компоненты меньше по сравнению с синей и зелёной частями спектра.

Зона применимости метода находится внутри области (5), где можно пренебречь гидродинамическими модуляциями шероховатости морской поверхности. Границы этой зоны обозначены на рис. 2б белыми линиями. Кроме того, мы не рассматриваем области, где угол θ между нормалью к поверхности и направлением на данную точку превышает 50° , поскольку в этой части изображения возрастает вклад фонового излучения — преимущественно отражённого и рассеянного света от неба (Cox, Munk, 1956). При меньших углах относительный вклад фоновой радиации менее существенный, но его оценка является важной задачей, поскольку неоднородная добавка к яркости может оказать влияние на расчёт градиентов G_{zj} , используемых в выражении (7). В работе (Cox, Munk, 1956) предлагается полуэмпирическая модель для рассеянного и отражённого от неба излучения. Однако наиболее эффективно вклад излучения небосвода может быть оценён по «фактическому» изображению. Для этого предлагается выбрать область изображения вне солнечного блика и построить зависимость наблюдаемой яркости от зенитного угла. В качестве примера на рис. 2а выбран крайний правый столбец, а на рис. 3а показана зависимость яркости изображения вдоль этого столбца от зенитного угла θ . Аппроксимацию этой зависимости полиномом (в данном случае — кубическим: $6 \cdot 10^{-5} \theta^3 + 4,1 \cdot 10^{-3} \theta^2 + 1,9 \cdot 10^{-3} \theta$, где θ измеряется в градусах) предлагается использовать как модель фонового отражённого излучения $N_{back}(\theta)$ (сплошная линия на рис. 3а). Двумерное изображение этого фонового излучения показано на рис. 3б.

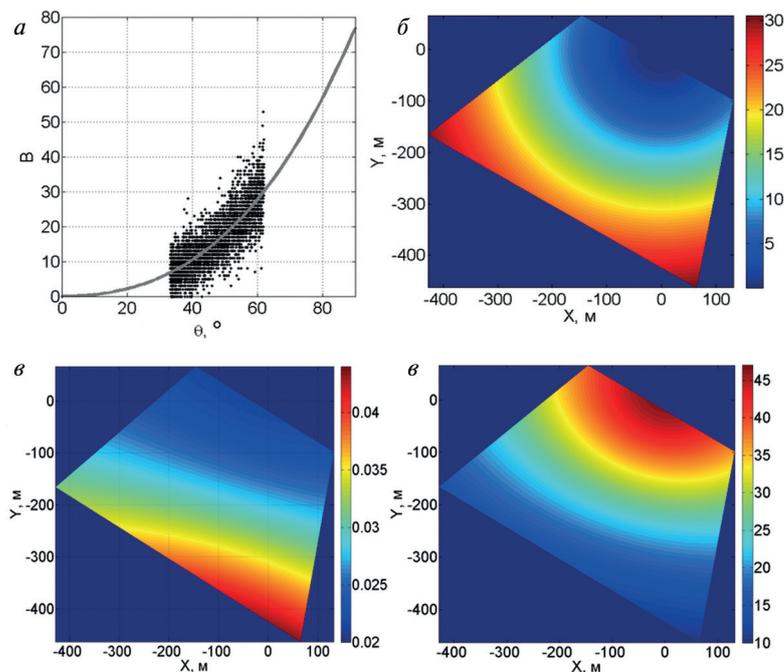


Рис. 3. Яркость изображения N в точках правого столбца изображения на рис. 2а в зависимости от зенитного угла на камеру и аппроксимация зависимости $N_{back}(\theta)$ (а); модель $N_{back}(\theta)$ для полного изображения, спроектированного на горизонтальную плоскость (справа) (б); коэффициент Френеля ρ для отражённого солнечного излучения в каждой точке изображения (в); коэффициент $\cos \theta_v / \rho$ (г)

