

УДК 621.371.165+551.446.3

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВОЛНОВОГО ПЕРИОДА МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ ПО РАДИОАЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

*В. Ю. Караев*¹, *Е. М. Мешков*¹, *Д. Коттон*², *К. Чу*³

¹ Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород, Россия

² Satellite Oceanographic Consultants Limited, Southampton, United Kingdom

³ South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China

Рассмотрены особенности обратного рассеяния электромагнитных волн СВЧ диапазона при надирном зондировании морской поверхности. Совместный анализ радиолокационных данных и данных морских буёв позволил уточнить связь параметров волнения и отражённого радиолокационного сигнала. Показано, что для вычисления сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения достаточно знать скорость ветра и крутизну волн или дисперсию наклонов крупномасштабного волнения. В качестве количественных характеристик морского волнения использовались несколько типов волновых периодов. Было показано, что характеристики морского волнения могут быть восстановлены по радиоальтиметрическим данным. Сравнение восстановленных и измеренных периодов подтвердило эффективность разработанных алгоритмов. Можно утверждать, что учёт этих данных в численных моделях волнения позволит повысить точность численного моделирования волновой обстановки. Обнаружена немонотонная зависимость волновых периодов от сечения обратного рассеяния.

ВВЕДЕНИЕ

Область малых углов падения является наиболее информативной для решения задач дистанционной диагностики состояния морского волнения в СВЧ диапазоне. При этом имеющиеся возможности используются слабо. Из космических радиолокаторов в этом интервале углов падения работают только радиоальтиметр и дождевой радиолокатор (PR-радиолокатор).

Основной задачей радиоальтиметра является измерение с высокой точностью среднего уровня Мирового океана [1, 2]. Принцип работы основан на измерении времени распространения излучённого электромагнитного импульса до морской поверхности и обратно. Современные алгоритмы позволяют с высокой точностью контролировать положение спутника, и в результате ошибка измерения уровня Мирового океана составляет всего несколько сантиметров [3].

Радиоальтиметр является единственным радиолокатором космического базирования, способным с высокой точностью измерять значительную высоту волнения, которая определяется как 4 корня из дисперсии высот. В качестве информативного параметра выступает тангенс угла наклона временного профиля переднего фронта отражённого импульса в средней точке [4, 5]. По сечению обратного рассеяния с помощью регрессионных алгоритмов определяют скорость приповерхностного ветра [6–8]. Существенным недостатком радиоальтиметрических данных является то, что измерения выполняются только вдоль траектории спутника.

Дождевой радиолокатор предназначен для измерения интенсивности осадков в широкой приэкваториальной полосе ($\pm 40^\circ$) [9]. В отличие от радиоальтиметра, в PR-радиолокаторе используется сканирующий режим в направлении, перпендикулярном траектории полёта, и измерения выполняются под разными углами падения. Схема зондирования показана на рис. 1.

В полёте формируется полоса обзора вдоль траектории движения, и её ширина зависит от высоты орбиты. Селекция по дальности позволяет получить разрешение около 250 м по высоте, причём наиболее удалённый рассеивающий элемент относится к отражению от морской поверх-

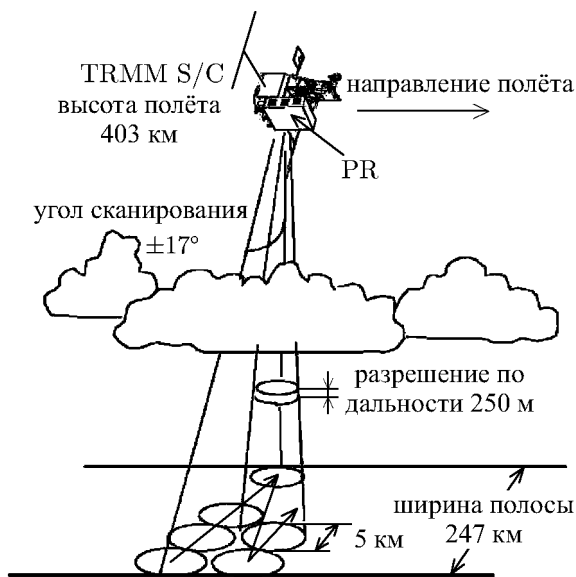


Рис. 1. Схема измерений дождевого радиолокатора (PR-радиолокатора)

