

Измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны с применением метода стереосъёмки

Н. А. Богатов, И. А. Капустин, А. А. Мольков, А. В. Ермошкин

*Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: eav@ipfran.ru*

Стереосъёмка морской поверхности — одно из эффективных средств дистанционного измерения параметров ветровых волн с длиной волны от полуметра и более. В настоящей статье предложен новый метод, использующий серию стереокадров для измерения поля скоростей коротких ветровых волн на профиле длинной энергонесущей волны. Представленный метод основывается на выделении характерных структур (гравитационно-капиллярных волн, обрушений, пены и т. п.) на длинной волне, определении их смещения между двумя соседними кадрами аналогично методике Particle Imaging Velocimetry и пересчёте смещений из координат кадра в трёхмерные координаты посредством проекции на профиль длинной волны, полученный с помощью стереосъёмки. Предложенный метод был успешно апробирован на данных стереосъёмки морской поверхности, проводимой в рамках научной экспедиции на стационарной океанографической платформе в Чёрном море в 2021 г. Полученные с помощью метода результаты находятся в хорошем согласии с существующими представлениями о ветровом волнении, а также с результатами контактных измерений. Экспериментально получена угловая зависимость спектра ветровой ряби и пространственный спектр ветрового волнения в широком диапазоне волновых чисел. Результаты вычисления скорости ветровой ряби продемонстрировали высокие значения коэффициента корреляции с возвышением морской поверхности, что говорит о модуляции скорости коротких волн орбитальными скоростями длинных волн. Оценены ошибки метода и перспективы для дальнейшего развития.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, ветровые волны, стереосъёмка, брэгговские волны, доплеровский сдвиг

Одобрена к печати: 12.04.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225

Введение

Измерение характеристик поверхностного волнения — классическая задача океанологии. Среди существующих методов особое внимание стоит уделить стереосъёмке, которая основана на синхронной регистрации изображения морской поверхности с помощью двух и более камер и последующей обработке стереоизображений с использованием алгоритмов для расчёта дальности до выбранного элемента морской поверхности по карте смещений (Banner et al., 1989; Venetazzo, 2006; Shemdin, Tran, 1992). Согласно литературным данным, метод стереосъёмки успешно применяется для измерения параметров волн с длиной волны от нескольких дециметров и более. Для корректного применения метода изображения должны содержать мелкомасштабные маркеры: гравитационно-капиллярные и капиллярные волны. Более мелкие маркеры природного происхождения на морской поверхности практически не встречаются, мелкие пузырьки, фито-, зоопланктон и взвесь распределены в приповерхностном слое. В связи с этим для получения спектральных характеристик гравитационно-капиллярных волн используют методы, основанные на восстановлении уклонов морской поверхности через характеристики яркости отражённого (Баханов и др., 2018; Косник, Дулов, 2010; Yurovskaia et al., 2013) или рассеянного (Мольков, Долин, 2012; Jähne et al., 2005) света взволнованной морской поверхностью. Однако, как будет показано далее, стереосъёмка морской поверхности с применением предложенной методики позволяет восстанавливать векторы скоростей коротких волн (ветровой ряби) по профилю длинной волны. Полученные

данные представляют интерес для задач зондирования морской поверхности с применением когерентных радаров сверхвысокочастотного (СВЧ) диапазона. Подавляющее большинство существующих радаров с реальной или синтезированной апертурой, устанавливаемых на авиационные или космические носители, работают именно в СВЧ-диапазоне радиоволн. Как известно, радиоволны, падающие на морскую поверхность под некоторыми углами, рассеиваются в противоположном направлении волнами, удовлетворяющими условию брэгговского резонанса (Valenzuela, 1978), и для СВЧ-диапазона радиоволн являются гравитационно-капиллярными волнами. Скорость данных волн, на которую влияют орбитальные скорости длинных волн, ветер и дрейф Стокса, а также течения, не связанные с ветром, определяет доплеровский сдвиг частоты принимаемой радиоволны (Chapron et al., 2005). В настоящее время разрабатываются теоретические и эмпирические модели для описания доплеровского сдвига, доступного для измерения когерентными радиолокационными и акустическими приборами (Ермошкин и др., 2020; Сергиевская и др., 2022; Chapron et al., 2005; Elyouncha et al., 2022; Ermoshkin, Kapustin, 2019; Ermoshkin et al., 2022; Yurovsky et al., 2019). Однако, как показывает анализ литературы, сравнение доплеровского сдвига с результатами прямых измерений скоростей волн Брэгга в натуральных условиях ранее не проводилось. В указанных работах используют алгебраическую сумму слагаемых, которая учитывает факторы, тем или иным образом влияющие на скорости волн Брэгга. В настоящей работе представлена разработанная методика измерения скоростей брэгговских волн, находящихся под влиянием различных гидродинамических процессов, и проведена её апробация в натуральных условиях.

Описание метода

В данном разделе изложен метод измерения скорости мелкомасштабных структур на профиле длинной волны с применением стереосъёмки. Общую структуру метода можно разделить на три этапа.