Результат вычитания $N_{back}(\theta)$ из исходной яркости изображения N , согласно выражению (2), умножается на $\cos\theta_v/\rho$, где коэффициент Френеля рассчитывается для уклонов поверхности Z_x, Z_y , обеспечивающих зеркальное отражение от Солнца. Отметим, что значения коэффициента Френеля отличаются более чем в 2 раза на границах изображения при направлении визирования около 30° к нормали (рис. 3в). Коэффициент $\cos\theta_v/\rho$ (рис. 3г) усиливает подавление яркости на дальней (верхней) границе фотографии, что приводит к визуальному «смещению» блика в сторону меньших θ (ср. рис. 2б и 4а), особенно при больших значениях угла тангажа камеры. Все дальнейшие операции будут проводиться над полем $B = (N - N_{back}) \cos\theta_v/\rho$, изображённом на рис. 4а.

Для получения вариаций яркости \tilde{B} (рис. 4в) поле B сглаживается с помощью скользящего фильтра с круглым окном усреднения, радиус которого выбирается так, чтобы подавить изменения яркости, связанные с волнами (порядка нескольких длин доминантных волн). По среднему полю B_0 (рис. 4б) и известным из геометрии съёмки уклонам Z_x, Z_y рассчитываются градиенты яркости и далее с использованием (4) — градиенты $G_{zi} = \partial B / \partial Z_i$, необходимые для определения передаточной функции в (7). Соответствующие векторы, показанные на рис. 5а, сходятся к центру блика — таким образом, при выборе нескольких участков изображения, для которых векторы G_{zi} направлены под разными углами, в формуле (7) исключается возникновение сингулярности передаточной функции из-за нуля знаменателя $\sum (G_{zi} k_i)^2$. В данном случае для расчёта спектра выделялись пересекающиеся квадратные области внутри линий, обозначающих границы применимости методики (рис. 5б).

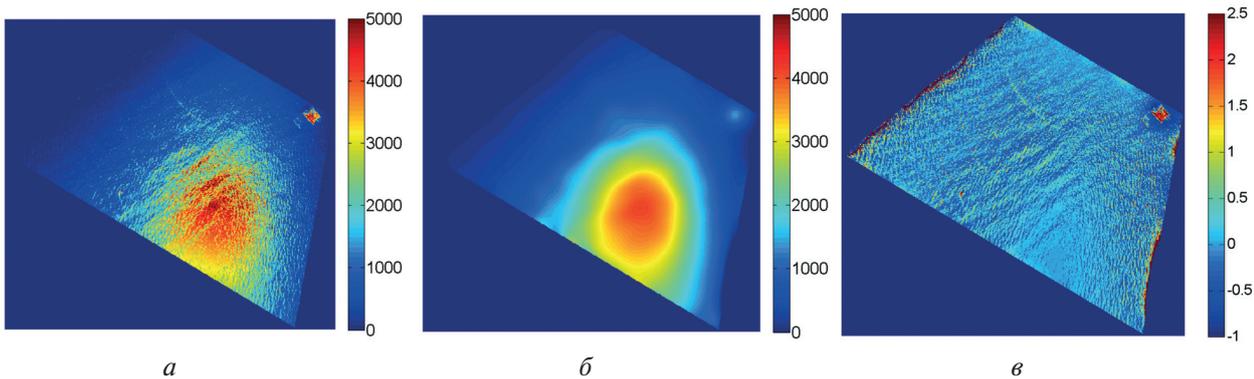


Рис. 4. Поле яркости B после вычитания из исходной яркости N фонового излучения $N_{back}(\theta)$ и умножения $(N - N_{back})$ на $\cos\theta_v/\rho$ (а); среднее поле B_0 (б) и поле относительных вариаций яркости \tilde{B}/B_0 (в)