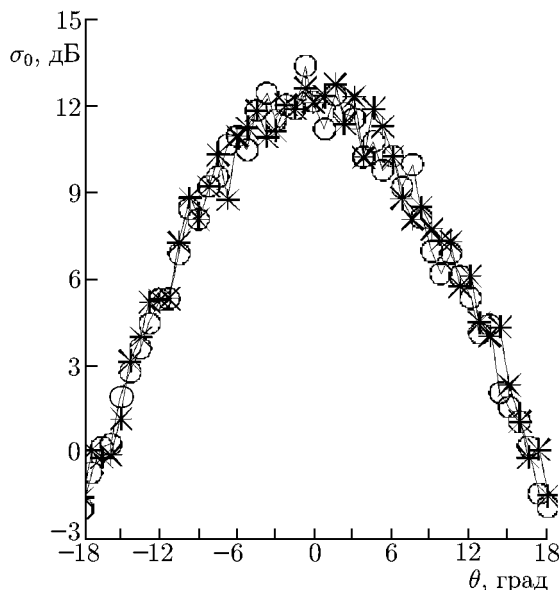


Рис. 2. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для двух последовательных сканов (различные символы соответствуют разным сканам)

ности. Диаметр рассеивающей ячейки на поверхности составляет около 5 км. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для двух последовательных сканов показана на рис. 2. Наблюдаемые флуктуации мощности отражённого сигнала приведут к ошибкам при решении обратной задачи: определении скорости ветра и параметров волнения по отражённому радиолокационному сигналу.

Главной задачей PR-радиолокатора является измерение интенсивности осадков, поэтому при стандартной обработке PR-данных информация из последнего по дальности элемента не используется.

После запуска PR-радиолокатора и получения данных были предприняты успешные попытки измерять дисперсию наклонов крупномасштабного волнения и определять скорость приповерхностного ветра [10–12].

В наших работах также был рассмотрен алгоритм восстановления дисперсии наклонов океанического волнения и проведена обработка данных. Особенностью исследования стало формирование массива данных, включающего как спутниковые данные, так и измерения морских буёв, согласованные по времени. Это впервые позволило сравнить эффективность алгоритмов обработки PR-данных с данными контактных измерений [13–15]. Кроме того, нами впервые был проведён подробный анализ взаимосвязи интегральных ветровых и волновых параметров, описывающих морскую поверхность, с радиолокационными измерениями [16]. Полученные в ходе этих двух исследований результаты позволили разработать новые алгоритмы анализа и обработки радиолокационных данных и перейти к решению задачи об определении волнового периода морского волнения по радиоальтиметрическим данным, чему и посвящена данная работа.

1. ИСХОДНЫЙ МАССИВ ДАННЫХ

Для проведения данного исследования были взяты измерения сечения обратного рассеяния при малых углах падения, выполненные PR-радиолокатором. Данные были предоставлены ар-

хивом «Goddard Distributed Active Archive Center» и получены из стандартного набора данных 2A21 (версия 6).

Информация о скорости и направлении ветра, а также о параметрах волнения была получена из архива «National Data Buoy Center» (NDBC). NDBC-буи обеспечивают измерения скорости и направления ветра каждые 10 мин на высоте 5 м над морской поверхностью.

Последующая обработка позволила сформировать объединённый массив радиолокационных и буйковых данных, охватывающий период с 2001 по 2009 годы (см. подробнее [16]). В качестве критерия использовались следующие условия:

1) расстояние между буём и ячейкой, где измеряется сечение обратного рассеяния, не превосходит 25 км;

2) временной интервал между радиолокационными и буйковыми измерениями не более 10 мин.

При первичной обработке были отсеяны измерения в области дождя, когда происходит значительное ослабление мощности отражённого сигнала. Скорость ветра была пересчитана на высоту 10 м по логарифмическому профилю [17, 18] для нейтральной стратификации.

В результате каждый элемент объединённого массива содержал следующую информацию: 1) скорость и направление ветра; 2) значительную высоту и направление распространения волнения; 3) сечение обратного рассеяния и угол падения; 4) направление движения спутника; 5) направление сканирования; 6) координаты буя и элементарной рассеивающей ячейки. Кроме того, записывался спектр волнения, и в ходе последующей обработки был восстановлен ряд других интегральных характеристик волнения.

1.1. Данные буёв

Приведём определения основных интегральных характеристик, применяемых для описания морского волнения.

Статистический момент i -го порядка определяется следующим образом:

$$m_i = \int_0^{f_c} f^i S(f) df, \quad (1)$$

где $S(f)$ — измеренный буём спектр волнения, f_c — частота отсечки буя, т. е. морской буй не способен измерять спектр на более высоких частотах (короткие волны).

По определению средний волновой период задаётся как

$$T_a = m_0/m_1, \quad (2)$$

однако в океанологии более распространено определение среднего волнового периода

$$T_z = \sqrt{m_0/m_2}, \quad (3)$$

которое мы и будем использовать в дальнейшем. Физически период T_z является временем между двумя пересечениями волновым профилем нулевого уровня вверх.