Первый этап представляет собой классический метод стереосъёмки с применением пары калиброванных фотокамер в режиме записи видео. Калибровка камер проводилась следующим образом. Вначале осуществлялась внутренняя калибровка каждой камеры отдельно, в ходе которой исправлялась дисторсия и рассчитывалась матрица внутренних параметров камеры. Далее, после установки камер на рабочую стойку осуществлялась внешняя калибровка стереосистемы. Данная калибровка проводилась каждый раз при сборке стереосистемы. В результате с использованием стандартных методов обработки стереопар для каждой пары кадров видеозаписей рассчитывались карты смещений и по ним вычислялись карты дальностей (трёхмерный профиль морской поверхности) в системе координат, привязанной к левой камере (Kaehler, Bradski, 2016). В настоящей работе используются три системы координат: система координат кадра I, J (i, j — индексы пикселя изображения); система координат камеры X_c, Y_c, Z_c с центром координат в фокальной точке левой камеры стереосистемы, ось Z_c совпадает с оптической осью камеры; итоговая система координат X, Y, Z , в которой плоскость X, Y совпадает с невозмущённым уровнем морской поверхности, ось Z направлена вверх. Чтобы перейти в систему координат, связанную с невозмущённой морской поверхностью, применялся следующий подход. Вначале трёхмерные профили морской поверхности, полученные со всех стереоизображений одной видеозаписи, интерполировались на равномерную сетку и усреднялись. Длительность видеозаписи должна быть больше нескольких периодов энергонесущих волн. В результате получалась средняя поверхность, которая приближённо считается невозмущённым уровнем морской поверхности. Полученная поверхность аппроксимируется уравнением плоскости:

$$aX + bY + cZ + d = 0.$$

После того как был рассчитан вектор расстояния от начала системы координат камеры до плоскости, а также углы между плоскостью и осями координат, вычислялись матрицы перемещения и поворота осей координат:

$$T = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ t_x & t_y & t_z & 1 \end{bmatrix}, \quad Rx = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & b_x & a_x & 0 \\ 0 & -a_x & b_x & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad Ry = \begin{bmatrix} b_y & 0 & -a_y & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ a_y & 0 & b_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}, \quad Rz = \begin{bmatrix} b_z & a_z & 0 & 0 \\ -a_z & b_z & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix},$$

где $a_{x,y,z} = \sin \alpha_{x,y,z}$; $b_{x,y,z} = \cos \alpha_{x,y,z}$; $\alpha_{x,y,z}$ — угол поворота вокруг соответствующей оси. Благодаря полученным матрицам результаты измерений пересчитывались из системы координат, привязанной к камере, в систему координат, связанную со средним уровнем морской поверхности. Итогом данного этапа стали профили морской поверхности в системе отсчёта, привязанной к левой камере, а также матрицы пересчёта системы координат, позволяющие осуществить переход к системе координат, привязанной к свободной морской поверхности. Профили представлены в виде матрицы векторов трёх координат x_c, y_c, z_c для каждого элемента i, j кадра, которые соответствуют точке на профиле длинной волны.

Второй этап имеет сходство с методом цифровой трассерной визуализации Particle Imaging Velocimetry (PIV) (Raffel et al., 2018). Поскольку результаты обработки на предыдущем этапе привязаны к левой камере в стереосистеме, дальнейшая обработка проводилась по кадрам именно с этой камеры с исправленной дисторсией и соответствующими преобразованиями. Для выделения структуры ветровой ряби к каждому кадру применялся фильтр на основе нерезкой маски. Алгоритм нерезкой маски заключается в вычитании из исходного изображения его размытой копии. Такой подход позволяет выделить области с локальным контрастом, в то время как достаточно равномерные области не будут отличаться от размытой копии. В данном случае использовалось размытие по Гауссу с небольшим радиусом, сопоставимым с размером ветровой ряби на изображении.

К обработанной последовательности кадров применялся кросскорреляционный анализ, позволяющий определить смещение выбранной области кадра для каждой пары соседних кадров. Величина и направление смещения в плоскости кадра определялись по соответствующему максимуму кросскорреляционной функции. Определение смещения именно ветровой ряби контролируется по яркостным характеристикам изображения, виду кросскорреляционной матрицы и скоростным параметрам. Таким образом, отсекались помехи от бликов, пены и других посторонних объектов. На данном этапе развития алгоритма параметры контроля подбирались индивидуально для каждого эксперимента. По результатам кросскорреляционного анализа для всех областей кадра формировалась зависимость поля смещений мелкомасштабной структуры на морской поверхности от времени в координатах кадра камеры. Стоит отметить, что выполнение описанных выше двух этапов может проводиться независимо и параллельно, что позволяет сократить время обработки.

