

## Восстановление скоростей поверхностных течений и их сдвигов по данным судовых радиолокаторов X- и Ka-диапазонов

А. Е. Кориненко <sup>✉</sup>, В. В. Малиновский

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия  
<sup>✉</sup> korinenko.alex@yandex.ru

Поступила в редакцию 04.07.2025; одобрена после рецензирования 05.08.2025;  
принята к публикации 10.11.2025.

### Аннотация

**Цель.** Развитие методики восстановления вектора скорости поверхностного течения и определение его вертикального сдвига по радиолокационным изображениям морской поверхности, полученным при малых углах скольжения в широком диапазоне метеорологических условий, – цель настоящего исследования.

**Методы и результаты.** Представленные результаты получены в ходе комплексных натурных исследований на Черноморском гидрофизическом подспутниковом полигоне Морского гидрофизического института. В экспериментах использовались когерентные радиолокационные станции MRS-1011 (X-диапазон) и MRS-3000 (Ka-диапазон), которые размещались на стационарной океанографической платформе и работали в режиме кругового обзора на горизонтальной поляризации передачи/приема сигнала. Наблюдение морской поверхности осуществлялось при скользких углах зондирования. Одновременно с радиолокационной съемкой проводился комплекс измерений на океанографической платформе, который включал регистрацию модуля скорости и направления течений на различных горизонтах, возвышений морской поверхности, измерение метеорологических параметров. Для восстановления вектора скорости поверхностного течения применялся метод кросс-спектрального анализа временных серий радиолокационных изображений. Этот подход позволяет построить дисперсионную кривую, а по ее деформации оценить скорость поверхностного течения. Коррекция алиасинга во второй зоне Найквиста расширила спектральный диапазон исследуемого волнения, что особенно важно для районов со слабыми течениями и при оценках вертикальных сдвигов скоростей течений.

**Выводы.** Подтверждена возможность использования навигационных радаров для определения вектора скорости течения в прибрежной зоне радиусом в несколько километров. Рассчитанные по радиолокационным данным амплитуды скоростей поверхностных течений в целом согласуются с величинами течений, измеренными акустическим доплеровским профилографом. Выполнены оценки вертикальных сдвигов течений в верхнем слое моря. Показано, что безразмерный сдвиг течения при умеренных и слабых ветрах является постоянной величиной, а с ростом скорости ветра уменьшается. Полученные результаты удовлетворительно согласуются с данными контактных измерений и опубликованными результатами других исследований.

**Ключевые слова:** дистанционное зондирование, радиолокационные изображения, морская поверхность, дисперсионное соотношение, скорость поверхностных течений, вертикальный сдвиг скорости течения, натурные измерения, алиасинг

**Благодарности:** исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 24-27-20105, <https://rscf.ru/project/24-27-20105>, и соглашения с Департаментом образования и науки г. Севастополя № 85 от 19.06.2024 г. Авторы благодарны В. Н. Кудрявцеву, которому принадлежит идея определения вертикального сдвига скорости течения по радиолокационным данным и алгоритм для ее реализации.

© Кориненко А. Е., Малиновский В. В., 2026

Для цитирования: Кориненко А. Е., Малиновский В. В. Восстановление скоростей поверхностных течений и их сдвигов по данным судовых радиолокаторов X- и Ka-диапазонов // Морской гидрофизический журнал. 2026. Т. 42, № 1. С. 37–52. EDN FPIQLO.

Original article

## Retrieval of Surface Current Velocities and their Shears Using the Shipborne X- and Ka-Band Radar Data

A. E. Korinenko ✉, V. V. Malinovsky

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia

✉ korinenko.alex@yandex.ru

### Abstract

**Purpose.** The purpose of the study is to develop a method for retrieving the surface current velocity vector and determining its vertical shear from the sea surface radar images obtained at low grazing angles under a wide range of meteorological conditions.

**Methods and Results.** The presented results were obtained during the comprehensive field experiments conducted at the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon of Marine Hydrophysical Institute. The experiments included application of coherent marine radar systems *MRS-1011* (X band) and *MRS-3000* (Ka band) which were deployed at the stationary oceanographic platform and operated in a circular scanning mode with horizontal transmit/receive polarization. Sea surface observations were carried out at the grazing incidence angles. Radar imaging was simultaneously accompanied by a set of field measurements at the platform which included recording of both the current velocity magnitude and direction at different depths and the sea surface elevations, as well as the measurements of meteorological parameters. The surface current velocity vector was retrieved using a cross-spectral analysis of the time series of radar images. This approach enables one to construct a dispersion curve whose deformation is used to estimate the surface current velocity. Aliasing correction in the second Nyquist zone expanded the spectral range of the analyzed wave field that is particularly important for the regions with weak currents and in assessing the vertical shear of current velocities.

**Conclusions.** The feasibility of applying the navigation radars to determine the current velocity vector in the coastal zone within a radius of several kilometers has been confirmed. The surface current velocity amplitudes calculated using the radar data generally agree with the values resulted from the current measurements by an acoustic Doppler current profiler. The vertical current shears in the upper ocean layer were assessed. It is shown that under weak and moderate winds, the dimensionless current shear remains constant, and at the growing wind speed, it decreases. The obtained results are in satisfactory agreement both with the field measurement data and the previously published studies.

**Keywords:** remote sensing, radar images, sea surface, dispersion relation, surface current velocity, vertical shear of current velocity, field measurements, aliasing

**Acknowledgements:** The study was supported by the Russian Science Foundation grant No. 24-27-20105 (<https://rscf.ru/project/24-27-20105>), and the Agreement with the Department of Education and Science of Sevastopol No. 85 dated June 19, 2024. The authors are grateful to V. N. Kudryavtsev who proposed the method for determining the vertical shear of current velocity using the radar data and developed the algorithm for its implementation.

**For citation:** Korinenko, A.E. and Malinovsky, V.V. 2026. Retrieval of Surface Current Velocities and their Shears Using the Shipborne X- and Ka-Band Radar Data. *Physical Oceanography*, 33(1), pp. 33-47.

### Введение

Исследование поверхностных течений имеет важное значение для решения множества научных, экономических и экологических задач. Измерение модуля скорости и направления течений обычно осуществляется при помощи акустических доплеровских профилографов течений (*ADCP*) или лагранжевых

дрифтеров. Прибрежные акватории, характеризующиеся высокой пространственно-временной изменчивостью поверхностных течений, требуют комплексного подхода к мониторингу динамики вод [1]. В этой связи стандартные измерения обычно дополняются дистанционными. Наибольшее распространение в таких исследованиях получили высокочастотные радарные системы [2, 3] и радиолокационные станции (РЛС) сверхвысокочастотного диапазона [4, 5].