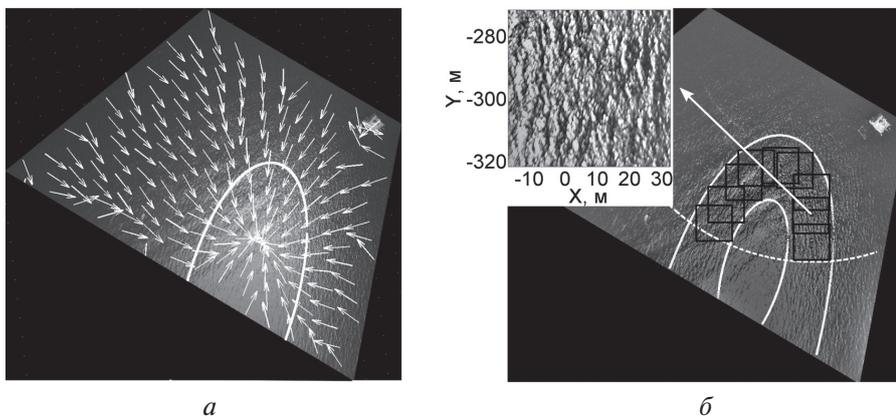


Рис. 5. Направления векторов $G_{zi} = \partial B / \partial Z_i$, сплошная кривая — зона инверсии контрастов $Z_x^2 + Z_y^2 = s^2$ (а); области (чёрные квадраты), выбираемые для расчёта спектра, и фрагмент изображения (вариации яркости) внутри одного из квадратов (б); сплошными линиями обозначены границы области $s^2/2 < Z_x^2 + Z_y^2 < 2s^2$, пунктир — линия $\theta = 50^\circ$

Сумма спектров яркости, полученная по всем участкам изображения, показана на *рис. 6а*. На рисунке явно выделяются две системы волн с пиками около 0,2 рад/м и 1 рад/м. Коротковолновый пик с направлением 90° к северу, очевидно, соответствует ветровым волнам, хорошо различимым на фрагменте изображения на *рис. 5б*. Волны низкочастотного пика (зыбь), распространяющиеся с юго-восточного направления, можно увидеть на исходном изображении (см. *рис. 2*). Передаточная функция $\sum(G_{zi}k_i)^2$ ожидаемо не приводит к сингулярности ни на одном выделенном направлении (*рис. 7б*), однако стремится к нулю в центре плоскости волновых чисел. Это вносит искажение в распределение энергии длинноволнового пика на двумерном спектре возвышений, рассчитанном по формуле (7) и изображённом на *рис. 7а*. Тем не менее сравнение полученного спектра с пространственным спектром, построенным по данным решётки волнографов (см. *рис. 7б*), выявило хорошее соответствие направления и уровня энергии обоих спектральных пиков. Отметим, что спектр, восстановленный по «замороженному» изображению, симметричен относительно центра плоскости волновых чисел (180-градусная неопределённость в направлении распространения волн), поэтому при сопоставлении с измерениями *in situ* показана только верхняя полуплоскость, что соответствует волнам, движущимся в направлении берега.

В одномерном случае (*рис. 7в*) уровень и форма проинтегрированных по углу спектров также сходятся. Несмотря на то что размера используемого окна оказывается недостаточно, чтобы полностью охватить спектральный пик зыби, уклон спектра на малых волновых числах восстанавливается корректно, а положение и уровень пика ветровых волн полностью совпадают с данными натурных измерений.

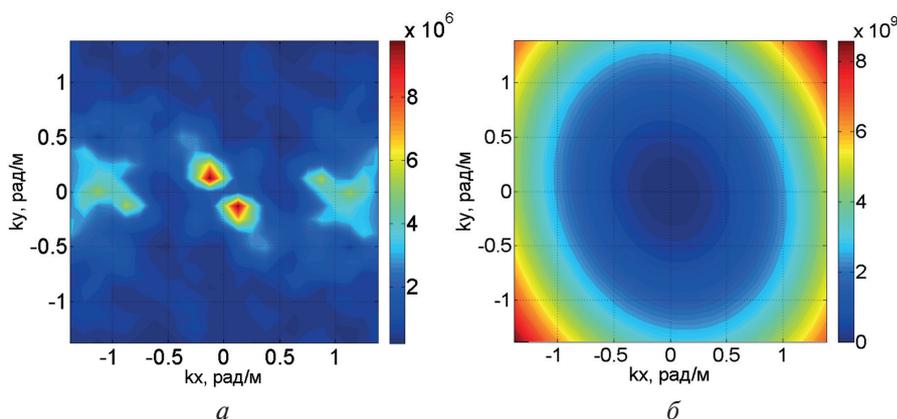


Рис. 6. Сумма спектров яркости, рассчитанных по всем фрагментам, показанным на *рис. 5б* (*а*); передаточная функция $\sum(G_{zi}k_i)^2$ (*б*)