На третьем этапе координаты перемещений ветровой ряби на морской поверхности, рассчитанные на втором этапе, пересчитывались из координат изображения (i, j) в координаты трёхмерного пространства (x_c, y_c, z_c), привязанные к левой камере стереосистемы. Для этого использовались трёхмерные профили морской поверхности, полученные на первом этапе. Чтобы перейти в систему координат, связанную с невозмущённой морской поверхностью, применялись матрицы трансформации, рассчитанные также на первом этапе. С учётом знания времени между кадрами и вектора перемещения ветровой ряби формировался искомый вектор скорости ветровой ряби. При необходимости вычисления направления движения энергонесущей поверхностной волны можно применить метод вейвлет-направления Wavelet Direction Method (WDM) (Donelan et al., 1996). Это позволяет получить проекции скорости ветровой ряби вдоль и поперёк длинной волны.

Натурный эксперимент

Рассматриваемый метод был опробован на сериях стереоизображений морской поверхности, полученных в рамках натуральных экспериментов со стационарной океанографической

платформы в Чёрном море в 2021 г. Для регистрации стереоизображений использовались две камеры Nikon 1 J5. Камеры располагались на горизонтальном стальном профиле, обеспечивающем необходимую жёсткость. Расстояние между оптическими осями объективов камер составляло 41 см. Стереосистема размещалась на высоте 5 м от морской поверхности и была ориентирована в нади́р.

Перед каждой съёмкой морской поверхности проводилась калибровка стереосистемы с помощью шахматного экрана (рис. 1). Данные записывались в режиме видео с разрешением 1920×1080 пикселей и частотой 60 Гц. Длительность одной записи составляла 30 с. Для совмещения двух видеопотоков использовалась звуковая система синхронизации. Для апробации алгоритма были выбраны реализации, в которых длинная волна была практически полностью покрыта ветровой рябью. Синхронизированные видеозаписи разбивались на кадры для каждой камеры. В результате полученные серии пар стереоизображений обрабатывались с использованием разработанного программного обеспечения, основанного на библиотеке Open CV (<https://opencv.org/>) и реализующего описанный выше метод. Также в обработке использовались кадры с калибровочными данными (шахматный экран).

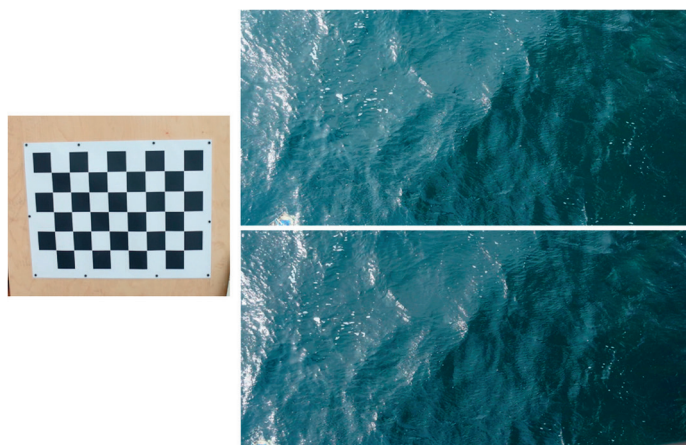


Рис. 1. Изображение шахматного экрана для калибровки стереосистемы и пример стереопары изображений морской поверхности

Во время проведения стереосъёмки осуществлялась непрерывная регистрация гидрометеорологических условий. Скорость и направление ветра, скорость и направление течения, возвышение морской поверхности регистрировались с помощью комплекса приборов, в который входили акустический анемометр WindSonic и метеостанция, акустический доплеровский профилограф скорости течения ADCP (*англ.* Acoustic Doppler Current Profiler) WorkHorse Monitor 1200 kHz, трёхканальный струнный волнограф, волноизмерительный буй DWR-G4. Также синхронно проводились измерения доплеровского сдвига частоты радиолокационного сигнала X-диапазона с помощью когерентной радиолокационной станции MRS-1000. Средняя скорость ветра во время эксперимента составляла 10,5 м/с, направление — 250° , течение наблюдалось слабое — 5 см/с, значимая высота волн — 36 см, период и направление энергонесущей волны — 2,7 с и 240° соответственно.

Результаты обработки

В результате обработки на первом этапе были получены наборы трёхмерных профилей морской поверхности для каждой пары стереоизображений. В качестве примера на рис. 2а (см. с. 220) приведён профиль морской поверхности, полученный по данным одной из стереопар. Используя набор профилей морской поверхности, уже на первом этапе можно рассчитать спектральные и статистические характеристики ветрового волнения.