Современные судовые РЛС являются всепогодными устройствами, обладают высоким пространственным и временным разрешением. В зависимости от решаемых задач они могут быть установлены на морские платформы, суда или береговые сооружения. При работе в круговом режиме РЛС способны обеспечивать непрерывное радиолокационное покрытие морской акватории в радиусе до 10 км.

На формирование радиолокационных изображений морской поверхности существенно влияют модуляции рассеивающих элементов длинными поверхностно-гравитационными волнами и эффекты затенения, что в совокупности позволяет визуализировать волновую структуру поверхности.

Для восстановления скоростей поверхностных течений по данным навигационных РЛС используется трехмерное Фурье-преобразование последовательности РЛ-изображений. Этот подход позволяет построить дисперсионную кривую, а по ее деформации оценить скорость поверхностного течения [6]. Описанная методика успешно применяется в океанографических исследованиях уже более четырех десятилетий [4, 7–9] и реализована в коммерческой системе *WaMoS II* [10].

Исследования [8, 11, 12] подтвердили эффективность применения судовых навигационных радаров для мониторинга прибрежных течений на расстояниях до 7 км от береговой линии. Дальнейшее развитие радиолокационных технологий, в частности появление твердотельных когерентных РЛС СВЧ-диапазона, открыло новые перспективы в определении скоростей поверхностных течений через анализ доплеровских скоростей рассеивателей [13].

Помимо традиционных алгоритмов, использующих трехмерное Фурье-преобразование, в последнее время для определения скоростей поверхностных течений активно применяется кросс-спектральный анализ. Данный метод успешно использовался для оценки течений по спутниковым данным оптического диапазона [14, 15]. Эффективность кросс-спектрального метода оценки скоростей поверхностных течений по данным навигационных радаров продемонстрирована в [16].

Отметим, что судовые РЛС, например  $X$ -диапазона, позволяют получать информацию о средних скоростях течений в верхнем слое толщиной в несколько метров [8, 11, 12, 16].

Для изучения процессов, влияющих на интенсивность турбулентного перемешивания в приповерхностном слое, важной может оказаться информация о вертикальной структуре течений. Одной из немногих в данном направлении является работа [17], где приводятся восстановленные по данным судовой РЛС профили скоростей течений в слое 2–8 м.

Целью настоящей работы является развитие методики восстановления вектора скорости поверхностного течения [16] по радиолокационным данным

путем расширения спектрального диапазона исследуемого волнения во вторую зону Найквиста, а также ее применение для исследования и оценки вертикальных сдвигов скорости течения в верхнем слое моря.

### Условия проведения эксперимента и методика обработки данных

Натурный эксперимент проводился с августа по декабрь 2022–2024 гг. на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института (МГИ) РАН. Радиолокационные измерения выполнялись с использованием двух когерентных радиолокационных станций ближнего обзора с высоким разрешением по дальности – *MRS-1011* и *MRS-3000* (производитель АО НПФ «Микран», г. Томск). Технические характеристики РЛС представлены в таблице.

**Технические параметры РЛС**  
**Technical parameters of radar systems**

Характеристика / Parameter	РЛС / Radar Systems	
	<i>MRS-1011</i> (X-диапазон) / <i>MRS-1011 (X-band)</i>	<i>MRS-3000</i> (Ka-диапазон) / <i>MRS-3000 (Ka-band)</i>
Мощность излучения / Transmit power	не более 1 Вт / not more than 1 W	не более 250 мВт / not more than 250 mW
Длина волны / Wave length	3,2 см / 3.2 cm	0,8 см / 0.8 cm
Излучаемый сигнал / Transmitted signal	Непрерывный с линейно-частотной модуляцией / Continuous wave with linear-frequency modulation (LFM)	
Ширина диаграммы направленности в вертикальной/горизонтальной плоскостях / Antenna beamwidth in vertical/horizontal planes	30 град/1 град / 30°/1°	
Поляризация излучаемого/принимаемого сигнала / Transmit/receive polarization	Горизонтальная/горизонтальная / Horizontal/horizontal	
Режим работы / Operating mode	Круговой / Circular scanning	
Период вращения антенны ( $T_{RL}$ ) / Antenna rotation period ( $T_{RL}$ )	2,24 с / 2.24 s	2,53 с / 2.53 s

Радиолокаторы были установлены на океанографической платформе на высоте 14 м (*MRS-1011*) и 12,4 м (*MRS-3000*) над уровнем моря (рис. 1). В ходе эксперимента станции работали в режиме кругового обзора. Из-за особенностей расположения РЛС на платформе сектор обзора морской поверхности для *MRS-1011* составлял 55–315° географического азимута, для *MRS-3000* – 0–220° и 330–360°. В 2022 г. измерения проводились одновременно двумя радиолокационными станциями, а в 2023–2024 гг. использовалась только РЛС *MRS-3000*. Длительность радиолокационных измерений составляла не менее 5 мин, что соответствовало последовательности из 120 и более РЛ-изображений.

Для перевода условных единиц радиолокационного сигнала в абсолютные значения удельной эффективной площади рассеивания ( $УЭПР$ ,  $\sigma_0$ ) были использованы результаты, представленные в [18].



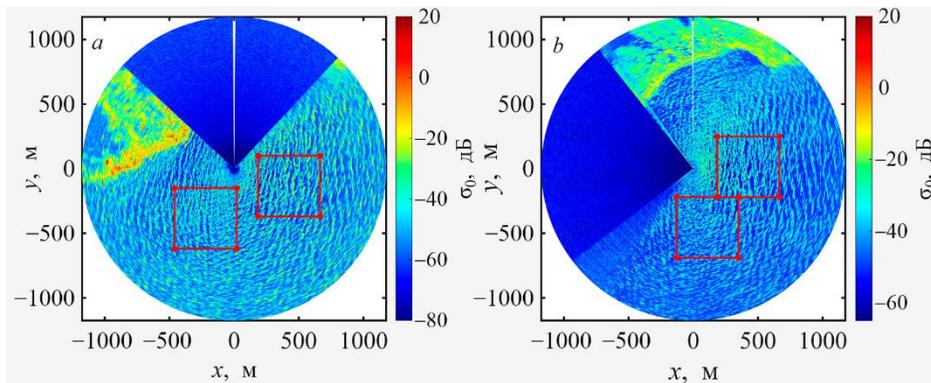
**Р и с. 1.** Стационарная океанографическая платформа Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института РАН: 1, 3 – MRS-1011 и MRS-3000 соответственно; 2 – метеорологический комплекс; 4 – струнный волнограф

**Fig. 1.** Stationary oceanographic platform of the Black Sea hydrophysical subsatellite polygon of Marine Hydrophysical Institute, RAS: 1, 3 – MRS-1011 and MRS-3000 radar systems, respectively; 2 – meteorological measurement system; 4 – string wave gauge

Скорость  $V$  и направление  $\varphi_V$  ветра регистрировались с помощью метеостанции *Davis Vantage Pro2 6152*, установленной на высоте 23 м над уровнем моря. Характеристики поверхностного волнения измерялись струнным волнографом. Обработка волнографических данных позволила получить частотные спектры возвышений морской поверхности, определить значения частот спектрального пика  $f_p$ , длин волн спектрального пика  $\lambda_p = g/(2\pi f_p^2)$ .