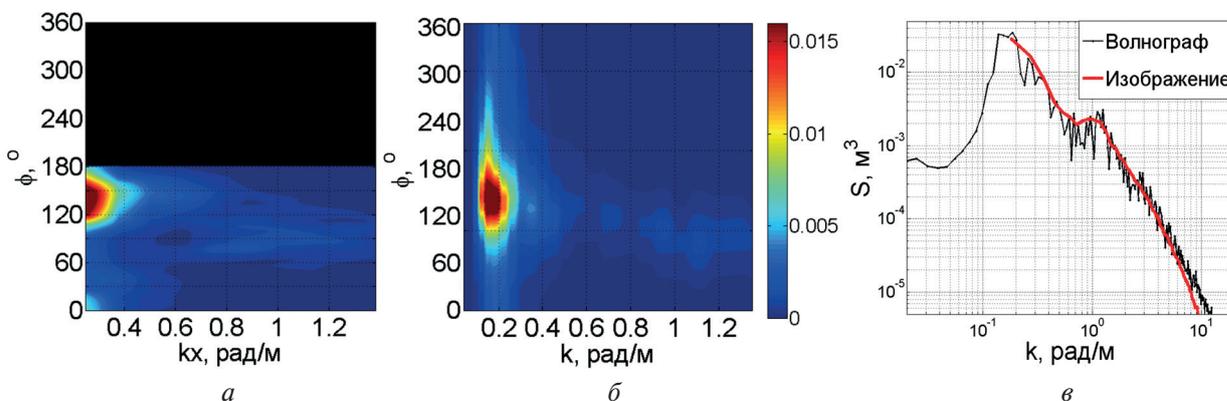


Рис. 7. Восстановленный по солнечному блику спектр возвышений поверхности (*а*); спектр по данным решётки волнографов (*б*); спектры волновых чисел, полученные интегрированием двумерных спектров по азимуту: чёрная линия — волнограф, красная — спектр, восстановленный по блику (*в*)