По аналогии со средним волновым периодом T_z введём среднее волновое число

$$k_c = \sqrt{m_4/m_0}. \quad (4)$$

Среднее волновое число k_c можно трансформировать в средний волновой период T_c с помощью дисперсионного соотношения:

$$T_c = \frac{2\pi}{\sqrt{gk_c}} = \frac{2\pi}{\sqrt{g}} \sqrt[4]{\frac{m_0}{m_4}}, \quad (5)$$

где g — ускорение свободного падения. Период между гребнями T_m вычисляется следующим образом:

$$T_m = \frac{2\pi}{g} \sqrt{\frac{m_2}{m_4}}. \tag{6}$$

В связи с тем, что морские буи не способны измерять высокочастотную часть спектра, достаточно точно можно оценить только значительную высоту волнения и моменты первого и второго порядков. Момент четвёртого порядка, вычисленный по измеренному спектру, будет существенно занижен. Поэтому независимое измерение дисперсии наклонов с помощью РР-радиолокатора откроет возможность анализа волновых периодов T_c и T_m .

Ещё одной важной характеристикой является крутизна волн

$$\delta_a = H_S/L_a, \tag{7}$$

где L_a — средняя длина волны, которая вычисляется по известному периоду T_a с помощью дисперсионного соотношения для гравитационных волн, $H_S = 4\sqrt{m_0}$ — значительная высота волнения.

Традиционно при описании волнения используются также следующие определения волнового периода T_p и крутизны волн δ_p :

$$T_p = 1/f_p, \quad \delta_p = H_S/L_p, \tag{8}$$

где L_p и f_p — доминантная длина волны в спектре волнения и отвечающая ей частота соответственно.

Из формул (1), (2) и (8) видно, что всегда $T_p \geq T_a$ и, следовательно, $\delta_a \geq \delta_p$. Обычно волны зыби существенно длиннее ветровых волн, поэтому

Рис. 3. Зависимость волновых периодов от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения

различие между T_p и T_a (δ_p и δ_a) будет больше, а для ветрового волнения — меньше.

На рис. 3 приведены зависимости волновых периодов T_p , T_z , T_c и T_m от скорости ветра U_0 на высоте 10 м для модели полностью развитого ветрового волнения [19–21] и частоты отсечки f_c , соответствующей длине волны электромагнитного излучения 0,021 м.

В случае развивающегося или смешанного волнения (ветровое волнение и волны зыби) зависимости приобретут другой вид и могут быть вычислены по измеренному спектру волнения или по статистическим моментам волнения, измеренным подводным акустическим волнографом [22, 23].

Дисперсия наклонов морской поверхности чувствительна к выбору граничной частоты, поэтому измеряемые волновые периоды T_c и T_m также будут зависеть от длины волны излучения РР-радиолокатора или акустического волнографа.

1.2. Радиолокационные данные

Пример угловой зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для двух последовательных сканов приведён на рис. 2. Флуктуации мощности отражённого сигнала, которые можно видеть на рис. 2, достаточно сильные и, следовательно, будут оказывать существенное

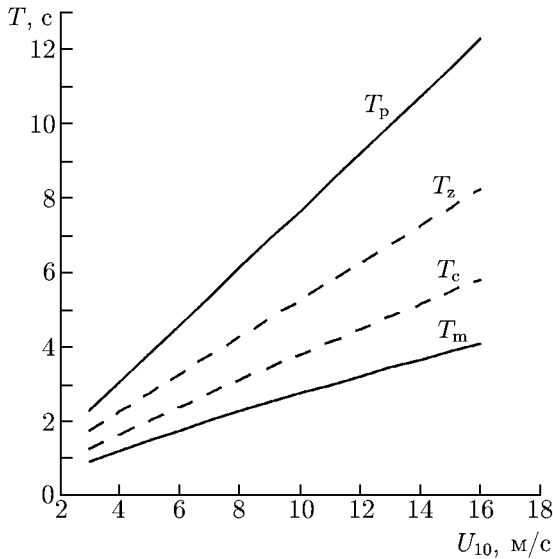


Таблица 1. Корреляция параметров волнения и сигнала

	U_{10} , м/с	δ_p	δ_a	T_p , с	T_a , с	σ_0 , дБ	H_S , м
U_{10} , м/с	1	0,540	0,799	-0,104	-0,099	-0,480	0,525
δ_p	0,540	1	0,768	-0,695	-0,405	-0,290	0,166
δ_a	0,799	0,768	1	-0,362	-0,314	-0,436	0,453
T_p , с	-0,104	-0,695	-0,362	1	0,770	0,124	0,421
T_a , с	-0,099	-0,405	-0,314	0,770	1	0,138	0,639
σ_0 , дБ	-0,480	-0,290	-0,436	0,124	0,138	1	-0,245
H_S , м	0,525	0,166	0,453	0,421	0,639	-0,245	1

влияние на работу алгоритмов, используемых для обработки данных. Для уменьшения ошибок на стадии предварительной подготовки данных происходит удаление грубых промахов из исходных данных.

В работе [16] анализировалась взаимосвязь интегральных параметров волнения, скорости ветра и сечения обратного рассеяния. Было показано, что при нулевом угле падения сечение обратного рассеяния наиболее сильно коррелирует с параметрами волнения и скоростью ветра.