Скорость течения в 2024 г. измерялась с помощью акустического доплеровского профилографа течений серии *WHM1200* (рабочая частота 1200 кГц, производство *RDI* США). Прибор был установлен на дне на глубине 24 м в 50 м от платформы и ориентирован вертикально вверх. В результате измерений получены профили скоростей течений в слое толщиной 22 м с вертикальным разрешением 1 м. Временной интервал осреднения составлял 1 мин. Данные с ближних к поверхности горизонтов (менее 2 м) были исключены из анализа по причине значительных погрешностей, вызванных наличием пузырьков воздуха в приповерхностном слое (образуются при обрушении ветровых волн) и переотражением акустического сигнала от границы раздела вода – воздух.

Методика восстановления скорости поверхностного течения. В настоящей работе для восстановления скоростей поверхностных течений применяется метод кросс-спектрального анализа последовательностей радиолокационных изображений [16]. Для его использования последовательность радиолокационных изображений была преобразована из полярной системы координат на регулярную сетку с пространственным шагом  $\Delta x = \Delta y = 1$  м. На рис. 2 представлены фрагменты радиолокационных изображений, полученных 6 ноября 2022 г. с использованием двух РЛС. На изображениях отчетливо проявляется береговая линия Голубого залива. В момент измерений наблюдался восточный ветер со скоростью 16 м/с. Сплошной синий цвет на участках изображений обусловлен затенением элементами платформы – в этих секторах передатчик РЛС не включался. Красными квадратами на рис. 2 выделены участки изображений (размером  $470 \times 470$  м<sup>2</sup> каждый), которые использовались для восстановления скоростей поверхностных течений. Четко выраженная волновая структура, наблюдаемая на радиолокационных панорамах, является результатом модуляции рассеивающих элементов длинными поверхностно-гравитационными волнами [19, 20]. Это позволяет применять спектральные методы к анализу фрагментов радиолокационных панорам для определения спектрального состава и направления распространения волнения, а также оценки скоростей поверхностных течений.



**Р и с. 2.** Радиолокационные изображения морской поверхности, полученные с помощью *MRS-1011* (a) и *MRS-3000* (b). Яркость шкалы соответствует значениям удельной эффективной площади рассеяния морской поверхности

**F i g. 2.** Radar images of the sea surface obtained by *MRS-1011* (a) and *MRS-3000* (b). Brightness scale corresponds to the values of normalized radar cross section of the sea surface

Определим взаимный спектр (кросс-спектр)  $S_{i,i+1}(\mathbf{k})$  между двумя парами последовательных РЛ-изображений  $I_i$  и  $I_{i+1}$  ( $i = 1, 2, \dots, n-1$ ) и найдем среднее значение по всей совокупности из  $n-1$  кросс-спектров:

$$S_{ac}(\mathbf{k}) = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} S_{i,i+1}(\mathbf{k}). \quad (1)$$

Значимой кросс-спектральной характеристикой является функция когерентности, определяемая следующим образом:

$$\gamma^2(\mathbf{k}) = \frac{|S_{ac}(\mathbf{k})|^2}{S_{aa}^{(1,n-1)}(\mathbf{k})S_{aa}^{(2,n)}(\mathbf{k})},$$

где  $S_{aa}(\mathbf{k}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n S_{i,i}(\mathbf{k})$ ,  $S_{i,i}(\mathbf{k})$  – автоспектр для каждого РЛ-изображения  $I_i$ .

Кросс-спектральный анализ позволяет найти сдвиг фаз между спектральными гармониками двух последовательных радиолокационных изображений и при известном периоде вращения антенны определить частоты  $\omega$  этих гармоник:

$$\omega(k_x, k_y) = -\Phi(k_x, k_y)/T_{RL}, \quad (2)$$

где  $T_{RL}$  – период вращения антенны;  $\Phi(k_x, k_y) = \arg(S_{ac}(\mathbf{k}))$  – фазовый спектр.

Частоты, определенные по формуле (2) и относящиеся к поверхностным гравитационным волнам, будут лежать в области, определяемой дисперсионным соотношением

$$\omega_0 = \sqrt{gk \cdot \tanh(kH)}, \quad (3)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения;  $k$  – модуль волнового вектора;  $H$  – глубина моря. Отметим, что глубина моря для исследуемых участков превышала 40 м. Типичные значения длин волн спектрального пика в штормовых условиях составляли 50–80 м. В этом случае величина  $\tanh(kH) \cong 1$ , поэтому поправкой дисперсионного соотношения на конечную глубину в формуле (3) мы пренебрегали.

При наличии поверхностных течений значения частот будут смещены вследствие эффекта Доплера и дисперсионное соотношение (3) приобретет вид

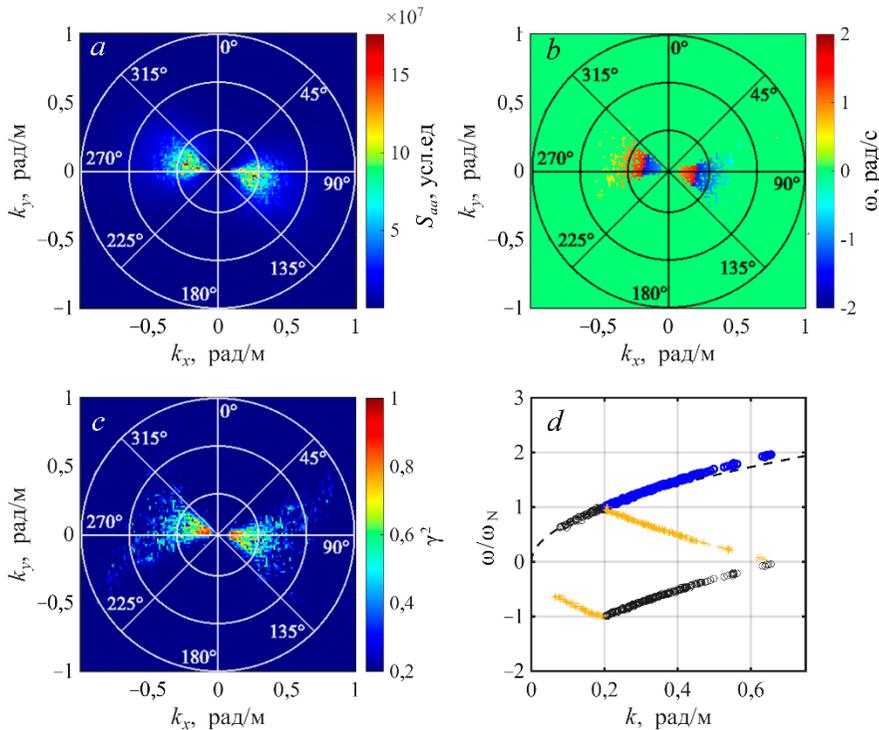
$$\omega = \omega_0 + k\tilde{U}(k) \cos \Delta\varphi, \quad (4)$$