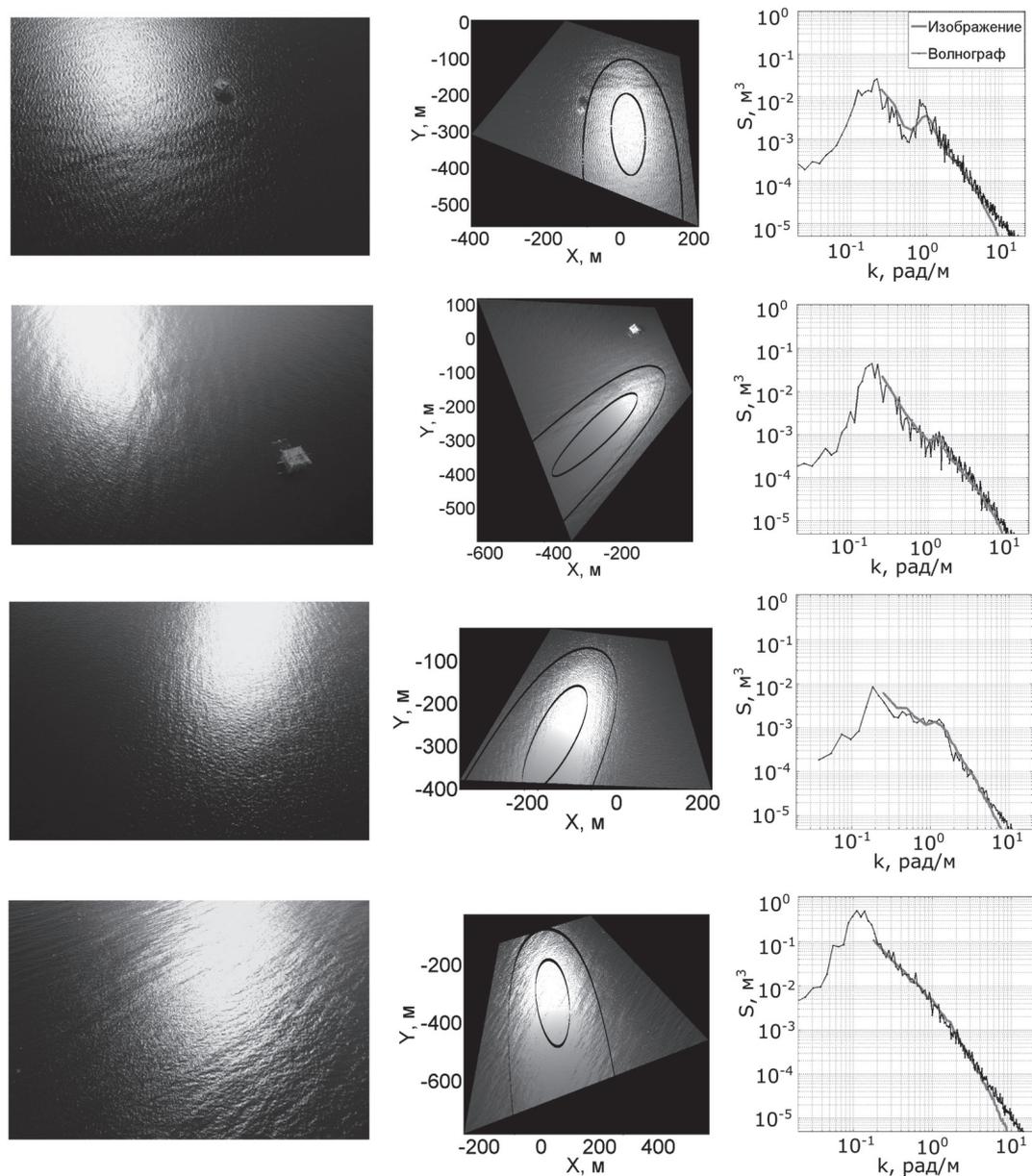


Рис. 8. Фотографии морской поверхности (слева) и проекции B на горизонтальную плоскость (в центре) для случаев 1, 3–5 (см. таблицу). Эллипсами обозначены границы областей, удовлетворяющих условию (5). Правый столбец — сопоставление одномерных спектров с синхронно полученными данными волнографа

На рис. 8 показаны фотографии блика и ортогональные проекции B для остальных случаев, приведённых в таблице. Выбранные примеры охватывают ситуации с разными углами съёмки и условиями волнения (направление и скорость ветра, разгон волн, наличие зыби). Соответствующие одномерные спектры возвышений в сравнении с данными волнографа изображены на рис. 8 справа. Все восстановленные спектры согласуются с результатами измерений *in situ* по форме и уровню энергии.

Заключение

В данной работе представлены результаты применения беспилотного октокоптера для измерения спектра возвышений морской поверхности по данным аэрофотосъёмки солнечного блика. Восстановление спектра волн по вариациям яркости блика, регистрируемым

БПЛА, проведено с использованием метода, предложенного в работах (Большаков и др., 1988; Kudryavtsev et al., 2017a). В этом методе спектр вариаций яркости солнечного блика и спектр возвышений морской поверхности связаны линейной передаточной функцией. Передаточная функция определяется непосредственно по сглаженной форме солнечного блика, которая отображает реальное (априорно неизвестное) распределение плотности вероятности уклонов поверхностных волн. Достоинством метода является отсутствие каких-либо дополнительных предположений о форме восстанавливаемого спектра, функции распределения уклонов поверхности и т. д.