Таблица 1 показывает взаимосвязь рассматриваемых величин. Отметим, что в данном случае связь переменных является нелинейной, поэтому вычисленные коэффициенты корреляции, характеризующие линейную связь переменных, приведены в иллюстративных целях, а не для количественных оценок. Из табл. 1 видно, что скорость ветра надо искать в виде функции от крутизны волны δ_a , значительной высоты волнения H_S и сечения обратного рассеяния σ_0 при нулевом угле падения. Сечение обратного рассеяния зависит от скорости ветра и крутизны δ_a .

Измеряемая буём крутизна волны δ_a является в определённой степени аналогом дисперсии наклонов крупных волн. Однако свойственная морским буям «отсечка» высокочастотной части спектра волнения приводит к тому, что крутизна волны меньше дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в рамках двухмасштабной модели. Тем не менее, как и следует из формулы для сечения обратного рассеяния [24, 25], крутизна δ_a демонстрирует высокую степень корреляции с сечением обратного рассеяния при нулевом угле падения.

Помимо данных РР-радиолокатора в нашем распоряжении есть объединённый массив данных, включающий данные буёв (скорость ветра, значительная высота волнения) и данные радиоальтиметра (сечение обратного рассеяния и значительная высота волнения), предоставленные нашими коллегами из Национального океанографического центра (Саутгемптон, Великобритания).

На рис. 4 приведена зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра для данных радиоальтиметра «Торех/Poseidon» σ_{0a} (а) и РР-радиолокатора σ_0 (б). Как видно из рис. 4, чтобы использовать при обработке алгоритмы, разработанные для РР-радиолокатора [26], необходимо скорректировать радиоальтиметрическое сечение обратного рассеяния σ_{0a} :

$$\sigma_0 = \sigma_{0a} + 1,2 \text{ дБ}. \quad (9)$$

После этого радиоальтиметрические данные готовы к обработке алгоритмами, разработанными для РР-радиолокатора.

2. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ДИСПЕРСИИ НАКЛОНОВ И ВОЛНОВОГО ПЕРИОДА

При малых углах падения зондирующего излучения на морскую поверхность обратное рассеяние является квазизеркальным и происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. В результате сечение обратного рассеяния $\sigma_0(\theta)$ при

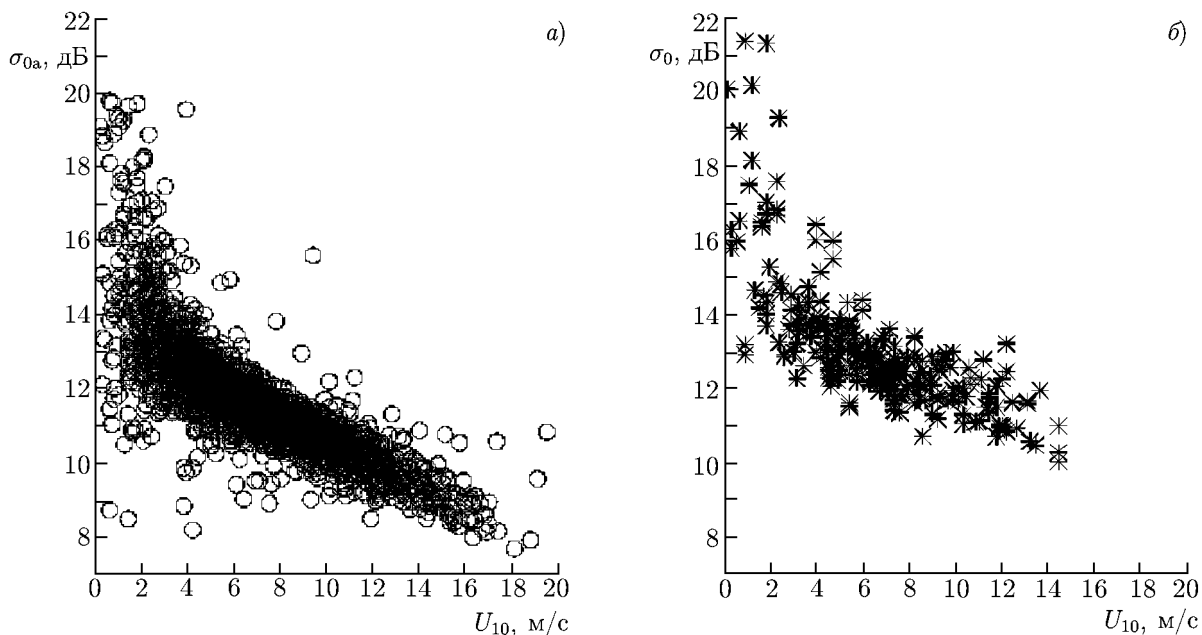


Рис. 4. Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра для радиоальтиметра «Торех» (а) и PR-радиолокатора (б)

ориентации антенны вдоль оси x декартовой системы координат вычисляется по известной формуле (см., например, [24, 25]):

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|R_{\text{эфф}}(0)|^2}{2 \cos^4 \theta \sqrt{S_{xx}^2 S_{yy}^2}} \exp\left(-\frac{\text{tg}^2 \theta}{2 S_{xx}^2}\right). \quad (10)$$

Здесь θ — угол падения, $R_{\text{эфф}}(0)$ — эффективный коэффициент отражения при нормальном падении, S_{xx}^2 и S_{yy}^2 — дисперсии наклонов волнения вдоль осей x и y соответственно.

