

Исследование асимметрии азимутальной зависимости доплеровской скорости рассеивателей радиоволн X-диапазона

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

*Институт прикладной физики им. А. В. Гапонова-Грехова РАН
Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: eav@ipfran.ru*

В работе демонстрируется связь доплеровской скорости рассеивателей радиоволн взволнованной водной поверхностью со скоростью приводного ветра, приповерхностных течений и характеристик волнения. Двухмасштабная модель рассеяния предсказывает симметричную азимутальную зависимость доплеровской скорости, однако экспериментальные данные демонстрируют асимметрию, которая нуждается в объяснении. В статье рассмотрен этот вопрос на основе экспериментальных данных в широком диапазоне гидрометеорологических условий. Зондирование осуществлялось в X-диапазоне на горизонтальной поляризации излучения и приёма при углах зондирования близких к скользким с помощью цифровой когерентной радиолокационной станции кругового обзора. Благодаря высокому пространственно-временному разрешению радиолокационной аппаратуры при измерении доплеровской скорости показано, что средняя доплеровская скорость близка к средней скорости рассеивателей радиоволн на взволнованной водной поверхности. Предложена простая статистическая модель для средней доплеровской скорости на рассматриваемой площади морской поверхности в зависимости от азимутального угла зондирования с учётом асимметрии. Рассмотрены особенности асимметрии азимутальной зависимости доплеровской скорости рассеивателей радиоволн X-диапазона и некоторые механизмы её формирования.

Ключевые слова: когерентное радиолокационное зондирование, брэгговские волны, доплеровская скорость, течения, ветровые волны

Одобрена к печати: 12.04.2024

DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-3-207-220

Введение

В последнее время новый импульс развития получили доплеровские методы диагностики морской поверхности, что связано в первую очередь с появлением и доступностью спутниковых данных когерентного радиолокационного зондирования. Интерферометрические радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) позволяют получать фазовые характеристики рассеяния радиоволн взволнованной водной поверхностью, что позволяет анализировать доплеровский сдвиг частоты, а следовательно, и скорости рассеивателей радиоизлучения (Romeiser, Thompson, 2000). На основе данных РСА спутников Sentinel-1 доступен продукт уровня обработки L2, содержащий доплеровские скорости (ДС) рассеивателей на морской поверхности, которые определяются совокупным вкладом течения, ветра и волн. Основные усилия исследователей направлены на решение обратной задачи дистанционного зондирования, для чего необходимо установление количественной зависимости ДС $u_D(\varphi)$ от скорости и направления течения (u_c, φ_c), скорости и направления ветра (u_w, φ_w), спектральных параметров волнения $E(f, \varphi)$. Это позволяет развивать методы дистанционного измерения скорости и направления океанических течений из космоса (Chapron et al., 2005; Johannessen et al., 2008; Moiseev et al., 2020; Romeiser et al., 2010) и авиационных носителей (Martin et al., 2016), а также скорости и направления приводного ветра (Mouche et al., 2012).

Значительная часть работ посвящена исследованиям средней ДС на облучаемой площадке или частоты доплеровского центрoида как функции скорости ветра, азимутального угла φ и угла зондирования θ . В настоящее время установлена связь средней ДС с параметрами ветра, волнения и течения (Ермошкин и др., 2020; Сергиевская и др., 2022; Sergievskaya et al.,

2020; Yurovsky et al., 2019) для разных длин зондирующих радиоволн, поляризации излучения и углов зондирования, в том числе и для зондирующих волн другой природы — акустических (Салин и др., 2023; Ermoshkin et al., 2023). Несмотря на большие усилия, предпринимаемые исследователями для нахождения однозначной зависимости ДС от восстанавливаемых гидрометеорологических параметров, задачу нельзя считать решённой. Это связано с тем, что используемая в работах средняя ДС является средневзвешенным значением ДС, при котором роль весовой функции играет удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР) (Chapron et al., 2005; Hansen et al., 2012; Romeiser, Thompson, 2000). При таком нахождении средней ДС возникает сложность интерпретации полученной величины. Это связано с тем, что более высокоскоростные рассеиватели радиоволн на морской поверхности имеют большие значения УЭПР. Также имеет место корреляция величины скорости рассеивателей и уклонов морской поверхности. Для корректного учёта таких зависимостей необходимо привлекать модели, описывающие рассеяние радиоволн взволнованной водной поверхностью (Karaev et al., 2020; Kudriavtsev et al., 2003; Valenzuela, 1978). Однако нельзя утверждать, что какая-либо из моделей работает для всех случаев. Это приводит к возникновению большого числа эмпирических моделей, которые работают для определённых условий: диапазона длин радиоволн, поляризации излучения, углов зондирования и т. п. (Cui et al., 2023; Elyouncha et al., 2022).

Указанные причины не позволяют однозначно связать среднюю ДС рассеивателей на морской поверхности с реальной средней скоростью этих рассеивателей, в частности, из-за влияния обрушающихся волн, приводящего к высоким значениям как скорости, так и УЭПР. В данной работе рассмотрен альтернативный подход для определения средней ДС, основанный на анализе только фазовых характеристик рассеяния — разностнофазовый метод, применяемый, например, в интерферометрии (Romeiser et al., 2010). При использовании разностнофазового метода влияние обрушающихся волн приводит только к высоким значениям на хвостах функции распределения ДС, в результате чего вычисленная средняя ДС через первый момент плотности распределения будет иметь несмещённые значения. Прямые измерения скорости рассеивателей радиоволн сверхвысокочастотного (СВЧ) диапазона крайне сложны. В работе (Богатов и др., 2023) предложена методика восстановления вектора скорости коротких волн (ветровой ряби) по профилю длинной волны на основе данных стереосъёмки морской поверхности, однако результаты прямого сравнения с ДС в натуральных условиях не известны. В настоящей работе предложена статистическая модель зависимости средней ДС от основных гидрометеорологических параметров, основанная на большом объёме натуральных данных, полученных в широком диапазоне условий, а основное внимание уделено исследованию составляющей ДС, приводящей к азимутальной асимметрии.