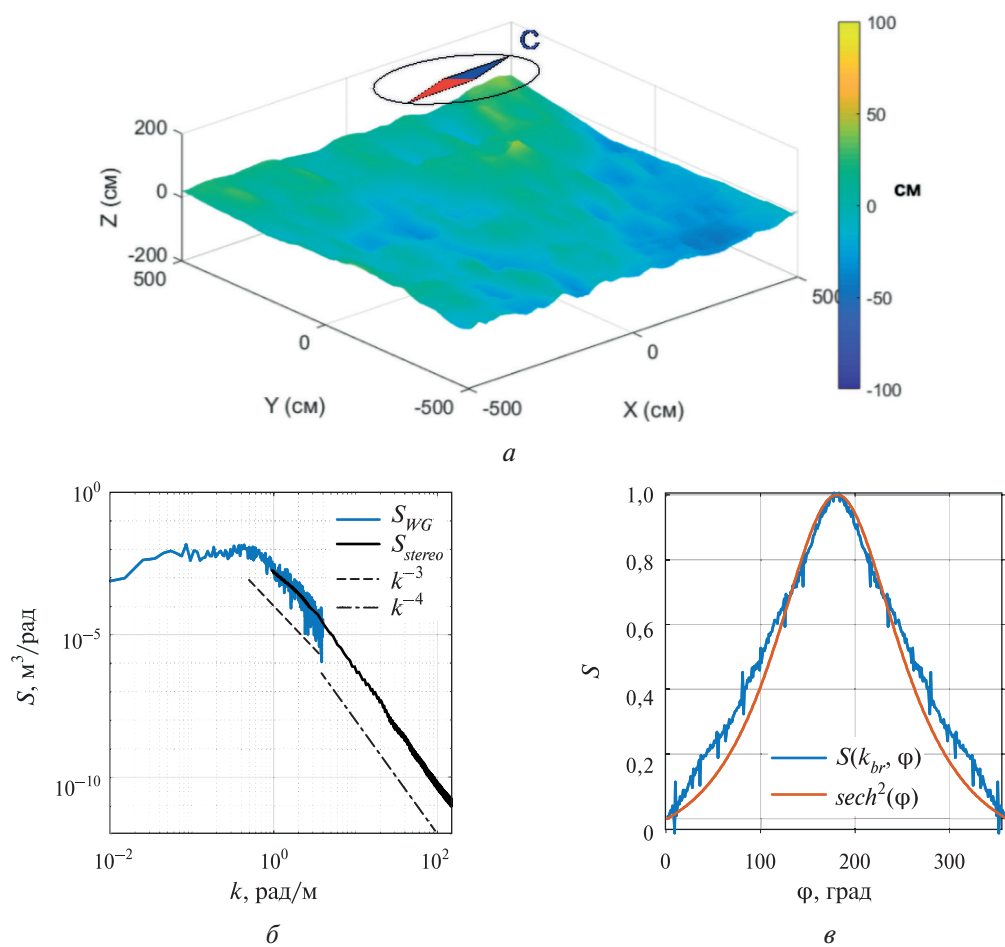


Рис. 2. Профиль морской поверхности, полученный по данным одной из стереопар (а); пространственный спектр волнения (б); угловой спектр Брэгговской ряби (в)

Несмотря на то, что область измерения в нашем случае меньше длины энергонесущей волны, для определения направления распространения можно использовать метод WDM при достаточной продолжительности временной последовательности профилей. С применением к набору профилей трёхмерного фурье-преобразования был получен пространственный спектр ветрового волнения, который дополняет в области больших волновых чисел результаты измерений трёхкомпонентным струнным волнографом (рис. 2б). Следует отметить, что с помощью метода стереосъёмки при данной конфигурации эксперимента высоты коротких ветровых волн с амплитудами менее 2 см не разрешаются. В связи с этим в области гравитационно-капиллярных волн с длинами волн порядка единиц сантиметров метод стереосъёмки неприменим, однако можно использовать фотоизображения морской поверхности для определения спектральных характеристик данной области спектра в относительных единицах. В результате спектральной обработки временной последовательности фотоизображений был получен нормированный угловой спектр сантиметровых волн (рис. 2в), который неплохо согласуется с часто используемым (например, в работе (Yurovsky et al., 2019)) приближением квадрата гиперболического секанса.

Результаты выделения структуры ветровой ряби на изображении с применением алгоритма на основе нерезкой маски приведены на рис. 3а (см. с. 221). На рис. 3б слева показана характерная область для определения скорости ветровой ряби, справа — смещение этой области на последующем кадре и кросскорреляционная функция между двумя кадрами. Размер области обработки выбирается исходя из характера поведения ветровой ряби и частоты кадров таким образом, чтобы изображение ветровой ряби в выбранном окне имело минимум трансформаций, кроме трансформации сдвига между кадрами.