Алгоритмы восстановления дисперсии наклонов основаны на зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения [10, 12, 15, 27]. В ходе обработки данных PR-радиолокатора сечение обратного рассеяния, измеренное при наклонном зондировании, преобразуется в сечение обратного рассеяния для нулевого угла падения. Благодаря такому переходу удаётся избавиться от азимутальной зависимости сечения обратного рассеяния от направления ветра и направления распространения волнения. Оценка эффективности алгоритмов обработки данных PR-радиолокатора и точности восстановления дисперсии наклонов крупномасштабного волнения приведена в работах [13–15].

В результате алгоритмы восстановления скорости ветра и волнового периода, разработанные для радиоальтиметра, могут применяться для обработки трансформированных данных PR-радиолокатора. Одновременно алгоритмы, разработанные для PR-радиолокатора, могут использоваться для обработки данных радиоальтиметра. Рассмотрим это более подробно.

Радиоальтиметр измеряет значительную высоту волнения, и при обработке по сечению обратного рассеяния определяется скорость приповерхностного ветра. Для обработки можно использовать однопараметрические [6] и двухпараметрические алгоритмы [7, 8]. Проведённый в конце 90-х годов анализ [28] показал, что по сечению обратного рассеяния и значительной высоте волнения можно оценить средний волновой период T_z .

В ходе дальнейших исследований алгоритм был усовершенствован и приобрёл следующий вид [29]:

$$T_z = \frac{1}{\beta} \times \begin{cases} \ln \left[\frac{1}{\alpha} \left(\frac{\sigma_0 - A}{H_S + \gamma} \right) \right], & \sigma_0 \leq \delta; \\ \ln \left[\frac{1}{\alpha} \left(\frac{\delta - A}{H_S + \gamma} \right) \right], & \sigma_0 > \delta. \end{cases} \quad (11)$$

Здесь для радиоальтиметра «Торех» надо использовать коэффициенты $A = 17,1100$; $\alpha = -4,0540$; $\beta = -0,1558$; $\gamma = 1,6580$ и $\delta = 12,8700$.

Таким образом, по сечению обратного рассеяния и значительной высоте волнения с помощью регрессионного алгоритма можно оценить средний волновой период T_z . Волновой период непосредственно не связан с высотой волнения и сечением обратного рассеяния, что ограничивает точность алгоритма.

Как было показано выше, другие волновые периоды, например T_c , также могут быть восстановлены по радиолокационным данным.

В результате обработки данных РР-радиолокатора была получена зависимость полной дисперсии наклонов крупномасштабного волнения $S_0^2 = m_4$ от скорости ветра U_{10} [15, 26]. Для дальнейших оценок аппроксимируем её следующей формулой:

$$S_0^2 = A_0 + B_0 \sqrt{U_{10}} + C_0 U_{10}, \quad (12)$$

где $S_0^2 = S_{xx}^2 + S_{yy}^2$ и $A_0 = 0,002738$; $B_0 = 0,0096784$; $C_0 = -0,000464935$. Зависимость (12) не учитывает типа волнения и может использоваться для всех скоростей ветра. При малых скоростях ветра (менее 3 м/с) наклоны формируются волнами зыби.

По известной формуле [30] дисперсия наклонов при скорости ветра около нуля равна 0,003. На рис. 5 представлены зависимости полной дисперсии наклонов по формуле [30] и дисперсии наклонов крупномасштабного волнения (12) от скорости ветра. Вертикальный отрезок на рис. 5 показывает доверительный интервал для зависимости [30].

В области слабых ветров (менее 3 м/с) не происходит генерации ветровых волн, поэтому дисперсия наклонов зависит только от волн зыби и, следовательно, дисперсии наклонов, измеренные в оптическом и радиолокационном диапазонах, должны совпадать. На рис. 5 видна близость оптических и радиолокационных наклонов, что подтверждает это предположение.