Тестирование подхода к измерению спектров высот волн с БПЛА проведено в натуральных экспериментах на акватории Чёрного моря в районе океанографической платформы МГИ РАН близ п. Кацивели (Крым) в 2015 г. Для верификации метода использовались синхронные измерения возвышений волн с помощью решётки струнных волнографов, установленных на платформе. Сопоставление спектров волн, восстановленных по фотографиям солнечного блика с БПЛА, с данными контактных измерений волн с платформы показало их хорошее взаимное соответствие как по уровню и форме спектров волновых чисел возвышений волн, так и по угловому распределению энергии в двумерных спектрах. Результаты эксперимента продемонстрировали эффективность применения БПЛА для измерения и исследования/мониторинга эволюции поля поверхностных волн как в прибрежных акваториях, так и в открытом океане при использовании БПЛА с борта судна. Мы полагаем, что использование БПЛА типа мультикоптеров может занять важную нишу в исследованиях морского волнения в качестве альтернативы использованию существенно более дорогих пилотируемых летательных аппаратов.

Авторы выражают благодарность Е. В. Скибе, В. Е. Смолу и Ю. Ю. Юровскому за помощь в обработке исходных изображений и предоставлении данных *in situ*. Работы на платформе проводились в рамках государственного задания № 827-2014-0010. Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (грант № 15-17-20020, «Динамика верхнего слоя океана по данным спутниковых радиолокационных и оптических измерений»). Авторы признательны рецензенту за многочисленные замечания, устранение которых привело к улучшению качества статьи.

Литература

1. *Большаков А. Н., Бурдюгов В. М., Гродский С. А., Кудрявцев Е. Н.* Определение спектра энергонесущих поверхностных волн по изображению солнечного блика // *Исследование Земли из космоса*. 1988. № 5. С. 11–18.
2. *Большаков А. Н., Бурдюгов В. М., Гродский С. А., Кудрявцев В. Н., Проценко В. Г.* Определение спектра энергонесущих поверхностных волн по изображению солнечного блика. Сопоставление с контактными данными // *Исследование Земли из космоса*. 1990. № 1. С. 20–27.
3. *Бондур В. Г., Мурынин А. Б.* Методы восстановления спектров морского волнения по спектрам аэрокосмических изображений // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 6. С. 3–14.
4. *Бондур В. Г., Дулов В. А., Мурынин А. Б., Юровский Ю. Ю.* Исследование спектров морского волнения в широком диапазоне длин волн по спутниковым и контактными данным // *Исследование Земли из космоса*. 2016. № 1–2. С. 7–24.
5. *Лулян Е. А.* Восстановление углового распределения энергии в двумерном спектре возвышений морской поверхности по её оптическому изображению // *Исследование Земли из космоса*. 1988. № 3. С. 31–35.
6. *Шулейкин В. В.* Физика моря. М.: Изд-во АН СССР, 1941. 833 с.
7. *Юровская М. В., Кудрявцев В. Н., Шапрон Б., Дулов В. А.* Интерпретация оптических спутниковых изображений Чёрного моря в зоне солнечного блика // *Морской гидрофизический журнал*. 2014. № 4. С. 68–82.
8. *Apel J. R., Byrne H. M., Proni J. R., Charnell R. L.* Observation of oceanic internal and surface waves from the Earth Resources Technology Satellite // *J. Geophysical Research*. 1975. V. 80. P. 865–881.
9. *Barber N. F.* Finding the direction of sea waves // *Nature*. 1954. V. 174. P. 1048–1050.