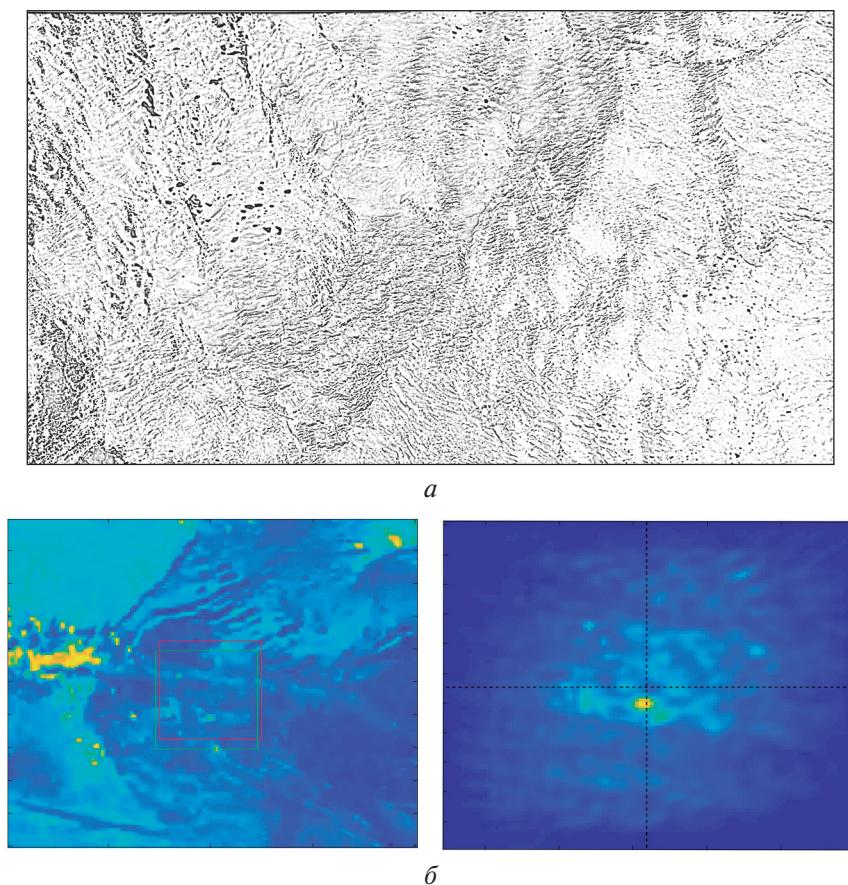


Рис. 3. Изображение мелкомасштабной структуры на морской поверхности после применения фильтра нерезкой маски (а). Пример кросскорреляционного анализа для обработки одной области на изображении (б): *слева* — участок изображения морской поверхности с отмеченной областью обработки, а также её смещения со следующего кадра; *справа* — кросскорреляционная матрица

После проведения подобного анализа для всей области кадра вычисляется поле смещений ветровой ряби в координатах изображения. Стоит отметить, что помимо ветровой ряби на морской поверхности могут присутствовать и другие неоднородности сравнимого и большего масштаба, которые отсекались в процессе обработки по различным признакам (параметры яркости области, вид кросскорреляционной функции, скоростные характеристики и т.д.). На заключительном этапе смещение ряби в координатах кадра переводилось в трёхмерные координаты, привязанные к невозмущённой морской поверхности, и пересчитывалось в скорость.

В качестве результата работы алгоритма на рис. 4 (см. с. 222) приведены временные зависимости горизонтальной и вертикальной проекций скорости коротких ветровых волн, совмещённые с возвышением морской поверхности. Временные реализации построены для одной области из центра кадра. Направление горизонтальной проекции совпадает с направлением энергонесущей волны. Хорошо видно синфазное с возвышением поверхности поведение горизонтальной компоненты скорости (верхний график на рис. 4), при этом коэффициент корреляции K_{ZV_x} равен 0,66. Колебания вертикальной компоненты скорости коротких ветровых волн имеют фазовый сдвиг относительно колебаний поверхности на $\pi/2$. После применения преобразования Гильберта к вертикальной компоненте скорости (нижний график на рис. 4) коэффициент корреляции полученного результата с возвышением морской поверхности K_{ZV_z} равен 0,89. Такой результат находится в согласии с общеизвестной теорией ветрового волнения и демонстрирует модуляцию скорости ряби орбитальными скоростями энергонесущих волн. Различие коэффициентов корреляции K_{ZV_x} и K_{ZV_z} объясняется широким спектром ветрового волнения даже в области длинных волн.