Теория

Как будет показано ниже, при определённых условиях можно получить величину средней ДС \bar{u}_D , являющуюся предметом исследования в настоящей работе, близкую к средней скорости рассеивателей на площадке облучения без учёта весовых вкладов механизмов рассеяния и поляризации излучения. Для этого необходимо выполнение следующих очевидных условий: элемент разрешения на морской поверхности должен быть много меньше длины энергонесущей волны, что исключает пространственное усреднение; определение ДС рассеивателей в элементе разрешения должно происходить квазимоментально, что исключает временное усреднение. Таким образом, уйдя от энергетической зависимости, связанной с поляризацией излучения и углом зондирования, ДС в некоторой точке морской поверхности можно представить в следующем виде:

$$u_D = \bar{u}_D + \tilde{u}_D, \quad \bar{\tilde{u}}_D = 0. \quad (1)$$

Первое слагаемое в выражении (1) определяет среднее значение ДС и слабо меняется во времени и пространстве, а второе слагаемое является переменным с близким к нулю средним значением и определяет дисперсию ДС. В данной зависимости под ДС понимается проекция

собственной скорости рассеивателей радиоволн на морской поверхности на направление зондирования. В этом случае плотность вероятности ДС можно представить гауссовой функцией, так как ветровое волнение представляет собой узкополосный процесс:

$$f(u_D) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\bar{u}_D^2}} \exp\left[-\frac{(u_D - \bar{u}_D)^2}{\bar{u}_D^2}\right], \text{ где } \bar{u}_D^2 \text{ — дисперсия ДС, определяемая влиянием орбитальной скорости ветровых волн.}$$

Проводить измерения ДС-рассеивателей на морской поверхности позволяет когерентный радиолокатор X-диапазона с горизонтальной поляризацией (ГП) излучения и приёма. При вращающейся антенне происходит периодический обзор пространства с периодом вращения антенны T_r , в результате которого получаем набор векторов $Q(r, \varphi, t + n_r T_r) = A(r, \varphi, t + n_r T_r) \times \exp(i\chi(r, \varphi, t + n_r T_r))$, где n_r — номер оборота; $0 \leq t < T_r$; A и χ — амплитуда и фаза принятого сигнала соответственно. Для k -го вектора будем иметь фазу $\chi_k(r, \varphi_0) = \chi_0(r, \varphi_0) - 2\pi f_D(r, \varphi_0) \tau k$, тогда при условии зондирования той же площадки разность фаз двух соседних векторов вычисляется как $\Delta\chi = \arg(Q(k) \times Q^*(k+1)) = \arg(A^2(r, \varphi_0) \exp(-i2\pi f_D(r, \varphi_0) \tau)) = -2\pi f_D(r, \varphi_0) \tau$. Используя соотношение $f_D = (2u_D/\lambda) \sin \theta$ и выражения для разности фаз $\Delta\chi$, ДС можно записать как $u_D = (\Delta\chi\lambda)/(4\pi\tau \sin \theta)$. Для вычисления средней ДС строится одномерное распределение ДС $f(u_D)$ и вычисляются первый и второй моменты распределения: $m_N = \int (u_D)^N f(u_D) du_D$, где $N = 0, 1$. Тогда экспериментально измеренная с помощью радиолокатора средняя ДС вычисляется через моменты распределения по формуле:

$$\bar{u}_D = m_1^{u_D} / m_0^{u_D}. \quad (2)$$

Для радиоволн СВЧ-диапазона рассеивателями на морской поверхности в первую очередь являются короткие ветровые волны, удовлетворяющие условию брэгговского резонанса. Для радиоволн X-диапазона при скользящих углах зондирования это волны с длинами от 1,5 до 2 см, относящиеся к гравитационно-капиллярной области спектра ветрового волнения. Фазовая скорость таких волн c_B около 23 см/с. Также существуют нерезонансные механизмы рассеяния, описывающие рассеяние на крутых обрушивающихся волнах (Kudriavtsev et al., 2003). События обрушений волн начинаются с некоторого значения скорости ветра и статистически редки, что определяет малую площадь морской поверхности, занятой обрушениями в конкретный момент времени. Доплеровские спектры рассеянных под скользящими углами радиоволн на горизонтальной поляризации описываются разными функциями распределения — Лоренца и Фойгта (Каневский и др., 2001) — отвечающими за описание резонансного и нерезонансного механизма рассеяния. При рассеянии радиоволн на обрушениях сильно возрастает уровень сигнала и величина ДС, однако редкость таких событий позволяет исключить их из рассмотрения. Это возможно в виду того, что в распределении ДС доплеровские сдвиги, соответствующие обрушениям, лежат на хвостах функции распределения и не вносят существенного вклада в центр тяжести распределения. Стоит отметить, что сигнал радиолокационного зондирования на горизонтальной поляризации часто связывают именно с рассеянием на обрушениях ветровых волн, что связано с невысоким уровнем рассеяния на брэгговских волнах и высоким уровнем отражения от обрушивающихся волн в сравнении с зондированием вертикально поляризованным (ВП) излучением. При этом говорят об импульсном характере рассеянного сигнала (Справочник..., 1976). Однако при достаточной чувствительности и пространственно-временном разрешении радиолокатора не сложно показать, что брэгговское рассеяние также важно на горизонтальной поляризации при скользящих углах зондирования (Ермошкин и др., 2020; Ermoshkin, Kapustin, 2019). Это доказывается тем, что в сигналах радиолокационного зондирования на горизонтальной поляризации прекрасно проявляются плёнки поверхностно-активных веществ (Капустин и др., 2019), которые, как известно, приводят к гашению ветровых волн гравитационно-капиллярной области спектра (Ермаков, 2010). Орбитальные скорости ветровых волн приводят к периодической модуляции скорости рассеивателей — брэгговских волн. Для регистрации модуляции скорости радиолокатор должен обладать высокой разрешающей способностью $\Delta \ll \Lambda$,

где Λ — длина энергонесущей волны. Глубина модуляции зависит от направления угла зондирования θ к генеральному направлению распространения волн θ_0 . Так как спектр волнения имеет конечную угловую ширину, необходимо использование сканирующего радиолокатора. Для средней ДС (первое слагаемое в формуле (1)) можно записать следующее уравнение:

$$\bar{u}_D(\varphi) = \bar{c}_B(\varphi) + u_a(\varphi) + u_c \cos(\varphi - \varphi_c) + au_w \cos(\varphi - \varphi_w) + u_s \cos(\varphi - \varphi_{sv}), \quad (3)$$

где \bar{c}_B — взвешенная фазовая скорость брэгговских волн; u_a — дополнительное слагаемое, приводящее к асимметрии ДС, являющееся предметом исследования настоящей статьи; u_c — скорость течения на глубине 1 м; u_w — скорость ветра на высоте 10 м; au_w — ветровой дрейф; u_s — стоксов дрейф; φ_w — направление волнения; φ_{sv} — среднее направление волнения. В общем случае в зависимости от разгона величина a лежит в пределах от 0,01 до 0,03 (Wu, 1975), а остальные величины вычисляются через двумерный спектр волнения $E(f, \varphi)$. Согласно исследованию (Yurovsky et al., 2019), взвешенная фазовая скорость брэгговских волн

$\bar{c}_B(\varphi) = c_B \frac{E(f_B, \varphi) - E(f_B, \varphi + \pi)}{E(f_B, \varphi) + E(f_B, \varphi + \pi)}$; $E(f_B, \varphi) \sim \text{sech}^2(\varphi)$, где c_B — фазовая скорость брэгговских волн для радиоволн X-диапазона и скользящих углов зондирования. Стоксов дрейф рассчиты-

вается согласно формуле: $u_s(f_D) = 4\pi \int_0^{f_D} \int_0^{2\pi} fk(f, \varphi)E(f, \varphi) d\varphi df$.