где  $\tilde{U}(k)$  – модуль эффективной скорости поверхностного течения [21];  $\Delta\varphi = \varphi_w - \varphi_{\tilde{U}}$  – угол между волновым вектором и течением,  $\varphi_w$  – направление распространения волнения,  $\varphi_{\tilde{U}}$  – направление поверхностного течения. В зависимости от направления течения измеренные  $\omega$  будут лежать выше или ниже теоретической  $\omega_0$ .

В настоящей работе для оценки  $\tilde{U}(k)$  и  $\varphi_{\tilde{U}}$  фазовый спектр  $\Phi(k_x, k_y)$  разбивался на 16 угловых секторов с шагом  $22,5^\circ$ . В секторах, где значения  $\Phi(k_x, k_y)$  удовлетворяли критерию  $\gamma^2(k_x, k_y) > 0,4$  [16, 19], строились дисперсионные кривые, которые аппроксимировались выражением (4). В результате получаем набор радиальных компонент скорости поверхностного течения  $U_j^r(\varphi_w^j, \varphi_{\tilde{U}}) = \tilde{U}(k) \cos \Delta\varphi_j$ , где  $j$  – номер сектора;  $\varphi_w^j$  – среднее направление волнения в  $j$ -м секторе. Если количество секторов, в которых было рассчитано  $U_j^r(\varphi_j, \varphi_{\tilde{U}})$ , превышало 3, эти данные использовались для последующего восстановления  $\tilde{U}$  и  $\varphi_{\tilde{U}}$ .

Апробация методики восстановления вектора поверхностного течения. В качестве примера на рис. 3 приведены результаты применения спектрального анализа к последовательности из 130 РЛ-изображений, полученных с помощью MRS-1011. На рис. 3, а изображен радиолокационный автоспектр

$S_{aa}(k_x, k_y)$ , где цветовая шкала справа отображает значения спектра в условных единицах. Рис. 3, *b* демонстрирует фазовый спектр, где для наглядности цветовая шкала соответствует значениям  $\omega$ , определенным согласно формуле (2). Отметим, что на рис. 3, *b* приведены только значения  $\omega$ , для которых  $\gamma^2 > 0,4$ . Как видно из представленных результатов, последовательные радиолокационные изображения обладают высокой степенью корреляции, что подтверждается большими значениями  $\gamma^2$  (рис. 3, *c*). Как и ожидалось, автоспектр  $S_{aa}(k_x, k_y)$  демонстрирует зеркальную симметрию, в то время как фазовый спектр антисимметричен. Фазовый спектр позволяет определить спектральный состав волнения, а по знаку частоты  $\omega$  однозначно установить направление распространения волн.



**Рис. 3.** Спектральный анализ РЛ-изображений: *a* – радиолокационный автоспектр; *b* – фазовый спектр; *c* – функция когерентности; *d* – дисперсионная кривая, нормированная на  $\omega_N$ . Данные получены 6 ноября 2022 г. в 15:00 при скорости ветра 16 м/с и его направлении 100°

**Fig. 3.** Spectral analysis of radar images: *a* – radar autospectrum; *b* – phase spectrum; *c* – coherence function; *d* – dispersion curve normalized by  $\omega_N$ . The data were obtained on November 6, 2022 at 15:00 under a wind speed 16 m/s and a wind direction 100°

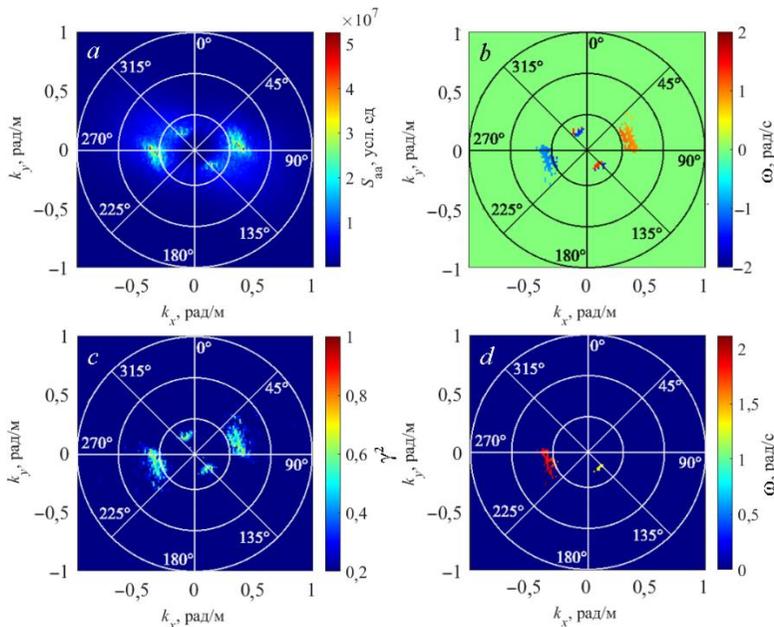
Относительно низкая скорость вращения антенн РЛС накладывает ограничения на спектральный диапазон восстанавливаемого волнения. В наших экспериментах антенна РЛС *MRS-1011* совершала полный оборот за 2,24 с, что соответствует циклической частоте Найквиста  $\omega_N = \pi/T_{RL} = 1,40$  рад/с, антенна *MRS-3000* – за 2,53 с, в этом случае  $\omega_N = 1,24$  рад/с.

Частоты поверхностных волн с  $\omega > \omega_N$ , определяемые по формуле (2), подвержены явлению маскировки частоты (алиасинг), что наглядно демонстрируется на рис. 3, *b*. Величина  $\omega$  возрастает до значения  $\omega_N$ , а при его превышении принимает отрицательные значения. Для симметричной части  $\omega(k_x, k_y)$  наблюдается противоположная картина, где  $\omega$  принимает отрицательные значения, а при достижении  $-\omega_N$  величина  $\omega$  становится положительной.