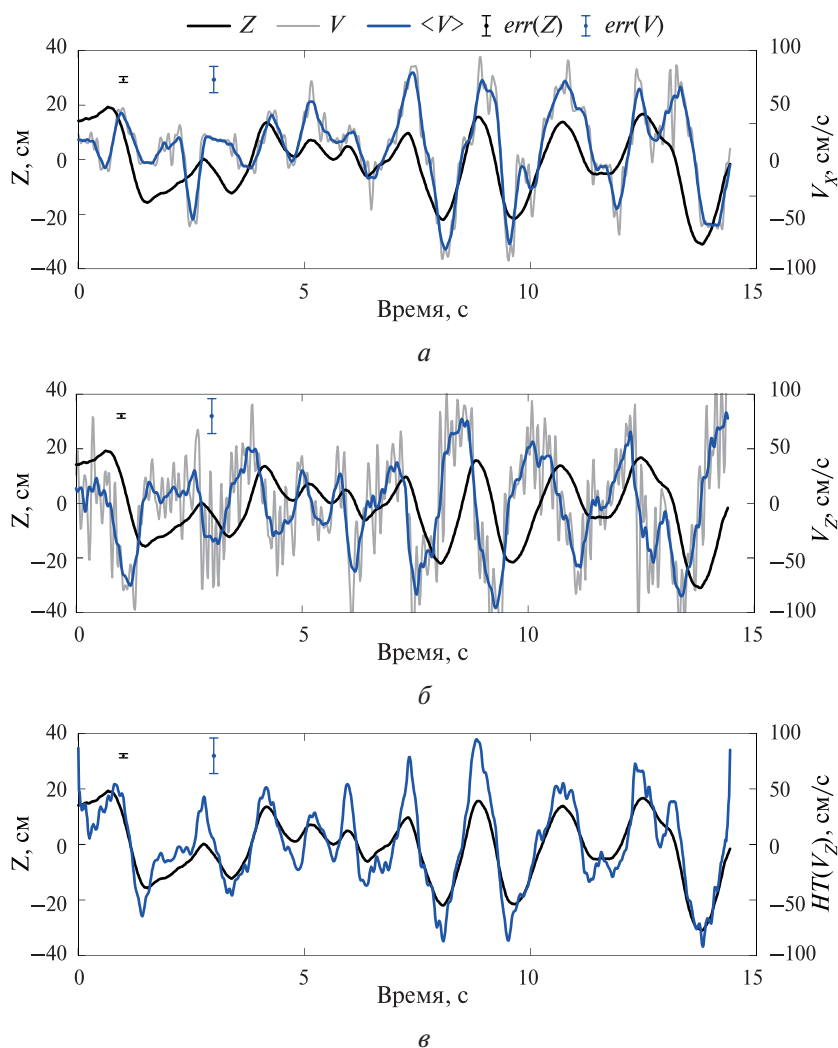


Рис. 4. Временные зависимости возвышения морской поверхности (чёрная линия), горизонтальной и вертикальной компонент скорости коротких ветровых волн (синяя линия на рис. 4а и б соответственно); преобразование Гильберта вертикальной компоненты скорости (синяя линия на рис. 4в). На графиках приведены ошибки в определении возвышения морской поверхности (чёрный символ) и скорости (синий символ)

Обсуждение

В данном разделе оценены основные ошибки предложенного метода и перспективы его дальнейшего развития. Прямые измерения погрешности определения скорости ветровой ряби крайне затруднительны даже в лабораторных условиях, что связано в первую очередь с нерегулярностью ветрового волнения, а также с отсутствием инструментальной возможности непосредственного измерения её скорости.

Основные ошибки определяются ограничениями метода стереосъёмки и техническими характеристиками используемой аппаратуры. При используемой базе (расстояние между камерами) 41 см и дистанции до морской поверхности 5 м, с учётом её изменения не более ± 1 м, ошибка в измерении профиля трёхмерной волны составляет ± 2 см и связана с разрешающей способностью данной стереосистемы. Ошибка измерения горизонтальной компоненты скорости ветровой ряби зависит непосредственно от разрешения камеры (минимальное регистрируемое смещение элемента — 1 пиксель) и расстояния до измеряемой области. В данном случае ошибка составляет ± 9 см/с. Наибольшая ошибка наблюдается при измерении вертикальной компоненты скорости ветровой ряби, которая пропорциональна погрешности стерео-

осистемы. Расчётная погрешность при использовании фильтра низких частот, применяемого для её минимизации, составила ± 16 см/с.

Для увеличения точности предложенного метода необходимо использование камер с более высоким разрешением, а также частотой кадров. К повышению точности приведёт увеличение базы стереосистемы с ограничениями, связанными со стереосъёмкой морской поверхности с близкого расстояния. В качестве развития метода возможно проведение лабораторного эксперимента в контролируемых условиях, результаты которого позволят оптимизировать параметры системы и представленные алгоритмы.

Заключение

В настоящей работе продемонстрирована техническая реализация нового метода определения скорости мелкомасштабной ветровой ряби. Полученные результаты носят предварительный характер. Для итогового результата требуется решить ряд проблем, связанных как с технической стороной (качество изображения с камеры), так и с программной (увеличение точности, уменьшение шума). Кроме того, съёмка с близкого расстояния, необходимого для разрешения ряби имеющимися техническими средствами, накладывает ограничения на возможность получения трёхмерного профиля морской поверхности. На данный момент хорошие результаты удалось получить только в условиях, когда ветровая рябь покрывает почти все участки морской поверхности. Кроме того, помехи создавали солнечные блики достаточной большой площади и области затенения участка морской поверхности платформой. Несмотря на все сложности, данный метод показал свою эффективность и потенциал для дальнейшего развития. В частности, полученные результаты могут быть применены для моделирования доплеровских сдвигов частоты радиоволн, исследования гидродинамической модуляции коротких волн в поле длинных волн и к другим приложениям в задачах изучения ветрового волнения.

Работа выполнена при поддержке гранта Российского научного фонда № 20-77-10081.