Натурный эксперимент

Основным источником данных о ДС была цифровая когерентная радиолокационная станция (РЛС) кругового обзора производства АО «НПФ «Микран», работающая на горизонтальной поляризации в X-диапазоне (Ермошкин и др., 2020; Ermoshkin, Kapustin, 2019). За один оборот антенны РЛС осуществляется измерение панорамы ДС и УЭПР рассеивателей на морской поверхности. Технические характеристики используемой РЛС MRS-1000 приведены ниже.

Мощность излучения	1 Вт
Несущая частота (длина волны λ)	9,4 ГГц (3,2 см)
Максимальная дальность (R)	3000 м
Ширина диаграммы направленности антенны в ГП/ВП	1°/30°
Режим работы	линейная частотная модуляция (максимальная $f_{\max} = 191,2$ МГц)
Вид поляризации	горизонтальная
Длительность (τ)	3,5 мс

Диапазон углов зондирования θ с учётом мёртвой зоны составляет от 70 до 89,8°. Когерентная РЛС работала в режиме непрерывного линейного частотно модулированного излучения с максимальной полосой частоты модуляции до 191,2 МГц. Для такой полосы модуляции разрешение по дальности составляло $\Delta_r = 0,79$ м, по азимуту $\Delta_\varphi = \pi R/180$, где R — расстояние до элемента разрешения на морской поверхности. Таким образом, практически для любых условий морского волнения выполняется условие $\Lambda > \Delta$.

Эксперименты проводились в 2021 г. на стационарной океанографической платформе (СОП) Морского гидрофизического института РАН. Схема измерительного полигона и фотография СОП с размещённым оборудованием представлены на *рис. 1* (см. с. 211).

Скорость и направление течения по глубине на горизонтах от 1 до 25 м с шагом 0,5 м измерялись акустическим доплеровским профилографом течений (ADCP (*англ.* Acoustic Doppler Current Profiler) WorkHorse Monitor 1200 kHz, RDI), опускаемым на тросах с выноса на нижней палубе СОП. Скорость и направление приводного ветра регистрировались на высоте 30 м с помощью метеостанции WantagePro2 Davis Instrument и акустического измери-

теля ветра WindSonic, установленных на мачте. Высота установки РЛС составляла 14 м. Вся указанная аппаратура устанавливалась на СОП (см. рис. 1) и работала в автономном режиме, кроме ADCP, работа которого была организована только во время пребывания на СОП. Для измерения направленного частотного спектра волнения использовался заякоренный волнографический буй (DWR-G4 (англ. Directional Waverider), Datawell) и система из трёх струнных волнографов (ВГ). За время экспериментов гидрометеорологические условия изменялись в широком диапазоне (рис. 2): скорость ветра, приведённая к стандартной метеорологической высоте 10 м согласно (Pierson, 1976), лежала в диапазоне 0,5–20 м/с, скорость течения 0–0,6 м/с, значимая высота волны 0,2–2 м.

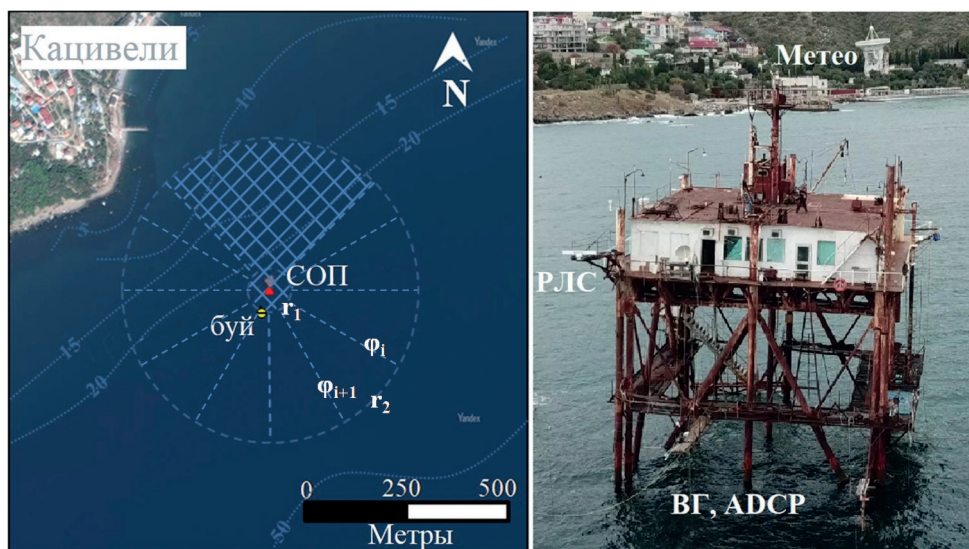


Рис. 1. Экспериментальный полигон и схема размещения приборов. Секторы, обозначенные пунктиром, соответствуют рассматриваемым площадкам. Штриховка — область радиолокационной тени. Точки — изобаты (слева). Фотография СОП с размещённым оборудованием (справа)

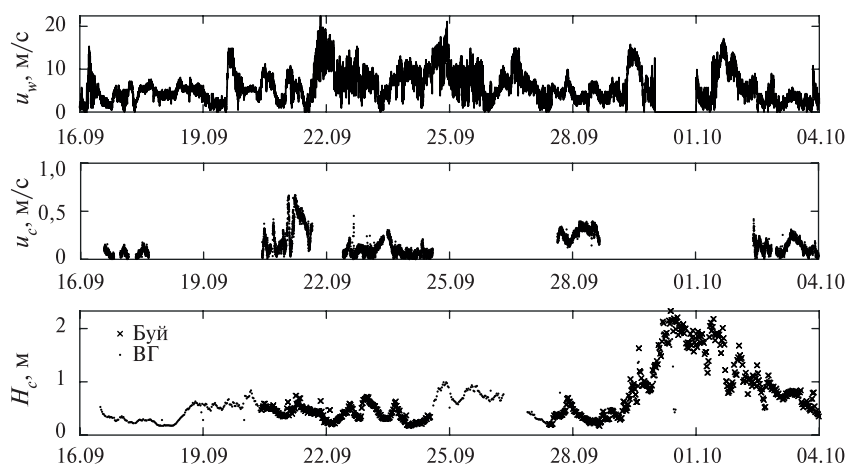


Рис. 2. Гидрометеорологические условия за время проведения эксперимента. H_s — значимая высота волны

Обработка

На площадке размерами $[r_1:r_2;\varphi_i;\varphi_{i+1}]$, $i = 1:9$ (см. рис. 1) имеем M независимых измерений ДС $u_D(r, \varphi)$ и УЭПР $\sigma_0(r, \varphi)$. При круговом обзоре пространства M зависит от скорости вращения антенны. Рассматриваемая площадка представляет собой участок сектора

$\varphi_{i+1} - \varphi_i = 30^\circ$ на расстоянии от $r_1 = 50$ м до $r_2 = 350$ м, минимальная скорость вращения антенны с периодом 15 с/об. M — около 135 000. Для устранения влияния шума не рассматриваются все значения ДС, соответствующие элементам разрешения на морской поверхности со значениями УЭПР ниже порогового ($\sigma_0 < \sigma_b$). Это, отчасти, соответствует подходу, предложенному в работе (Carrasco et al., 2017), где с той же целью анализируется величина confidence, определяющая достоверность измерения ДС. Также исключались из рассмотрения случаи с осадками, которые приводят к объёмному рассеянию радиолокационных сигналов в толще воздуха и к существенному доплеровскому сдвигу скорости. После фильтрации строится одномерное распределение ДС и вычисляются нулевой и первый моменты. В результате реализации описанной выше процедуры обработки и применения формулы (2) формируется набор экспериментально измеренных средних ДС. Далее рассматривается только средняя ДС, для обозначения которой для удобства отпускается оператор усреднения « $\bar{}$ » и будет использоваться обозначение u_D .