В ходе обработки данных РР-радиолокатора был сделан переход к сечению обратного рассеяния при нулевом угле падения, и в этом случае формула (10) существенно упрощается:

$$\sigma_0(\theta) = \frac{|R_{\text{эфф}}(0)|^2}{2 \sqrt{S_{xx}^2 S_{yy}^2}}. \quad (13)$$

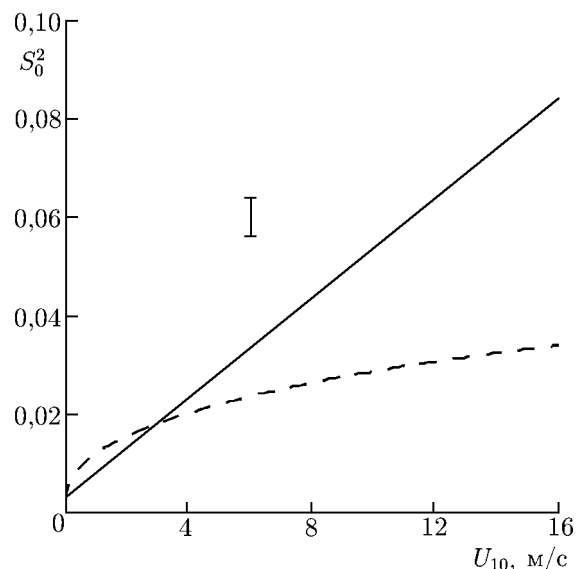


Рис. 5. Зависимость дисперсии наклонов от скорости ветра: прямая — данные [30], пунктир — дисперсия наклонов крупномасштабного волнения для длины волны радиолокатора 0,021 м

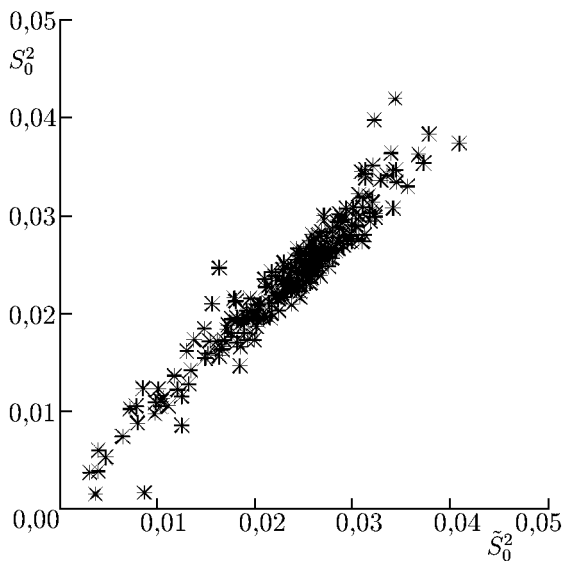


Рис. 6. Сравнение измеренной \tilde{S}_0^2 и восстановленной S_0^2 дисперсий наклонов крупномасштабного волнения

дисперсии наклонов по радиоальтиметрическим данным.

Для вычисления дисперсии наклонов по сечению обратного рассеяния воспользуемся следующим выражением, полученным с помощью регрессионного анализа [15, 26]:

$$S_0^2 = A_1 + B_1\sigma_0 + C_1/\sigma_0, \tag{14}$$

где $A_1 = 0,004204$, $B_1 = -0,00003913$, $C_1 = 0,38504$. Из формулы (14) видно, что коэффициенты не зависят явным образом от скорости ветра. Это объясняется тем, что обратное рассеяние происходит на морской поверхности и именно её параметры, в частности дисперсия наклонов, определяют величину сечения обратного рассеяния.

Сравнение измеренной PR-радиолокатором и восстановленной по формуле (14) дисперсии наклонов приведено на рис. 6. Видно неплохое совпадение за исключением области малых наклонов (слабых ветров). Следовательно, данный алгоритм можно использовать для оценки дисперсии

3. ВОССТАНОВЛЕНИЕ ДИСПЕРСИИ НАКЛОНОВ И ВОЛНОВОГО ПЕРИОДА

Рассмотрим возможность увеличения объёма информации о волнении, извлекаемой из радиоальтиметрических данных. Радиоальтиметр измеряет сечение обратного рассеяния и значительную высоту волнения. С помощью разработанных алгоритмов восстанавливается средний волновой период T_z и скорость ветра. Как показали ранее проведённые исследования, по сечению обратного рассеяния при надирном зондировании можно определить дисперсию наклонов крупномасштабного волнения (см. формулу (14)). Это открывает возможность оценки по радиоальтиметрическим измерениям других волновых периодов (T_c и T_m) и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости S_{tt}^2 . Для оценки точности восстановления новых параметров будем привлекать данные PR-радиолокатора и сопутствующие измерения буёв.

Прежде всего, мы можем восстановить второй момент m_2 (дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости $S_{tt}^2 = m_2$), используя восстановленный средний волновой период T_z :

$$S_{tt}^2 = m_0(2\pi/T_z)^2. \tag{15}$$

На рис. 7 приведены результаты восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости в зависимости от волнового периода T_z . Наблюдаемый разброс значений связан с большим интервалом изменения значительной высоты волнения $H_S = 4\sqrt{m_0}$. Наличие одновременно информации о дисперсии высот и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости делает возможным более подробную классификацию типов волнения.