Литература

1. Баханов В. В., Демакова А. А., Кориненко А. Е., Рябкова М. С., Титов В. И. Оценка спектров ветровых волн с длинами от сантиметров до метра по изображениям поверхности моря // Морской гидрофиз. журн. 2018. Т. 34. № 3. С. 192–205. DOI: 10.22449/0233-7584-2018-3-192-205.
2. Ермошкин А. В., Капустин И. А., Мольков А. А., Богатов Н. А. Определение скорости течения на морской поверхности доплеровским радиолокатором X-диапазона // Фундам. и приклад. гидрофизика. 2020. Т. 13. № 3. С. 93–103. DOI: 10.7868/S2073667320030089.
3. Косник М. В., Дулов В. А. Двумерные пространственные спектры коротких ветровых волн в природных условиях // Экол. безопасность прибреж. и шельфовой зон и комплекс. использование ресурсов шельфа. 2010. Т. 21. С. 103–116.
4. Мольков А. А., Долин Л. С. Определение характеристик ветрового волнения по подводному изображению морской поверхности // Изв. Российской акад. наук. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 5. С. 617–630.
5. Сергеевская И. А., Ермаков С. А., Плотников Л. М., Капустин И. А., Ермошкин А. В. Об определении скоростей течений при микроволновом зондировании морской поверхности при умеренных углах падения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 2. С. 212–222. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-212-222.
6. Banner M., Jones S., Trinder J. Wavenumber spectra of short gravity waves // J. Fluid Mechanics. 1989. V. 198. P. 321–344. DOI: 10.1017/S0022112089000157.
7. Benetazzo A. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences // Coastal Engineering. 2006. V. 53. No. 12. P. 1013–1032. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2006.06.012.
8. Chapron B., Collard F., Ardhuin F. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // J. Geophysical Research. 2005. V. 110. Art. No. C07008. DOI: 10.1029/2004JC002809.
9. Donelan M. A., Drennan W. M., Magnusson A. K. Nonstationary analysis of the directional properties of propagating waves // J. Physical Oceanography. 1996. V. 26(9). P. 1901–1914. DOI: 10.1175/1520-0485(1996)026<1901:NAOTDP>2.0.CO;2.

10. Elyouncha A., Eriksson L. E. B., Romeiser R., Ulander L. M. H. Empirical Relationship Between the Doppler Centroid Derived From X-Band Spaceborne InSAR Data and Wind Vectors // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2022. V. 60. P. 1–20. DOI: 10.1109/TGRS.2021.3066106.
11. Ermoshkin A., Kapustin I. Estimation of the wind-driven wave spectrum using a high spatial resolution coherent radar // Russian J. Earth Sciences. 2019. V. 19. Art. No. ES1005. DOI: 10.2205/2019ES000662.
12. Ermoshkin A. V., Kosteev D. A., Ponomarenko A. A., Razumov D. A., Salin M. B. Surface Waves Prediction Based on Long-Range Acoustic Backscattering in a Mid-Frequency Range // J. Marine Science and Engineering. 2022. V. 10. No. 6. Art. No. 722. DOI: 10.3390/jmse10060722.
13. Jähne B., Schmidt M., Rocholz R. Combined optical slope/height measurements of short wind waves: principle and calibration // Measurement Science and Technology. 2005. V. 16. No. 10. P. 1937–1944. DOI: 10.1088/0957-0233/16/10/008.
14. Kaehler A., Bradski G. Learning OpenCV 3: Computer Vision in C++ with the OpenCV. O'Reilly Media, Inc., 2016. 1024 p.
15. Raffel M., Willert C. E., Scarano F., Kähler C. J., Wereley S. T., Kompenhans J. Particle Image Velocimetry: A Practical Guide. Springer, 2018. 695 p.
16. Shemdin O., Tran H. Measuring Short Surface Waves with Stereography // Photogrammetric Engineering and Remote Sensing. 1992. V. 58. P. 311–316.
17. Valenzuela G. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — a review // Boundary Layer Meteorology. 1978. V. 13. P. 61–85.
18. Yurovskaya M., Dulov V., Chapron B., Kudryavtsev V. Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography // J. Geophysical Research. 2013. V. 118. No. 9. P. 4380–4394. DOI: 10.13140/2.1.1685.6641.
19. Yurovsky Y. Yu., Kudryavtsev V. N., Grodsky S. A., Chapron B. Sea Surface Ka-Band Doppler Measurements: Analysis and Model Development // Remote Sensing. 2019. V. 11. Art. No. 839. DOI: 10.3390/rs11070839.

Retrieval of wind ripple speed from stereo imagery of sea surface

N. A. Bogatov, I. A. Kapustin, A. A. Molkov, A. V. Ermoshkin

*Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia
E-mail: eav@ipfran.ru*

Stereo imagery of the sea surface is one of the most effective tools for remote sensing wind waves with lengths of half a meter or more. In this paper, we propose a new method for using a series of stereo images to reconstruct the wind ripple velocity field on a long surface wave profile. The presented method is based on detecting characteristic structures on the sea surface (short wind waves, breaking waves, foam, etc.), determining their displacement between two adjacent frames (similarly to the Particle Imaging Velocimetry — PIV method), and recalculating estimated displacement from frame coordinates into three-dimensional Earth coordinates through projection onto a long wave profile obtained using stereo pairs. The test results on the data of stereo imagery of the sea surface carried out from a stationary oceanographic platform in the Black Sea in 2021 are presented in this paper too. The results obtained with the help of the method are in good agreement with the existing ideas about wind waves, as well as with the results of contact measurements. The angular dependence of the wind ripple spectrum and the spatial spectrum of wind waves in a wide range of wave numbers have been experimentally obtained. The results of calculating the wind ripple velocity demonstrated high values of the correlation coefficient with the elevation of the sea surface, which indicates the modulation of the velocity of short waves by the orbital velocities of long waves. The errors of the method and prospects for further development are evaluated.