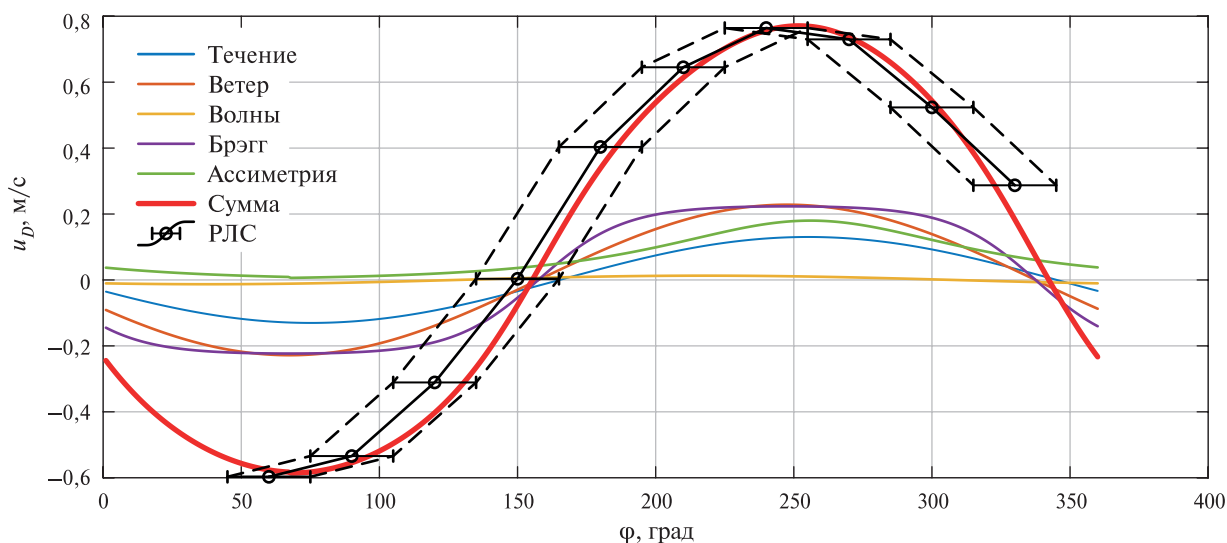


Рис. 3. Пример набора данных для одного измерения. Цветные линии соответствуют слагаемым формулы (3): «Течение» — течения, «Ветер» — ветровой дрейф, «Волны» — стоксов дрейф, «Брэгг» — взведенная фазовая скорость брэгговских волн, «Ассиметрия» — слагаемое, определяющее асимметрию, «Сумма» — рассчитанная по формуле (3) средняя ДС, «РЛС» — радиолокационные экспериментальные данные о средней ДС по формуле (2)

В соответствие полученному набору данных средней ДС ставятся измеренные гидрометеорологические условия $\{u_w, \varphi_w, u_c, \varphi_c, E(f, \varphi)\}$, которые определяют среднюю ДС согласно формуле (3). На рис. 3 приведены данные для одного измерения в виде слагаемых формулы (3), а также вычисленного по формуле (3) и измеренного когерентным радиолокатором (формула (2)) среднего значения ДС. В следующем разделе представлены результаты совместного статистического анализа набора экспериментальных данных.

Результаты

Рассмотрим экспериментальные данные в виде совместного распределения средней ДС и проекции скорости ветра на направление зондирования (рис. 4а, см. с. 213). Такие зависимости рассматривались в работах (Elyouncha et al., 2022; Johannessen et al., 2008; Yurovsky et al., 2019). Отрицательные значения проекции скорости ветра на направление зондирования означают зондирование по ветру, положительные — навстречу ветру. Красная линия на рис. 4а соответствует максимуму распределения для данного значения проекции скорости ветра, чёрная линия — среднему значению. Как следует из выражения (3), из средней ДС можно

вычесть проекции каждой физической составляющей и провести анализ для уточнения модели. В соответствие с формулой (3) на *рис. 4б* приведено совместное распределение величины u_a и проекции скорости ветра. Эта компонента ДС равна разности средней ДС, измеренной РЛС (формула (2)), и соответствующих компонент течения, ветрового дрейфа, стокова дрейфа, взвешенной фазовой скорости брэгговских волн, полученных синхронно с радиолокационными наблюдениями. Видно, что в направлении зондирования, при котором проекция скорости ветра имеет отрицательные значения, двумерное распределение сформировалось вокруг нуля. В направлении зондирования с положительными значениями проекции скорости ветра значение ДС, вдоль которой концентрируется двумерное распределение, отлично от нуля, но близко к постоянному значению. Для дальнейшего исследования величины u_a рассмотрим азимутальную зависимость ДС. На *рис. 4в* приведено совместное распределение средней ДС и азимутального угла зондирования относительно направления ветра. Нулевые значения угла соответствуют зондированию навстречу ветру. Подобные зависимости рассматриваются в других работах, в частности в исследовании (Elyouncha et al., 2022). Примечательно, что не зависимо от углов зондирования, при которых получены данные о горизонтальной проекции ДС, результаты оказываются очень близки к результатам других авторов (серая линия на *рис. 4в*). На *рис. 4в* приведены расчёты с помощью эмпирической модели в виде ряда Фурье второго порядка в зависимости от азимутального направления (серая линия), предложенной в указанной выше работе, с другими коэффициентами ($B_0 = 0,04258$, $B_1 = 0,5131$, $B_2 = 0,01808$), полученными методом наименьших квадратов. На *рис. 4г* приведено совместное распределение u_a и азимутального угла зондирования относительно направления ветра, полученное путём вычитания всех известных компонент скорости (формула (3)) из ДС. Видно, что наибольшие отклонения от нуля среднего и максимального значений распределения u_a наблюдаются при зондировании в направлении навстречу ветру, а при остальных азимутальных углах значения близки к нулевым.