10. Bréon F. M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geophysical Research. 2006. V. 111. C06005. DOI:10.1029/2005JC003343.
11. Cox C., Munk W. Statistics of the sea surface derived from sun glitter // J. Marine Research. 1954. V. 13. No. 2. P. 199–227.
12. Cox C., Munk W. Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter // Bull. Scripps Institution of Oceanography. 1956. V. 6. No. 9. P. 401–488.
13. Gelpi C. G., Schuraytz B. C., Husman M. E. Ocean wave height spectra computed from high-altitude, optical, infrared images // J. Geophysical Research. 2001. V. 106. No. C12. P. 31403–31413.
14. Hennings I., Matthews J., Metzner M. Sun glitter radiance and radar cross-section modulations of the sea bed // J. Geophysical Research. 1994. V. 99. No. C8. P. 16303–16326.
15. Kudryavtsev V., Myasoedov A., Chapron B., Johannessen J., Collard F. (2012a) Joint sun-glitter and radar imagery of surface slicks // Remote Sensing Environment. 2012. V. 120. P. 123–132. DOI:10.1016/j.rse.2011.06.029.
16. Kudryavtsev V., Myasoedov A., Chapron B., Johannessen J., Collard F. (2012b) Imaging meso-scale upper ocean dynamics using SAR and optical data // J. Geophysical Research: Oceans. 2012. V. 117. C04029. DOI:10.1029/2011JC007492.
17. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017a) Sun glitter imagery of ocean surface waves: Part 1. Directional spectrum retrieval and validation // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 2. P. 1369–1383. DOI:10.1002/2016JC012425.
18. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017b) Sun glitter imagery of surface waves. Part 2: Waves transformation on ocean currents // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 2. P. 1384–1399. DOI:10.1002/2016JC012426.
19. Monaldo F. M., Kasevich R. S. Daylight imagery of ocean surface waves for wave spectra // J. Physical Oceanography. 1982. V. 11. P. 272–283.
20. Yurovsky Yu. Yu., Kudryavtsev V. N., Grodsky S. A., Chapron B. Ka-band dual co-polarized empirical model for the sea surface radar cross-section // IEEE Trans. Geosciences Remote Sensing. 2016. V. 55. No. 3. P. 1629–1647. DOI:10.1109/TGRS.2016.2628640.

Field measurements of the sea surface wave spectrum from photos of sunglitter taken from drone

M. V. Yurovskaya¹, V. N. Kudryavtsev^{1,2}, A. S. Shirokov², I. Yu. Nadolya²

¹ Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia
E-mail: mvkosnik@gmail.com

² Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg 195196, Russia
E-mail: kudr@rshu.ru

Measurements from unmanned aerial vehicles (drones) are increasingly demanded in various applications to monitor the environment using remote sensing technique. This paper describes the technique for retrieval the two-dimensional wavenumber spectrum of the surface waves from drone sunglitter imagery. Technical features of using drones for the sea surface photographing are discussed and recommendations for measurement conducting are given. The sea surface elevation spectrum is derived from the brightness variations with use of a linear transfer function defined from smooth shape of the sunglitter. The method advantage consists in the absence of any additional assumptions about the shape of the reconstructed spectrum, the sky brightness, sea surface slope distribution, etc. A step-by-step algorithm for image processing is presented. The technique was tested during the field experiments around the Black Sea Platform (Katsiveli, Crimea) under various wind and wave conditions. Comparison between the surface wave spectra derived from the drone-borne sunglitter photographs with the wave spectra measured synchronously with the wave gauge on the platform has demonstrated rather good agreement. Results of this study indicate a potential efficiency of drones for investigation of the surface wave field.