Наиболее наглядно эти закономерности представлены на рис. 3, *d*, где показана зависимость  $\omega/\omega_N$  от волнового числа. Черные кружочки соответствуют дисперсионной кривой, подверженной эффекту алиасинга, оранжевые крестики – симметричной части  $\omega(k)$ , штриховой линией приведена зависимость  $\omega_0/\omega_N$ .

В работах [22, 23] предложен подход для восстановления истинных частот в области  $\omega \in (\omega_N, 2\omega_N)$ . Согласно этой методике, истинное значение частоты определяется как  $\omega + \omega_{RL}$ , где  $\omega_{RL} = 2\pi/T_{RL}$ . Восстановленные частоты показаны на рис. 3. *d* синими кружочками. Видно, что черные (для  $\omega \in (0, \omega_N)$ ) и синие кружочки группируются около дисперсионной кривой.

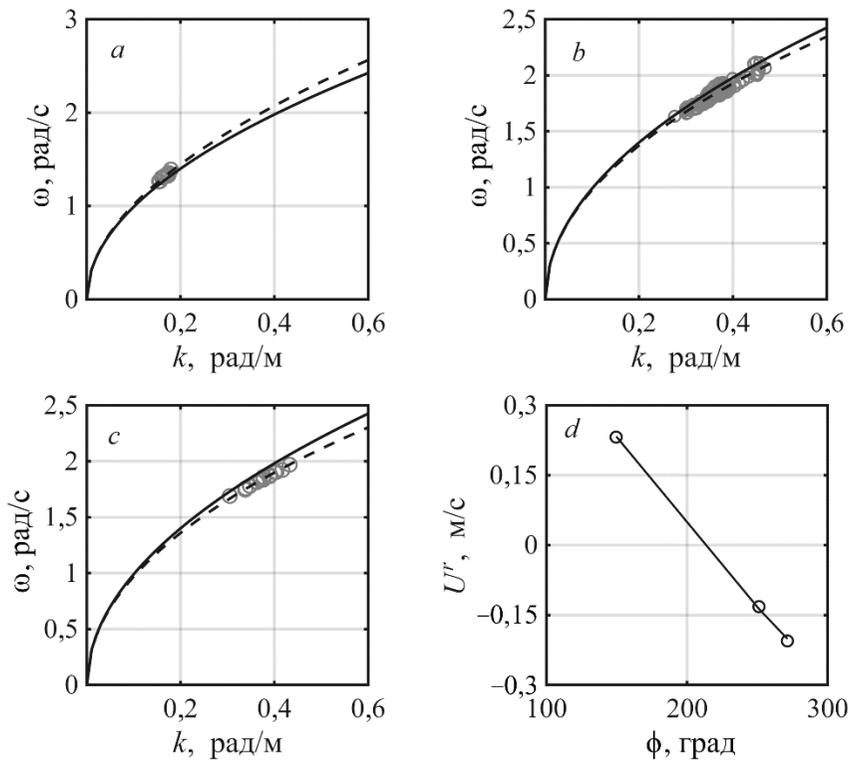
Применение данной процедуры позволяет расширить спектральный диапазон исследуемого волнения до волн с длинами  $\sim 9$  м, что особенно важно для районов со слабыми значениями скоростей течений. Отметим, что этот подход успешно применялся в исследованиях [24, 25].



**Рис. 4.** Спектральный анализ РЛ-изображений: *a* – радиолокационный автоспектр; *b, d* – фазовый спектр; *c* – функция когерентности. Данные получены 26 октября 2022 г. в 16:00 при скорости ветра 10 м/с и его направлении 250°

**Fig. 4.** Spectral analysis of radar images: *a* – radar autospectrum; *b, d* – phase spectrum; *c* – coherence function. The data were obtained on October 26, 2022 at 16:00 under a wind speed 10 m/s and a wind direction 250°

Натурные измерения, как правило, проводятся в условиях смешанного волнения, когда одновременно присутствуют как ветровые волны, так и зыбь. Важно отметить, что направление распространения зыби и ветровых волн может существенно отличаться. Методика восстановления вектора течения требует специальной апробации для таких условий. На рис. 4 представлены результаты обработки данных РЛС *MRS-1011* при наличии зыби. Как и на рис. 3, последовательные изображения демонстрируют высокую корреляцию, подтверждаемую большими значениями когерентности  $\gamma^2$  (рис. 4, *c*). На рис. 4, *d* показан фазовый спектр, скорректированный с учетом алиасинга в области  $\omega \in (\omega_N, 2\omega_N)$ . Анализ рисунка позволяет выделить две волновые системы – ветровые волны западного направления и волны зыби юго-восточного направления.



**Рис. 5.** Дисперсионные соотношения для данных, приведенных на рис. 4, в угловых секторах  $135\text{--}157,5^\circ$  (*a*),  $247,5\text{--}270^\circ$  (*b*),  $270\text{--}292,5^\circ$  (*c*); *d* – зависимость радиальной скорости от направления распространения волнения

**Fig. 5.** Dispersion relations for the data shown in Fig. 4 within the angular sectors  $135\text{--}157.5^\circ$  (*a*),  $247.5\text{--}270^\circ$  (*b*),  $270\text{--}292.5^\circ$  (*c*); *d* – dependence of radial velocity on the wave propagation direction

Выполним оценку  $\tilde{U}(k)$  и  $\varphi_{\tilde{U}}$ , используя данные, представленные на рис. 4. В ходе анализа было выделено три угловых сектора (диапазоны углов указаны в подписи к рис. 5), для каждого сектора построена дисперсионная кривая и определена радиальная компонента скорости поверхностного течения  $U^r$ . На рис. 5, *a* – *c* демонстрируются результаты данного анализа. Сплошной линией показана зависимость (3), штриховой – зависимость (4), где величины

$U^r = \tilde{U}(k) \cos \Delta\varphi$  определялись методом наименьших квадратов. Значения  $U^r$  для средних направлений волнения в рассмотренных угловых секторах представлены на рис. 5, *d*. Отрицательные величины  $U^r$  указывают на направление течения против распространения волнения.

Сплошная линия на рис. 5, *d* соответствует зависимости  $U^r = \tilde{U} \cos(\varphi_w - \varphi_{\tilde{U}})$ , где значения  $\tilde{U} = 0,25$  м/с и  $\varphi_{\tilde{U}} = 5,38$  рад (308 град) определялись методом наименьших квадратов. В рассматриваемом случае восстановленное течение направлено против распространения ветровых волн, но совпадает с направлением распространения зыби.

### Обсуждение результатов

В 2022 г. проводилось одновременное восстановление скорости поверхностного течения по данным радиолокаторов *X*- и *Ka*-диапазонов. Анализ данных не выявил различий между значениями  $\tilde{U}$ , полученными с помощью разных РЛС. В последующем анализе не будем акцентировать внимание на типе радиолокатора, который использовался для восстановления скорости поверхностного течения.