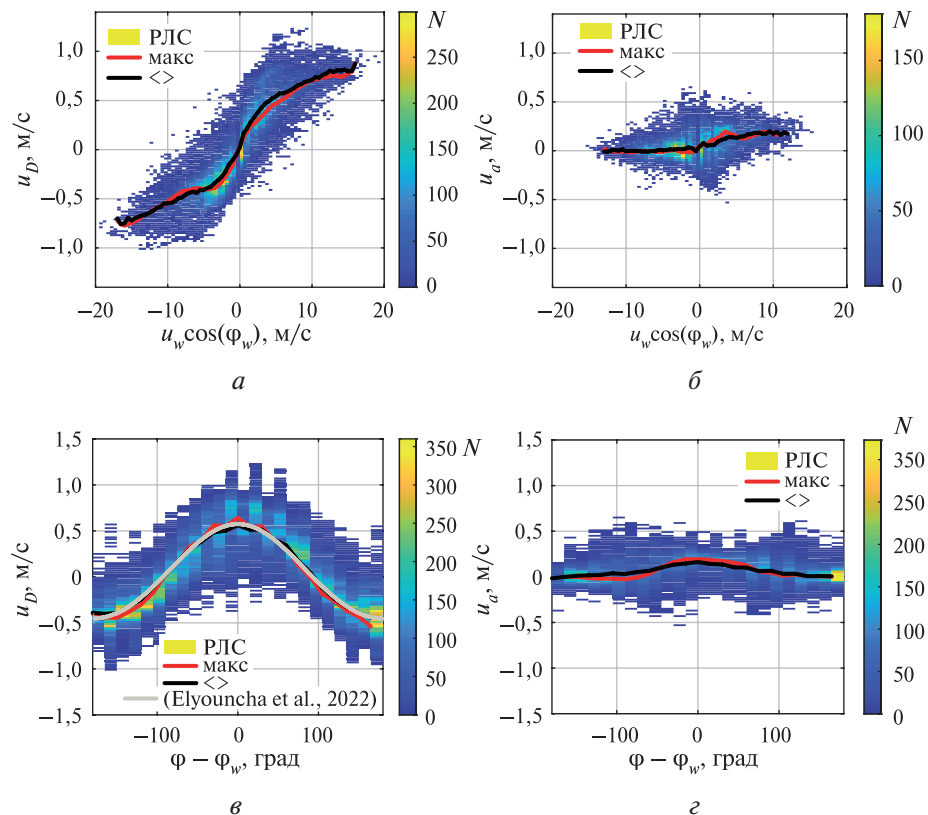


Рис. 4. Совместное распределение среднего значения ДС (*а*), u_a (*б*) и скорости ветра в проекции на направление зондирования. Совместное распределение среднего значения ДС (*в*), u_a (*г*) и азимутального угла зондирования относительно направления скорости ветра

Проведём дополнительный анализ данной компоненты средней ДС, описывающей асимметрию азимутальной зависимости. Для этого из набора экспериментальных данных о средней ДС, полученного РЛС, находится разность максимального, наблюдаемого при зондировании навстречу ветру, и минимального, наблюдаемого при зондировании по ветру, значения средней ДС. Далее проводится анализ данных для поиска связей с гидрометеорологическими параметрами, такими как скорость течения, скорость ветра, значимая высота волн, орбитальная скорость длинных волн, значимая крутизна волн и стоков дрейфа. Указанные зависимости приведены на *рис. 5*, на них видно достаточно хаотичное распределение облака значений со значительным разбросом, однако наибольшая концентрация экспериментальных точек наблюдается в районе 0,2 м/с. Важно отметить, что ни на одном графике не наблюдается значимая зависимость исследуемого параметра от характеристик физических полей. С одной стороны, это говорит о невозможности построения модели, учитывающей такой разброс значений, а с другой стороны, позволяет предложить простую аппроксимацию для слагаемого u_a в уравнении (3).

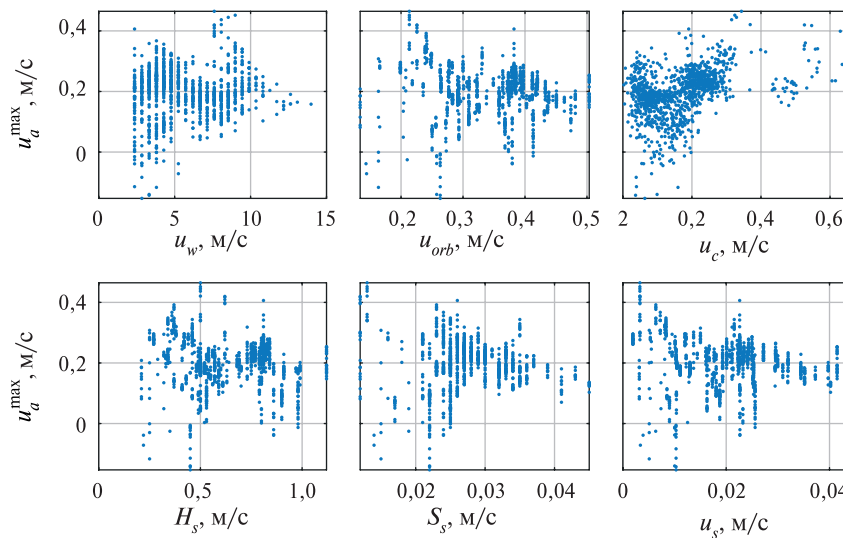


Рис. 5. Зависимости максимального значения величины асимметрии u_a^{\max} от скорости ветра u_w , орбитальной скорости длинных волн u_{orb} , скорости течения u_c , значимой высоты волн H_s , значимой крутизны волн S_s , стокова дрейфа u_s

Рассмотрим такие характеристики u_a , как среднее и среднеквадратичное отклонение, полученные из всего набора данных, приведённых на *рис. 4г*. Указанные характеристики представлены на *рис. 6а* и для слагаемого u_a , определяющего асимметрию азимутальной зависимости ДС, предложена следующая формула, которая наилучшим образом описывает средние значения:

$$u_a = b \operatorname{sech}(c(\varphi - \varphi_w)), \quad (4)$$

где величины b и c выбирались из минимизации среднеквадратичной ошибки и нулевого среднего значения разности измеренного и рассчитанного средних значений ДС. С учётом полученного выражения модель для расчёта среднего значения ДС можно записать как:

$$\bar{u}_D(\varphi) = \bar{c}_B(\varphi - \varphi_w) + u_s(\varphi) + u_c \cos(\varphi - \varphi_c) + au_w \cos(\varphi - \varphi_w) + b \operatorname{sech}(c(\varphi - \varphi_w)). \quad (5)$$

В настоящей работе используются следующие значения: $a = 0,03$, $b = 0,18$, $c = 0,022$. По этой формуле были рассчитаны модельные значения средней ДС, и проведён корреляционный анализ с экспериментальными, полученными когерентным радиолокатором, значениями средней ДС. Результаты сопоставления приведены на *рис. 6б*, где облако точек пред-

ставлено в виде двумерного распределения. Коэффициент корреляции для 30 780 значений составил 0,96 со среднеквадратичной ошибкой 11 см/с, связанной, как было показано выше, с разбросом значений u_a , который к настоящему времени не удалось компенсировать.