Радиоальтиметр измеряет значительную высоту волнения и сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения. По формуле (14) определяем дисперсию наклонов $S_0^2 = m_4$ и по известной дисперсии высот (момент m_0) можно вычислить волновой период T_c по формуле (5). Для оценки эффективности предлагаемого для радиоальтиметрических данных алгоритма вычисления

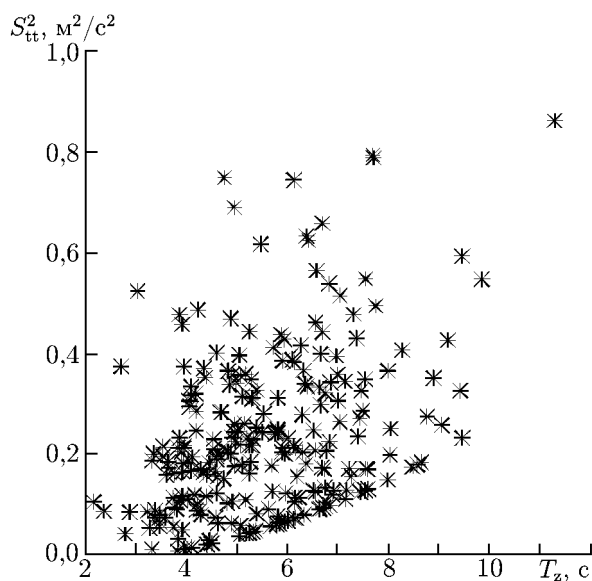


Рис. 7. Связь среднего волнового периода T_z и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости

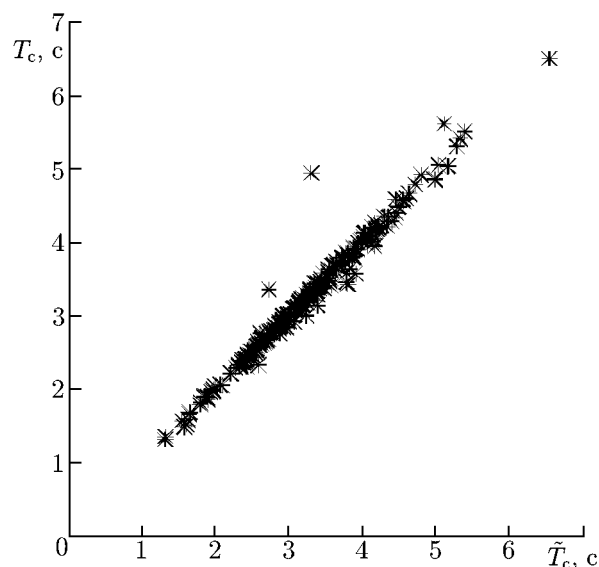


Рис. 8. Сравнение измеренного \hat{T}_c и восстановленного T_c волновых периодов

T_c воспользуемся данными PR-радиолокатора. Для PR-радиолокатора значение T_c может быть вычислено точно: из данных морских буёв известна значительная высота волнения, связанная с m_0 , а дисперсия наклонов, связанная с m_4 , вычисляется независимым способом по данным PR-радиолокатора. Результаты сравнения измеренных PR-радиолокатором и восстановленных по радиоальтиметрическим данным волновых периодов T_a представлены на рис. 8.

На рис. 8 видно хорошее совпадение измеренного PR-радиолокатором и восстановленного по «радиоальтиметрическим» данным (при нулевом угле падения) волновых периодов T_c .

Используя имеющиеся радиоальтиметрические данные, мы можем вычислить волновой период T_m ; на рис. 9 приведены зависимости всех вычисленных волновых периодов от скорости ветра. На рис. 9 также показаны теоретические зависимости для случая полностью развитого ветрового волнения (см. рис. 3). Рисунок 9 подтверждает, что между периодами существует соотношение $T_z > T_c > T_m$. Это обусловлено тем, что вклад высокочастотной части спектра волнения в дисперсию наклонов больше, чем в значительную высоту волнения.

Для T_z наблюдается завышение измеренных волновых периодов по сравнению с моделью. Это связано с тем, что доминирующим состоянием морского волнения является смешанное волнение, т. е. высота волнения больше той, которая соответствует ветровым волнам в области слабых ветров. Для других волновых периодов этот эффект слабее.

Сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения также восстанавливается из данных PR-радиолокатора и вместе с данными буёв о значительной высоте волнения формирует массив «радиоальтиметрических» данных.

Зависимости волновых периодов от сечения обратного рассеяния представлены на рис. 10. Видимый минимум волнового периода T_m (рис. 10б) может быть аналогичен минимуму в зависимости разностного сечения обратного рассеяния от одного из сечений для радиоальтиметра «Торех», обнаруженному в работе [27]. Необходимы дальнейшие исследования в этом направлении.