Keywords: remote sensing, sea roughness, wind waves, stereo imagery, Bragg waves, Doppler shift

Accepted: 12.04.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225

References

1. Bakhanov V. V., Demakova A. A., Korinenko A. E., Titov V. I., Ryabkova M. S., Estimation of wind wave spectra with centimeters-to-meter lengths by the sea surface images, *Physical Oceanography*, 2018, Vol. 25, No 3, pp. 177–190, DOI: 10.22449/1573-160X-2018-3-177-190.
2. Ermoshkin A. V., Kapustin I. A., Molkov A. A., Bogatov N. A., Determination of the Sea Surface Current by a Doppler X-Band Radar, *Fundamental and Applied Hydrophysics*, 2020, Vol. 13, No. 3, pp. 93–103 (in Russian), DOI: 10.7868/S2073667320030089.
3. Kosnik M. V., Dulov V. A., Two-dimensional spatial spectra of short wind waves under natural conditions, *Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoi i shel'fovoi zon i kompleksnoe ispol'zovanie resursov shel'fa*, 2010, Vol. 21, pp. 103–116 (in Russian).
4. Molkov A. A., Dolin L. S., Determination of wind roughness characteristics based on an underwater image of the sea surface, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2012, Vol. 48, No. 5, pp. 552–564, DOI: 10.1134/S0001433812050088.
5. Sergievskaya I. A., Ermakov S. A., Plotnikov L. M., Kapustin I. A., Ermoshkin A. V., On the estimation of surface current velocities from microwave sea surface measurements at moderate incidence angles, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2022, Vol. 19, No. 2, pp. 212–222 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-2-212-222.
6. Banner M., Jones S., Trinder J., Wavenumber spectra of short gravity waves, *J. Fluid Mechanics*, 1989, Vol. 198, pp. 321–344, DOI: 10.1017/S0022112089000157.
7. Benetazzo A., Measurements of short water waves using stereo matched image sequences, *Coastal Engineering*, 2006, Vol. 53, No. 12, pp. 1013–1032, DOI: 10.1016/j.coastaleng.2006.06.012.
8. Chapron B., Collard F., Ardhuin F., Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation, *J. Geophysical Research*, 2005, Vol. 110, Art. No. C07008, DOI: 10.1029/2004JC002809.
9. Donelan M. A., Drennan W. M., Magnusson A. K., Nonstationary analysis of the directional properties of propagating waves, *J. Physical Oceanography*, 1996, Vol. 26(9), pp. 1901–1914, DOI: 10.1175/1520-0485(1996)026<1901:NAOTDP>2.0.CO;2.
10. Elyouncha A., Eriksson L. E. B., Romeiser R., Ulander L. M. H., Empirical Relationship Between the Doppler Centroid Derived From X-Band Spaceborne InSAR Data and Wind Vectors, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2022, Vol. 60, pp. 1–20, DOI: 10.1109/TGRS.2021.3066106.
11. Ermoshkin A., Kapustin I., Estimation of the wind-driven wave spectrum using a high spatial resolution coherent radar, *Russian J. Earth Sciences*, 2019, Vol. 19, Art. No. ES1005, DOI: 10.2205/2019ES000662.
12. Ermoshkin A. V., Kosteev D. A., Ponomarenko A. A., Razumov D. A., Salin M. B., Surface Waves Prediction Based on Long-Range Acoustic Backscattering in a Mid-Frequency Range, *J. Marine Science and Engineering*, 2022, Vol. 10, No. 6, Art. No. 722, DOI: 10.3390/jmse10060722.
13. Jähne B., Schmidt M., Rocholz R., Combined optical slope/height measurements of short wind waves: principle and calibration, *Measurement Science and Technology*, 2005, Vol. 16, No. 10, pp. 1937–1944, DOI: 10.1088/0957-0233/16/10/008.
14. Kaehler A., Bradski G., *Learning OpenCV 3: Computer Vision in C++ with the OpenCV*, O'Reilly Media, Inc., 2016, 1024 p.
15. Raffel M., Willert C. E., Scarano F., Kähler C. J., Wereley S. T., Kompenhans J., *Particle Image Velocimetry: A Practical Guide*, Springer, 2018, 695 p.
16. Shemdin O., Tran H., Measuring Short Surface Waves with Stereography, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1992, Vol. 58, pp. 311–316.
17. Valenzuela G., Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — a review, *Boundary Layer Meteorology*, 1978, Vol. 13, pp. 61–85.
18. Yurovskaya M., Dulov V., Chapron B., Kudryavtsev V., Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography, *J. Geophysical Research*, 2013, Vol. 118, No. 9, pp. 4380–4394, DOI: 10.13140/2.1.1685.6641.
19. Yurovsky Y. Yu., Kudryavtsev V. N., Grodsky S. A., Chapron B., Sea Surface Ka-Band Doppler Measurements: Analysis and Model Development, *Remote Sensing*, 2019, Vol. 11, Art. No. 839, DOI: 10.3390/rs11070839.