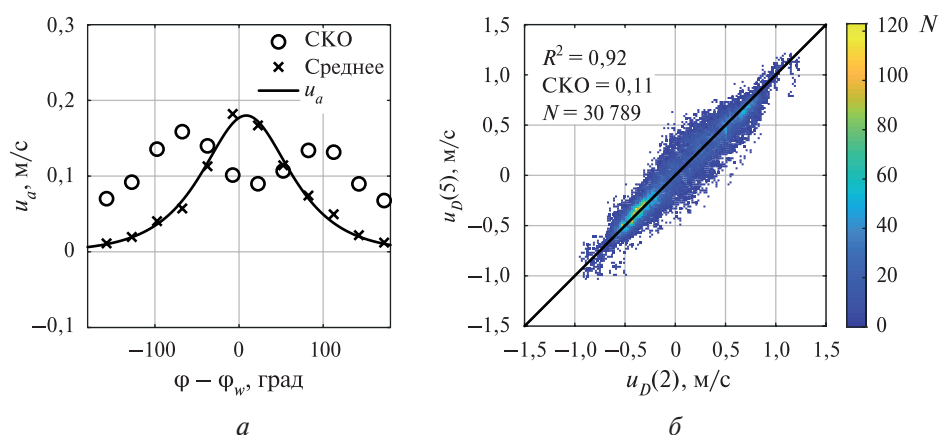


Рис. 6. Азимутальная зависимость среднего значения и среднеквадратичного отклонения u_a (а) и совместное распределение экспериментального (формула (2)) и рассчитанного по формуле (5) среднего значения ДС (б)

Заключение

В настоящей работе проведено исследование особенностей асимметрии азимутальной зависимости средней доплеровской скорости. Для этого из экспериментально измеренного когерентным радиолокатором значения средней ДС были вычтены все детерминированные компоненты, связанные со скоростью брэгговских волн, ветровым дрейфом, течениями и стоковым дрейфом. Были определены основные характеристики оставшейся компоненты средней ДС (u_a), описывающей асимметрию азимутальной зависимости, а именно:

- 1) u_a имеет максимальные значения при зондировании в направлении навстречу ветру;
- 2) u_a не проявляет зависимости от параметров физических полей в рассмотренном в работе диапазоне изменчивости гидрометеорологических условий;
- 3) u_a описывается формулой (4) и имеет минимальные значения среднеквадратичного отклонения в направлении зондирования навстречу и по ветру в районе 7–9 см/с;
- 4) максимальные значения среднеквадратичного отклонения около 15 см/с наблюдаются в поперечном к ветру направлении зондирования и могут быть связаны с отличающимся от принятого в работе угловым распределением брэгговских волн.

Возможным физическим механизмом появления описываемой в работе асимметрии, обладающей указанными параметрами, является наличие более высокоскоростных рассеивателей на морской поверхности, имеющих диаграмму рассеяния только в направлении своего движения. Причём возникновение и насыщение данного типа рассеивателей проявляется уже при скоростях ветра 3 м/с. Кроме брэгговских волн известны другие типы рассеивателей: различные типы обрушений (gentle, spilling, plunging breaker, их комбинации) и связанные волны — высшие гармоники дециметровых ветровых волн, возникающие при определённой крутизне несущей волны (см., например, (Duncan, 2001; Duncan et al., 1999; Ermakov et al., 2012; Longuet-Higgins, 1995; Longuet-Higgins, Cleaver, 1994; Qiao, Duncan, 2001; Sergievskaya et al., 2020)). Наиболее вероятным кандидатом, удовлетворяющим описанным выше характеристикам, можно назвать связанные волны, возникающие на крутых волнах с длинами в единицы дециметров, расположенных на переднем склоне длинной волны. Такие волны обладают фазовой скоростью около 40 см/с, что соответствует экспериментальным наблюдениям — величина $\max(u_a) + c_B$ равна 41 см/с. При этом рассеяние происходит только в направлении

навстречу волнам, а в попутном волнам направлении сложение крутизны длинной и дециметровой волны приводит к возникновению условия затенения даже при малых скоростях ветра.

В качестве основного результата настоящей статьи можно назвать получение формулы (5), являющейся параметризацией среднего значения ДС на рассматриваемом участке морской поверхности. Среднее значения ДС определялось на площади около 31 тыс. м², тем самым реализовывалось пространственное усреднение. Однако данная модель пригодна и для временного усреднения, характерного для радиоскаттерометров. Поляризационные эффекты и эффекты, связанные с углом зондирования, не должны оказывать существенного влияния, так как при построении модели использовались только фазовые характеристики рассеянного радиосигнала, которые определяются физической скоростью рассеивателей радиоволн на морской поверхности.

Полученные результаты могут быть использованы для решения обратной задачи когерентного радиолокационного зондирования — определения скорости приводного ветра и вектора приповерхностных течений.

Работа выполнена за счёт гранта Российского научного фонда № 20-77-10081, <https://rscf.ru/project/20-77-10081/>.

Литература

1. Богатов Н. А., Капустин И. А., Мольков А. А., Ермошкин А. В. Измерение скорости ветровой ряби на профиле длинной волны с применением метода стереосъёмки // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 216–225. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225.
2. Ермаков С. А. Влияние пленок на динамику гравитационно-капиллярных волн. Н. Новгород: ИПФ РАН, 2010. 163 с.
3. 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.
4. Каневский М. Б., Караев В. Ю., Лубяко Л. В., Зуйкова Э. М., Титов В. И., Гольдблат В. Ю., Баландина Г. Н. Доплеровские спектры сантиметровых и миллиметровых радиоволн, рассеянных водной поверхностью под малыми углами скольжения // Изв. ВУЗов. Радифизика. 2001. Т. 44. № 11. С. 922–930.
5. Капустин И. А., Ермошкин А. В., Богатов Н. А., Мольков А. А. Об оценке вклада приводного ветра в кинематику сликов на морской поверхности в условиях ограниченных разгонов волнения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 163–172. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-163-172.
6. Салин М. Б., Ермошкин А. В., Разумов Д. Д., Салин Б. М. Модели формирования доплеровского спектра поверхностной реверберации для звуковых волн метрового диапазона // Акуст. журн. 2023. Т. 69. № 5. С. 595–607. DOI: 10.31857/S032079192360035X.
7. Сергиевская И. А., Ермаков С. А., Плотников Л. М. и др. 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.
8. Справочник по радиолокации / Под ред. М. Скольника; пер. с англ.; в 4 т. Т. 1. Основы радиолокации / Под ред. Я. С. Ицхоки. М.: Сов. радио, 1976. 456 с.
9. Carrasco R., Horstmann J., Seemann J. Significant wave height measured by coherent X-band radar // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2017. V. 55. No. 9. P. 5355–5365. DOI: 10.1109/TGRS.2017.2706067.
10. Chapron B., Collard F., Ardhuin F. Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation // J. Geophysical Research. 2005. V. 110. Article C07008. DOI: 10.1029/2004jc002809.
11. Cui J., Wang Y., Zhang Y. et al. A new model for Doppler shift of C-band echoes backscattered from sea surface // Acta Oceanologica Sinica. 2023. V. 42. No. 6. P. 100–111. DOI: 10.1007/s13131-022-2144-8.
12. Duncan J. H. Spilling breakers // Annual Review Fluid Mechanics. 2001. V. 33. P. 519–547. DOI: 10.1146/annurev.fluid.33.1.519.