В ходе исследования было проанализировано 174 серии радиолокационных измерений при скоростях ветра 8–24 м/с. Среднее значение среднеквадратического отклонения скорости  $\tilde{U}$  составило 0,03 м/с. Для последующего анализа использовались только измерения со значениями скорости поверхностного течения, превышающими 0,06 м/с.

Для корректного сравнения полученных результатов с измерениями *ADCP* необходимо оценить глубину, которой соответствует восстановленная по РЛ-данным скорость течения. Для глубокой воды эффективная скорость  $\tilde{U}(k)$  представляет собой средневзвешенное значение [21]

$$\tilde{U}(k) = 2k \int_0^{\infty} \mathbf{U}(z) \exp(-2kz) dz, \quad (5)$$

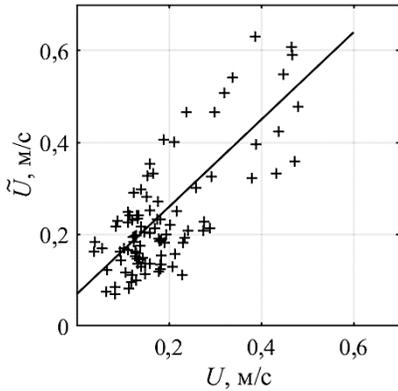
где  $\mathbf{U}(z)$  – вертикальный профиль вектора скорости течения с положительным значением оси  $z$ , направленной вниз.

Согласно выражению (5), для  $\mathbf{U}(z)$  доминирующее влияние весового коэффициента  $\exp(-2kz)$  определяется преимущественно значениями в верхнем слое моря. Для последующего анализа данных воспользуемся эмпирической оценкой [21], согласно которой радиолокатор усредняет скорость течения в слое  $h_k \approx 1/(2k)$ . Таким образом, более длинные волны испытывают влияние течения на большей глубине по сравнению с короткими.

Как следует из рис. 5, оценка радиальной скорости определялась по дисперсионным кривым в заданном диапазоне волновых чисел. Для каждого значения  $U^r$  были рассчитаны среднее волновое число  $\bar{k}$  и соответствующая глубина  $h_{\bar{k}}$ . Согласно нашим оценкам,  $h_{\bar{k}}$  изменялась в диапазоне 1–2,8 м, а среднее значение для всех серий измерений составило  $\langle h_{\bar{k}} \rangle = 1,6$  м. Для сравнения  $\tilde{U}$  с результатами профилографа течений были использованы данные *ADCP* для близкого к минимальному достоверному горизонту 2,2 м.

На рис. 6 сопоставляется модуль скорости течения, восстановленный по РЛ-данным, с измеренным с помощью *ADCP* на горизонте 2,2 м. Амплитуда скорости течения  $\tilde{U}$  менялась в пределах 0,06–0,62 м/с. Прямой линией на

рис. 6 показана линейная зависимость  $\tilde{U} = a + bU$ , где коэффициенты определены методом наименьших квадратов,  $a = 0,07$  м/с – сдвиг прямой относительно линии равных значений, наклон  $b = 0,95$  и среднеквадратическое отклонение между указанными парами величин составляет 0,08 м/с.



**Р и с. 6.** Модуль скорости течения (крестики), полученный по РЛ-данным и измерениям *ADCP*. Прямая линия соответствует зависимости  $\tilde{U} = 0,07 + 0,95U$   
**F i g. 6.** Current velocity magnitude (crosses) derived from the radar data and *ADCP* measurements. Straight line corresponds to the relationship  $\tilde{U} = 0.07 + 0.95U$

Наблюдаемая на рис. 6 разность между  $\tilde{U}$  и скоростью течений, измеряемой *ADCP*, может быть связана с различием в определении этих величин. Скорость течения, измеренная профилографом течений, является средней величиной в слое 1 м с центром на глубине 2,2 м. В то же время восстановленные по РЛ-данным значения  $\tilde{U}$  представляют собой средневзвешенные величины в слое от  $z = 0$  м до  $z \cong 1,6$  м. Как известно, наибольший сдвиг скорости наблюдается как раз в приповерхностном слое. Таким образом, величины  $\tilde{U}$  могут систематически превышать данные *ADCP*, как это следует из рис. 6.

Оценка вертикального сдвига скорости. Как показано выше, используемая в работе модифицированная методика обработки РЛ-изображений позволяет получать  $\omega(k)$  в широком диапазоне волновых чисел (рис. 3, *d*; 5). Покажем, что кроме определения средних скоростей течений появляется возможность оценивать вертикальные сдвиги дрейфовых течений по дисперсионным кривым.

Действительно, принимая во внимание выражение (5), можно показать, что средний градиент  $\tilde{U}$  в измеряемом диапазоне волновых чисел равен среднему градиенту скорости течения  $\langle z \frac{\partial U}{\partial z} \rangle$  в слое толщиной  $1/(2\bar{k})$ :

$$-\langle k \frac{\partial \tilde{U}}{\partial k} \rangle = \langle z \frac{\partial U(z)}{\partial z} \rangle = \langle 2k \int_0^\infty z \frac{\partial U(z)}{\partial z} \exp(-2kz) dz \rangle. \quad (6)$$

Величину  $\langle k \frac{\partial \tilde{U}}{\partial k} \rangle$  можно получить, используя выражение (2), из которого следует

$$\frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{\partial \omega_0}{\partial k} + \tilde{U}(\mathbf{k}) + k \frac{\partial \tilde{U}(\mathbf{k})}{\partial k}. \quad (7)$$

Примем, что  $\tilde{U}$  является суперпозицией прибрежного течения (не связанного с действием локального ветра), ветрового течения  $\mathbf{u}_w$  и стокова дрейфа  $\mathbf{u}_{st}$ . Будем считать, что скорость прибрежного течения постоянна по глубине. Для волн, распространяющихся по ветру, изменение средней скорости ветрового дрейфа в измеряемом диапазоне  $k$ , согласно формуле (7), запишется как

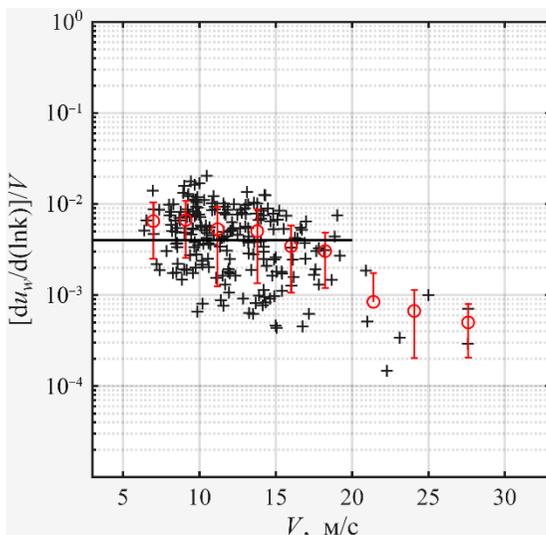
$$\langle k \frac{\partial u_w}{\partial k} \rangle = \langle \frac{\partial \omega}{\partial k} \rangle - c_{g0}(\bar{k}) - \langle U^r \rangle - \langle k \frac{\partial u_{st}}{\partial k} \rangle, \quad (8)$$