Keywords: sunglitter, wind waves, wave spectrum, drone, field study

References

1. Bolshakov A. N., Burdyugov V. M., Grodskiy S. A., Kudryavtsev V. N., Opredelenie spektra energonesushchikh poverkhnostnykh voln po izobrazheniyu solnechnogo blika (Determination of energy spectrum of surface waves on the image of the solar flare), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 1988, No. 5, pp. 11–18.
2. Bolshakov A. N., Burdyugov V. M., Grodskiy S. A., Kudryavtsev V. N., Proshchenko V. G., Spectra of energy-carrying surface-waves using solar highlight images — comparison with in-situ data, *Earth Observations and Remote Sensing*, 1990, Vol. 8, pp. 29–40.
3. Bondur V. G., Murynin A. B., Methods for retrieval of sea wave spectra from aerospace image spectra, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, No. 9, pp. 877–887, DOI:10.1134/S0001433816090085.
4. Bondur V. G., Dulov V. A., Murynin A. B., Yurovsky Yu. Yu., A study of sea-wave spectra in a wide wavelength range from satellite and in-situ data, *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, Vol. 52, No. 9, pp. 888–903, DOI:10.1134/S0001433816090097.
5. Loupian E. A., Reconstructing the angular energy distribution in the 2D-spectrum of the rough sea surface from its optical imagery, *Issledovaniye Zemli iz Kosmosa*, 1988, No. 3, pp. 31–35.
6. Shuleikin V. V., *Fizika moria* (Marine physics), Moscow: Izd. AN SSSR, 1941, 833 p.
7. Yurovskaya M. V., Kudryavtsev V. N., Chapron B., Dulov V. A., Interpretatsiya opticheskikh sputnikovykh izobrazheniy Chernogo morya v zone solnechnogo blika (Interpretation of the Black Sea optical satellite images in sun glitter area), *Morskoy Gidrofizicheskiy Zhurnal (Marine Hydrophysical Journal)*, 2014, No. 4, pp. 68–82.
8. Apel J. R., Byrne H. M., Proni J. R., Charnell R. L., Observation of oceanic internal and surface waves from the Earth Resources Technology Satellite, *J. Geophys. Res.*, 1975, Vol. 80, pp. 865–881.
9. Barber N. F., Finding the direction of sea waves, *Nature*, 1954, Vol. 174, pp. 1048–1050.
10. Bréon F. M., Henriot N., Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions, *J. Geophys. Res.*, 2006, Vol. 111, C06005, DOI:10.1029/2005JC003343.
11. Cox C., Munk W., Statistics of the sea surface derived from sun glitter, *J. Marine Res.*, 1954, Vol. 13, No. 2, pp. 199–227.
12. Cox C., Munk W., Slopes of the sea surface deduced from photographs of sun glitter, *Bull. Scripps Inst. Oceanogr.*, 1956, Vol. 6, No. 9, pp. 401–488.
13. Gelpi C. G., Schuraytz B. C., Husman M. E., Ocean wave height spectra computed from high-altitude, optical, infrared images, *J. Geophys. Res.*, 2001, Vol. 106, No. C12, pp. 31403–31413.
14. Hennings I., Matthews J., Metzner M., Sun glitter radiance and radar cross-section modulations of the sea bed, *J. Geophys. Res.*, 1994, Vol. 99, No. C8, pp. 16303–16326.
15. Kudryavtsev V., Myasoedov A., Chapron B., Johannessen J., Collard F., Joint sun-glitter and radar imagery of surface slicks, *Remote Sens. Environ.*, 2012, Vol. 120, pp. 123–132, DOI:10.1016/j.rse.2011.06.029.
16. Kudryavtsev V., Myasoedov A., Chapron B., Johannessen J., Collard F., Imaging meso-scale upper ocean dynamics using SAR and optical data, *J. Geophys. Res.: Oceans*, 2012, Vol. 117, C04029, DOI: 10.1029/2011JC007492.
17. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C., Sun glitter imagery of ocean surface waves: Part 1. Directional spectrum retrieval and validation, *J. Geophys. Res.: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 2, pp. 1369–1383, DOI:10.1002/2016JC012425.
18. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C., Sun glitter imagery of surface waves. Part 2: Waves transformation on ocean currents, *J. Geophys. Res.: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 2, pp. 1384–1399, DOI:10.1002/2016JC012426.
19. Monaldo F. M., Kasevich R. S., Daylight imagery of ocean surface waves for wave spectra, *J. Phys. Oceanogr.*, 1982, Vol. 11, pp. 272–283.
20. Yurovsky Yu. Yu., Kudryavtsev V. N., Grodskiy S. A., Chapron B., Ka-band dual co-polarized empirical model for the sea surface radar cross-section, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2016, Vol. 55, No. 3, pp. 1629–1647, DOI:10.1109/TGRS.2016.2628640.