13. *Duncan J. H., Qiao H., Philomin V., Wenz A.* Gentle spilling breakers: crest profile evolution // *J. Fluid Mechanics*. 1999. V. 379. P. 191–222. DOI: 10.1017/S0022112098003152.
14. *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.
15. *Ermakov S. A., Kapustin I. A., Sergievskaya I. A.* On peculiarities of scattering of microwave radar signals by breaking gravity-capillary waves // *Radiophysics. Quantum Electronics*. 2012. V. 55. P. 453–461. DOI: 10.1007/s11141-012-9381-1.
16. *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. Article ES1005. DOI: 10.2205/2019ES000662.
17. *Ermoshkin A. V., Kapustin I. A., Kosteev D. A. et al.* Monitoring Sea Currents with Midrange Acoustic Backscattering // *Water*. 2023. V. 15. No. 11. Article 2016. DOI: 10.3390/w15112016.
18. *Johannessen J. A., Chapron B., Collard F. et al.* Direct ocean surface velocity measurements from space: Improved quantitative interpretation of ENVISAT ASAR observations // *Geophysical Research Letters*. 2008. V. 35. No. 22. DOI: 10.1029/2008GL035709.
19. *Hansen M. W., Kudryavtsev V., Chapron B. et al.* Simulation of radar backscatter and Doppler shifts of wave–current interaction in the presence of strong tidal current // *Remote Sensing of Environment*. 2012. V. 120. P. 113–122. DOI: 10.1016/j.rse.2011.10.033.
20. *Karaev V., Titchenko Y., Panfilova M., Meshkov E.* The Doppler Spectrum of the Microwave Radar Signal Backscattered From the Sea Surface in Terms of the Modified Bragg Scattering Model // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2020. V. 58. No. 1. P. 193–202. DOI: 10.1109/TGRS.2019.2935343.
21. *Kudryavtsev V., Hauser D., Gaudal G., Charpon B.* A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface: 1. Background model // *J. Geophysical Research*. 2003. V. 108. Iss. C3. Article 8054. P. FET 2-1-FET 2-24. DOI: 10.1029/2001JC001003.
22. *Longuet-Higgins M. S.* Parasitic capillary waves: a direct calculation // *J. Fluid Mechanics*. 1995. V. 301. P. 79–107. <https://doi.org/10.1017/S0022112095003818>.
23. *Longuet-Higgins M., Cleaver R.* Crest instability of gravity waves. Part 1. The almost highest wave // *J. Fluid Mechanics*. 1994. V. 258. P. 115–129. <https://doi.org/10.1017/S0022112094003265>.
24. *Martin A. C. H., Gommenginger C., Marquez J. et al.* Wind-wave-induced velocity in ATI SAR ocean surface currents: First experimental evidence from an airborne campaign // *J. Geophysical Research*. 2016. V. 121. Iss. 3. P. 1640–1653. DOI: 10.1002/2015JC011459.
25. *Moiseev A., Johnsen H., Hansen M. W., Johannessen J. A.* Evaluation of radial ocean surface currents derived from Sentinel-1 IW Doppler shift using coastal radar and Lagrangian surface drifter observations // *J. Geophysical Research*. 2020. V. 125. Article e2019JC015743. DOI: 10.1029/2019jc015743.
26. *Mouche A. A., Collard F., Chapron B. et al.* On the use of Doppler shift for sea surface wind retrieval from SAR // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2012. V. 50. P. 2901–2909. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2174998.
27. *Pierson W. J.* The theory and applications of ocean wave measuring systems at and below the sea surface, on the land, from aircraft, and from spacecraft: NASA Contractor Rep. CR-2646. N76-17775, 1976. 401 p.
28. *Qiao H., Duncan J.* Gentle spilling breakers: Crest flow-field evolution // *J. Fluid Mechanics*. 2001. V. 439. P. 57–85. DOI: 10.1017/S0022112001004207.
29. *Romeiser R., Thompson D. R.* Numerical study on the along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2000. V. 38. No. 1. P. 446–458. DOI: 10.1109/36.823940.
30. *Romeiser R., Suchandt S., Runge H. et al.* First analysis of TerraSAR-X along-track InSAR-Derived current fields // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2010. V. 48. No. 2. P. 820–829. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2030885.
31. *Sergievskaya I. A., Ermakov S. A., Ermoshkin A. V. et al.* The role of micro breaking of small-scale wind waves in radar backscattering from sea surface // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. No. 24. Article 4159. DOI: 10.3390/rs12244159.
32. *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. No. 7. Article 839. DOI: 10.3390/rs11070839SKIM.
33. *Valenzuela G.* Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — a review // *Boundary Layer Meteorology*. 1978. V. 13. P. 61–85. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00913863>.
34. *Wu J.* Wind-induced drift currents // *J. Fluid Mechanics*. 1975. V. 68. No. 1. P. 49–70. <https://doi.org/10.1017/S0022112075000687>.

Investigation of the anisotropy of Doppler velocity azimuthal dependence of X-band radio wave scatterers

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

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

One of the challenges of coherent radar sensing of the sea surface is explored, the potential of which for addressing oceanological problems is undeniable. To date, a connection has been established between the Doppler velocity of radio wave scatterers and the speed of the tailwind, near-surface currents, and wave characteristics. Experimental evidence demonstrates asymmetry of the azimuthal dependence of the Doppler velocity, which requires explanation. This article examines this issue based on experimental data across a wide range of hydro-meteorological conditions. Sensing was conducted in the X-band using horizontal polarization of radiation and receiving at sensing angles near sliding, utilizing a digital coherent circular radar station. Due to the high spatial and temporal resolution of radar equipment, it has been shown that when measuring the Doppler velocity, the average values are close to the average velocities of the radio wave scatterers on an agitated sea surface. A simple statistical model has been proposed for the average Doppler velocity value in the considered section of sea surface, depending on the azimuth angle of measurement, taking into account asymmetry. The features of the asymmetry in the azimuthal dependence of Doppler velocity for X-band radio waves and some mechanisms for its formation have been considered.