где  $\langle \frac{\partial \omega}{\partial k} \rangle$  – среднее значение изменения  $\omega$  в измеряемом по радиолокационным данным диапазоне  $k$ ;  $c_{g0}(\bar{k})$  – теоретическая групповая скорость для среднего  $\bar{k}$ ;  $\langle U^r \rangle$  – полученная по дисперсионной кривой проекция средней скорости течения на направление ветра;  $\langle k \frac{\partial u_{st}}{\partial k} \rangle$  – средний градиент стокова дрейфа. С использованием данных волнографических измерений были выполнены расчеты  $\langle k \frac{\partial u_{st}}{\partial k} \rangle$  для ветровых волн в слое глубиной 1,6 м.

Таким образом, применяя методику [16] к последовательности РЛ-изображений и используя выражение (8), можно оценить величину среднего сдвига дрейфового течения в слое глубиной  $h_{\bar{k}}$ , меняющейся для наших условий в диапазоне 1–2,8 м.

Интерес представляет поведение вертикального градиента течения при различных ветровых условиях. Учитывая формулу (6), рассмотрим зависимость безразмерных величин  $\langle \frac{\partial u_w}{\partial \ln k} \rangle / V$ , показанных на рис. 7 крестиками, от скорости ветра. Разобьем диапазон скоростей ветра (6–28 м/с) на 9 интервалов с шагом  $\Delta V = 2,5$  м/с. Средние значения величин  $\langle \frac{\partial u_w}{\partial \ln k} \rangle / V$ , рассчитанные в каждом интервале ( $V, V + \Delta V$ ), показаны на рис. 7 кружочками, вертикальные линии соответствуют среднеквадратическим отклонениям.

Прямой линией на рис. 7 приведено значение  $\langle \frac{\partial U}{\partial \ln z} \rangle / V = 0,004$ , характерное для пристеночного турбулентного пограничного слоя, в котором профиль скорости является логарифмическим,  $\frac{\partial U}{\partial \ln z} = v_* / \kappa$ . Здесь  $\kappa = 0,4$  – постоянная Кармана;  $v_* = \sqrt{\rho_a / \rho_w} u_*$  – динамическая скорость в воде,  $\rho_a$  – плотность атмосферы,  $\rho_w$  – плотность воды,  $u_* = C_D^{1/2} V$  – динамическая скорость в воздухе,  $C_D = 0,002$  – параметр.



**Р и с. 7.** Ветровая зависимость безразмерного вертикального градиента скорости течения

**F i g. 7.** Wind dependence of the dimensionless vertical current speed gradient

Как следует из рис. 7, при  $V \lesssim 12 - 13$  м/с полученные нами значения  $\langle \frac{\partial u_w}{\partial \ln k} \rangle / V$  в пределах доверительных интервалов близки к параметру 0,004. Несмотря на разброс экспериментальных данных, отчетливо прослеживается тенденция к уменьшению величины вертикального градиента скорости течения с ростом скорости ветра. Значения

$\langle \frac{\partial u_w}{\partial \ln k} \rangle / V$  уменьшаются в диапазоне 0,006–0,0005 при усилении скорости ветра в пределах 13–28 м/с.

Согласно экспериментальным данным [26], полученным с помощью лагранжевых дрейфтеров в районе стационарной океанографической платформы, градиенты скорости течения под поверхностью в 2–5 раз слабее, чем в логарифмическом пограничном слое. Для объяснения данных наблюдений в работе [26] предложена полуэмпирическая модель, согласно которой уменьшение вертикального сдвига скорости по сравнению с логарифмическим пограничным слоем связано с увеличением в верхнем слое моря интенсивности турбулентного перемешивания за счет обрушений ветровых волн.

### Выводы

В работе представлены результаты восстановления скоростей поверхностных течений, полученных по данным радиолокационных съемок в  $X$ - и  $Ka$ -диапазонах при скользящих углах наблюдения морской поверхности. Исследования проводились в период 2022–2024 гг. на акватории Черноморского гидрофизического подспутникового полигона Морского гидрофизического института РАН. В основе методики обработки данных лежит анализ взаимных спектров последовательности радиолокационных изображений морской поверхности.

Относительно низкая скорость вращения антенн радиолокационных станций накладывает ограничения на определение дисперсионных зависимостей. Особое внимание уделено учету эффекта алиасинга, возникающего при расчете частот ветровых волн, превышающих период вращения антенны радиолокатора. Показано, что значения восстановленной по РЛ-данным частоты ветровых волн и циклической частоты вращения антенны позволяют устранить эффект алиасинга и расширить дисперсионную зависимость до волнового числа 0,7 рад/м.

На основе радиолокационных данных были получены дисперсионные соотношения для ветровых волн, которые сравнивались с теоретической зависимостью для случая отсутствия течений. По величине их разности определялись значения  $\tilde{U}$ . Амплитуды восстановленных скоростей поверхностных течений изменялись в пределах 0,06–0,6 м/с со среднеквадратическим отклонением  $\pm 0,03$  м/с.

Рассчитанные по РЛ-данным  $\tilde{U}$  несколько превышают скорости течений на глубине 2,2 м, полученные *ADCP*. Это различие может быть связано с тем, что  $\tilde{U}$  является средневзвешенным значением скорости течения в слое 0–1,6 м, где наблюдается наибольший сдвиг скорости.