Keywords: coherent radar sensing, Bragg waves, Doppler velocity, currents, wind waves

Accepted: 12.04.2024

DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-3-207-220

References

1. Bogatov N. A., Kapustin I. A., Molkov A. A., Ermoshkin A. V., Retrieval of wind ripple speed from stereo imagery of sea surface, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2023, Vol. 20, No. 2, pp. 216–225 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-2-216-225.
2. Ermakov S. A., *Vliyaniye plenok na dinamiku gravitatsionno-kapillyarnykh voln* (Influence of films on the dynamics of gravity-capillary waves), N. Novgorod: IAP RAS, 2010, 163 p. (in Russian).
3. 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.
4. Kanevsky M. B., Karaev V. Y., Lubyako L. V., Zuikova E. M., Gol'dblat V. Y., Titov V. I., Balandina G. N., Doppler spectra of centimeter and millimeter microwaves backscattered from a rough water surface at low grazing angles, *Radiophysics and Quantum Electronics*, 2001, Vol. 44, No. 11, pp. 850–857, DOI: 10.1023/A:1014207729526.
5. Kapustin I. A., Ermoshkin A. V., Bogatov N. A., Molkov A. A., On the estimation of the contribution of near-surface wind to the kinematics of slicks on the sea surface under conditions of finite wave fetch, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, Vol. 16, No. 2, pp. 163–172 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-2-163-172.
6. Salin M. B., Ermoshkin A. V., Razumov D. D., Salin B. M. Models of the Formation of Doppler spectrum of surface reverberation for sound waves of the meter range, *Akusticheskii zhurnal*, 2023, Vol. 69, No. 5, pp. 595–607 (in Russian), DOI: 10.31857/S032079192360035X.
7. Sergievskaya I. A., Ermakov S. A., Plotnikov L. M. et al., Determination of current velocities during microwave sounding of the sea surface at moderate angles of incidence, *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.
8. *Radar handbook*, M. Skolnik (ed.), New York, 1970.
9. Carrasco R., Horstmann J., Seemann J., Significant wave height measured by coherent X-band radar, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2017, Vol. 55, No. 9, pp. 5355–5365, DOI: 10.1109/TGRS.2017.2706067.

10. Chapron B., Collard F., Ardhuin F., Direct measurements of ocean surface velocity from space: Interpretation and validation, *J. Geophysical Research*, 2005, Vol. 110, Article C07008, DOI: 10.1029/2004jc002809.
11. Cui J., Wang Y., Zhang Y. et al., A new model for Doppler shift of C-band echoes backscattered from sea surface, *Acta Oceanologica Sinica*, 2023, Vol. 42, No. 6, pp. 100–111, DOI: 10.1007/s13131-022-2144-8.
12. Duncan J. H., Spilling breakers, *Annual Review Fluid Mechanics*, 2001, Vol. 33, pp. 519–547, DOI: 10.1146/annurev.fluid.33.1.519.
13. Duncan J. H., Qiao H., Philomin V., Wenz A., Gentle spilling breakers: crest profile evolution, *J. Fluid Mechanics*, 1999, Vol. 379, pp. 191–222, DOI: 10.1017/S0022112098003152.
14. 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.
15. Ermakov S. A., Kapustin I. A., Sergievskaya I. A., On peculiarities of scattering of microwave radar signals by breaking gravity-capillary waves, *Radiophys. Quantum Electronics*, 2012, Vol. 55, pp. 453–461, DOI: 10.1007/s11141-012-9381-1.
16. 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, Article ES1005, DOI: 10.2205/2019ES000662.
17. Ermoshkin A. V., Kapustin I. A., Kosteev D. A. et al., Monitoring sea currents with midrange acoustic backscattering, *Water*, 2023, Vol. 15, No. 11, Article 2016, DOI: 10.3390/w15112016.
18. Johannessen J. A., Chapron B., Collard F. et al., Direct ocean surface velocity measurements from space: Improved quantitative interpretation of ENVISAT ASAR observations, *Geophysical Research Letters*, 2008, Vol. 35, No. 22, DOI: 10.1029/2008GL035709.
19. Hansen M. W., Kudryavtsev V., Chapron B. et al., Simulation of radar backscatter and Doppler shifts of wave–current interaction in the presence of strong tidal current, *Remote Sensing of Environment*, 2012, Vol. 120, pp. 113–122, DOI: 10.1016/j.rse.2011.10.033.
20. Karaev V., Titchenko Y., Panfilova M., Meshkov E., The Doppler spectrum of the microwave radar signal backscattered from the sea surface in terms of the modified Bragg scattering model, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2020, Vol. 58, No. 1, pp. 193–202, DOI: 10.1109/TGRS.2019.2935343.
21. Kudryavtsev V., Hauser D., Gaudal G., Charpon B., A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model, *J. Geophysical Research*, 2003, Vol. 108, Issue C3, Article 8054, pp. FET 2-1–FET 2-24, DOI: 10.1029/2001JC001003.
22. Longuet-Higgins M. S., Parasitic capillary waves: a direct calculation, *J. Fluid Mechanics*, 1995, Vol. 301, pp. 79–107, <https://doi.org/10.1017/S0022112095003818>.
23. Longuet-Higgins M., Cleaver R., Crest instability of gravity waves. Part 1. The almost highest wave, *J. Fluid Mechanics*, 1994, Vol. 258, pp. 115–129, <https://doi.org/10.1017/S0022112094003265>.
24. Martin A. C. H., Gommenginger C., Marquez J. et al., Wind-wave-induced velocity in ATI SAR ocean surface currents: First experimental evidence from an airborne campaign, *J. Geophysical Research*, 2016, Vol. 121, Issue 3, pp. 1640–1653, DOI: 10.1002/2015JC011459.
25. Moiseev A., Johnsen H., Hansen M. W., Johannessen J. A., Evaluation of radial ocean surface currents derived from Sentinel-1 IW Doppler shift using coastal radar and Lagrangian surface drifter observations, *J. Geophysical Research*, 2020, Vol. 125, Article e2019JC015743, DOI: 10.1029/2019jc015743.
26. Mouche A. A., Collard F., Chapron B. et al., On the use of Doppler shift for sea surface wind retrieval from SAR, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, pp. 2901–2909, DOI: 10.1109/TGRS.2011.2174998.
27. Pierson W. J., The theory and applications of ocean wave measuring systems at and below the sea surface, on the land, from aircraft, and from spacecraft, NASA Contractor Rep. CR-2646, N76-17775, 1976, 401 p.
28. Qiao H., Duncan J., Gentle spilling breakers: Crest flow-field evolution, *J. Fluid Mechanics*, 2001, Vol. 439, pp. 57–85, DOI: 10.1017/S0022112001004207.
29. Romeiser R., Thompson D. R., Numerical study on the along-track interferometric radar imaging mechanism of oceanic surface currents, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, No. 1, pp. 446–458, DOI: 10.1109/36.823940.
30. Romeiser R., Suchandt S., Runge H. et al., First Analysis of TerraSAR-X Along-Track InSAR-Derived Current Fields, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2010, Vol. 48, No. 2, pp. 820–829, DOI: 10.1109/TGRS.2009.2030885.
31. Sergievskaya I. A., Ermakov S. A., Ermoshkin A. V. et al., The role of micro breaking of small-scale wind waves in radar backscattering from sea surface, *Remote Sensing*, 2020, Vol. 12, No. 24, Article 4159, DOI: 10.3390/rs12244159.
32. 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, No. 7, Article 839, DOI: 10.3390/rs11070839SKIM.

33. Valenzuela G., Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves — a review, *Boundary Layer Meteorology*, 1978, Vol. 13, pp. 61–85, <http://dx.doi.org/10.1007/BF00913863>.
34. Wu J., Wind-induced drift currents, *J. Fluid Mechanics*, 1975, Vol. 68, No. 1, pp. 49–70, <https://doi.org/10.1017/S0022112075000687>.