Выполнены оценки вертикальных сдвигов течений в верхнем слое моря. Установлено, что при скоростях ветра менее 12–13 м/с безразмерный градиент скорости течения близок к постоянной величине 0,006, а с ростом скорости ветра он уменьшается до 0,005 при 28 м/с.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Сравнение характеристик течений, измеренных КВ и СВЧ радиолокаторами на гидрофизическом полигоне ИО РАН в Черном море, с данными *ADCP* и дрейфтеров / А. Г. Зацепин [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 7. С. 250–266. EDN YNJOPU. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-7-250-266>

2. HF radar wave and wind measurement over the Eastern China Sea / W. Huang [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2002. Vol. 40, iss. 9. P. 1950–1955. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.803718>
3. Operational wave, current, and wind measurements with the Pisces HF radar / L. R. Wyatt [et al.] // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 2006. Vol. 31, iss. 4. P. 819–834. <https://doi.org/10.1109/JOE.2006.888378>
4. Nieto Borge J. C., Guedes C. Analysis of Directional Wave Fields Using X-Band Navigation Radar // Coastal Engineering. 2000. Vol. 40, iss. 4. P. 375–391. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(00\)00019-3](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(00)00019-3)
5. Wind, wave, and current retrieval utilizing X-band marine radars / J. Horstmann [et al.] // Coastal Ocean Observing Systems / Ed. Y. Liu, H. Kerkering, R. H. Weisberg. London : Academic Press, 2015. P. 281–304. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-802022-7.00016-X>
6. Young I. R., Rosenthal W., Ziemer F. A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1985. Vol. 90, iss. C1. P. 1049–1059. <https://doi.org/10.1029/JC090iC01p01049>
7. Determination of bathymetric and current maps by the method DiSC based on the analysis of nautical X-band radar image sequences of the sea surface (November 2007) / C. M. Senet [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2007. Vol. 46, iss. 8. P. 2267–2279. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.916474>
8. Sample application of a low-cost X-band monitoring system of surface currents at the Black Sea shore / D. V Ivonin [et al.] // Russian Journal of Earth Sciences. 2011. Vol. 12, iss. 2. ES2003. EDN SCXEKR. <https://doi.org/10.2205/2011ES000507>
9. A new technique for the retrieval of near-surface vertical current shear from marine X-band radar images / B. Lund [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 12. P. 8466–8486. <https://doi.org/10.1002/2015JC010961>
10. Hessner K. G., Nieto-Borge J. C., Bell P. S. Nautical radar measurements in Europe: Applications of WaMoS II as a sensor for sea state, current and bathymetry // Remote Sensing of the European Seas / Ed. V. Barale, M. Gade. Dordrecht, the Netherlands : Springer, 2008. P. 435–446. [https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6772-3\\_33](https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6772-3_33)
11. Предварительные результаты сравнения измерений вектора скорости течения навигационным радаром X-диапазона и донной станцией ADCP / Д. В. Ивонин [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13, № 2. С. 53–66. EDN VVY AQH. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2016-13-2-53-66>
12. Определение вектора скорости течения по измерениям навигационного радара с широкой диаграммой направленности антенны / Д. В. Ивонин [и др.] // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т. 8, № 4. С. 219–227. EDN OIJMDX.
13. Определение скорости течения на морской поверхности доплеровским радиолокатором X-диапазона / А. В. Ермошкин [и др.] // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 3. С. 93–103. EDN PSBVIF. <https://doi.org/10.7868/S2073667320030089>
14. Sun glitter imagery of surface waves. Part 1: Directional spectrum retrieval and validation / V. N. Kudryavtsev [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 2. P. 1369–1383. EDN YVFZEE. <https://doi.org/10.1002/2016JC012426>
15. Sun glitter imagery of surface waves. Part 2: Waves transformation on ocean currents / V. N. Kudryavtsev [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2017. Vol. 122, iss. 2. P. 1384–1399. EDN YVHRGJ. <https://doi.org/10.1002/2016JC012426>
16. Estimation of Sea Surface Current from X-Band Marine Radar Images by Cross-Spectrum Analysis / Z. Chen [et al.] // Remote Sensing. 2019. Vol. 11, iss. 9. 1031. EDN EVROGH. <https://doi.org/10.3390/rs11091031>
17. A new technique for the retrieval of near-surface vertical current shear from marine X-band radar images / B. Lund [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120, iss. 12. P. 8466–8486. <https://doi.org/10.1002/2015JC010961>

18. *Кориненко А. Е., Малиновский В. В.* Восстановление полей ветра в прибрежной зоне по радиолокационным данным X-диапазона при больших углах наблюдения морской поверхности // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2025. № 1. С. 26–41. EDN JRCXNU.
19. *Plant W. J.* The modulation transfer function: concept and applications // Radar Scattering from Modulated Wind Waves / Eds. G. J. Komen, W. A. Oost. Dordrecht, the Netherlands : Springer, 1989. P. 155–172. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-2309-6\\_13](https://doi.org/10.1007/978-94-009-2309-6_13)
20. A semiempirical model of the normalized radar cross section of the sea surface, 2. Radar modulation transfer function / V. N. Kudryavtsev [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, iss. C1. 8055. <https://doi.org/10.1029/2001JC001004>
21. *Stewart R. H., Joy J. W.* HF radio measurements of surface currents // Deep Sea Research. 1974. Vol. 21, iss. 12. P. 1039–1049. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90066-7](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90066-7)
22. *Seemann J., Ziemer F.* Computer simulation of imaging ocean wave fields with a marine radar // Oceans '97. MTS/IEEE Conference Proceedings "Challenges of our Changing Global Environment". Vol. 2. San Diego, CA, USA. 1995. 1128–1133. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.1995.528583>
23. *Seemann J., Ziemer F., Senet C. M.* A method for computing calibrated ocean wave spectra from measurements with a nautical X-band radar // Oceans '97. MTS/IEEE Conference Proceedings "500 Years of Ocean Exploration". Vol. 2. Halifax, NS, Canada. 1997. P. 1148–1154. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.1997.624154>
24. *Senet C. M., Seemann J., Ziemer F.* An iterative technique to determine the near surface current velocity from time series of sea surface images // Oceans '97. MTS/IEEE Conference Proceedings "500 Years of Ocean Exploration". Vol. 1. Halifax, NS, Canada. 1997. P. 66–72. <https://doi.org/10.1109/OCEANS.1997.634337>
25. Marine radar ocean wave retrieval's dependency on range and azimuth / B. Lund [et al.] // Ocean Dynamics. 2014. Vol. 64, iss. 7. P. 999–1018. EDN CQFKAC. <https://doi.org/10.1007/s10236-014-0725-6>
26. On the vertical structure of wind-driven sea currents / V. N. Kudryavtsev [et al.] // Journal of Physical Oceanography. 2008. Vol. 38, iss. 10. P. 2121–2144. EDN LLKHMХ. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3883.1>

*Об авторах:*

**Кориненко Александр Евгеньевич**, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-7452-8703**, **Scopus Author ID: 23492523000**, **SPIN-код: 7288-8023**, [korinenko.alex@yandex.ru](mailto:korinenko.alex@yandex.ru)

**Малиновский Владимир Васильевич**, старший научный сотрудник, отдел дистанционных методов исследований, лаборатория прикладной физики моря, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-5799-454X**, **Scopus Author ID: 23012976200**, **ResearcherID: F-8709-2014**, **SPIN-код: 9206-3020**, [vladimir.malinovsky@mhi-ras.ru](mailto:vladimir.malinovsky@mhi-ras.ru)