Таким образом, предложенные алгоритмы существенно расширяют возможности радиоальтиметра по измерению параметров крупномасштабного волнения и классификации типов

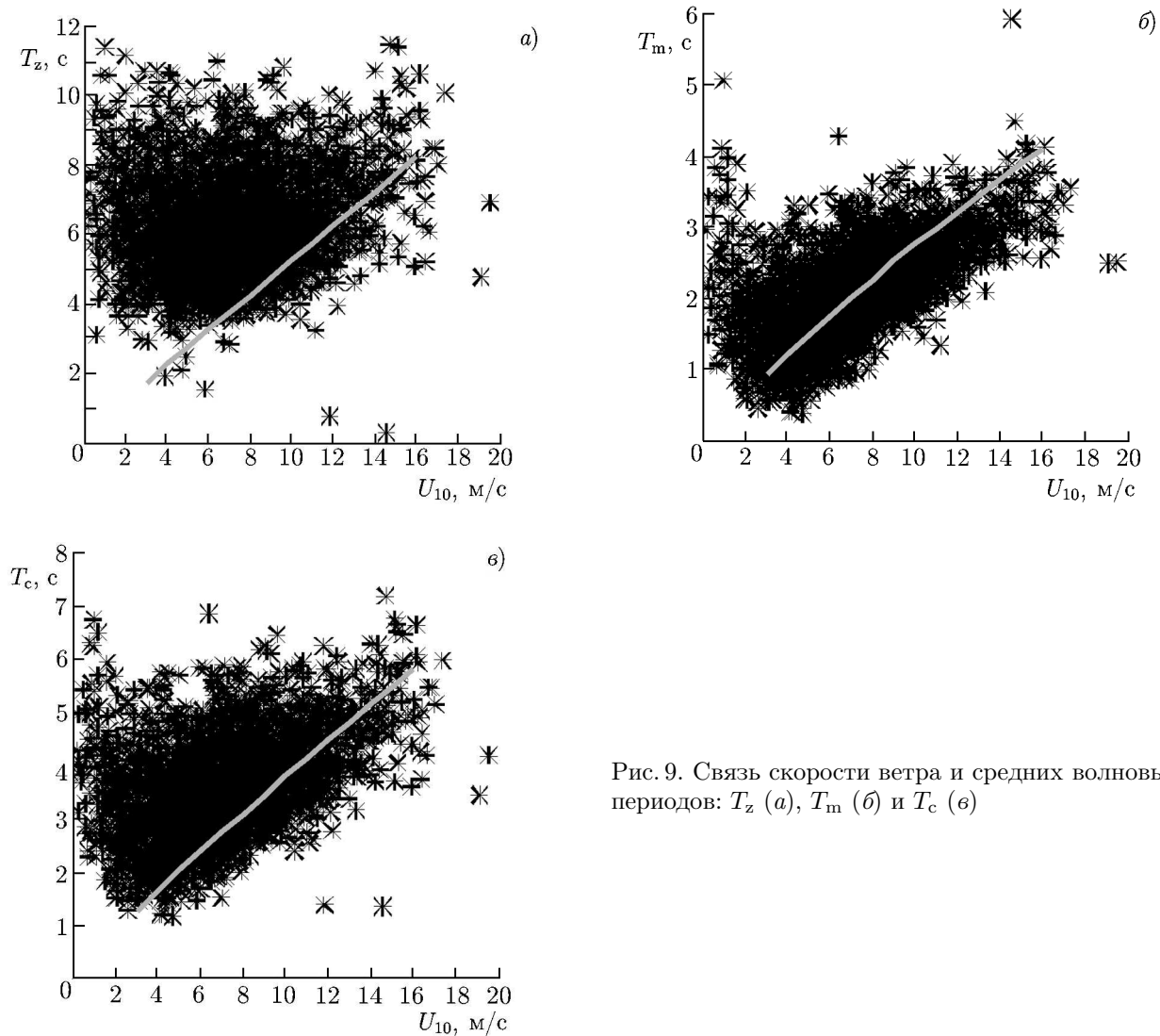


Рис. 9. Связь скорости ветра и средних волновых периодов: T_z (а), T_m (б) и T_c (в)

волнения.

С помощью буёв вычисляются волновые периоды T_p и T_a . На рис. 11 видно, что отсутствует заметная корреляция этих волновых периодов и сечения обратного рассеяния. Это обусловлено тем, что периоды T_p и T_a не зависят явным образом от дисперсии наклонов, влияющих на сечение обратного рассеяния. Следовательно, измеренные морскими буями волновые периоды не смогут существенно улучшить точность восстановления скорости ветра по сечению обратного рассеяния. Только развитие дистанционных методов измерения параметров крупномасштабного волнения позволит повысить точность восстановления скорости ветра.

ВЫВОДЫ

Данная работа посвящена анализу возможностей существующих космических радиолокаторов, работающих в области малых углов падения, по диагностике состояния взволнованной водной поверхности.

С помощью объединённого массива радиолокационных данных и данных буёв была проана-

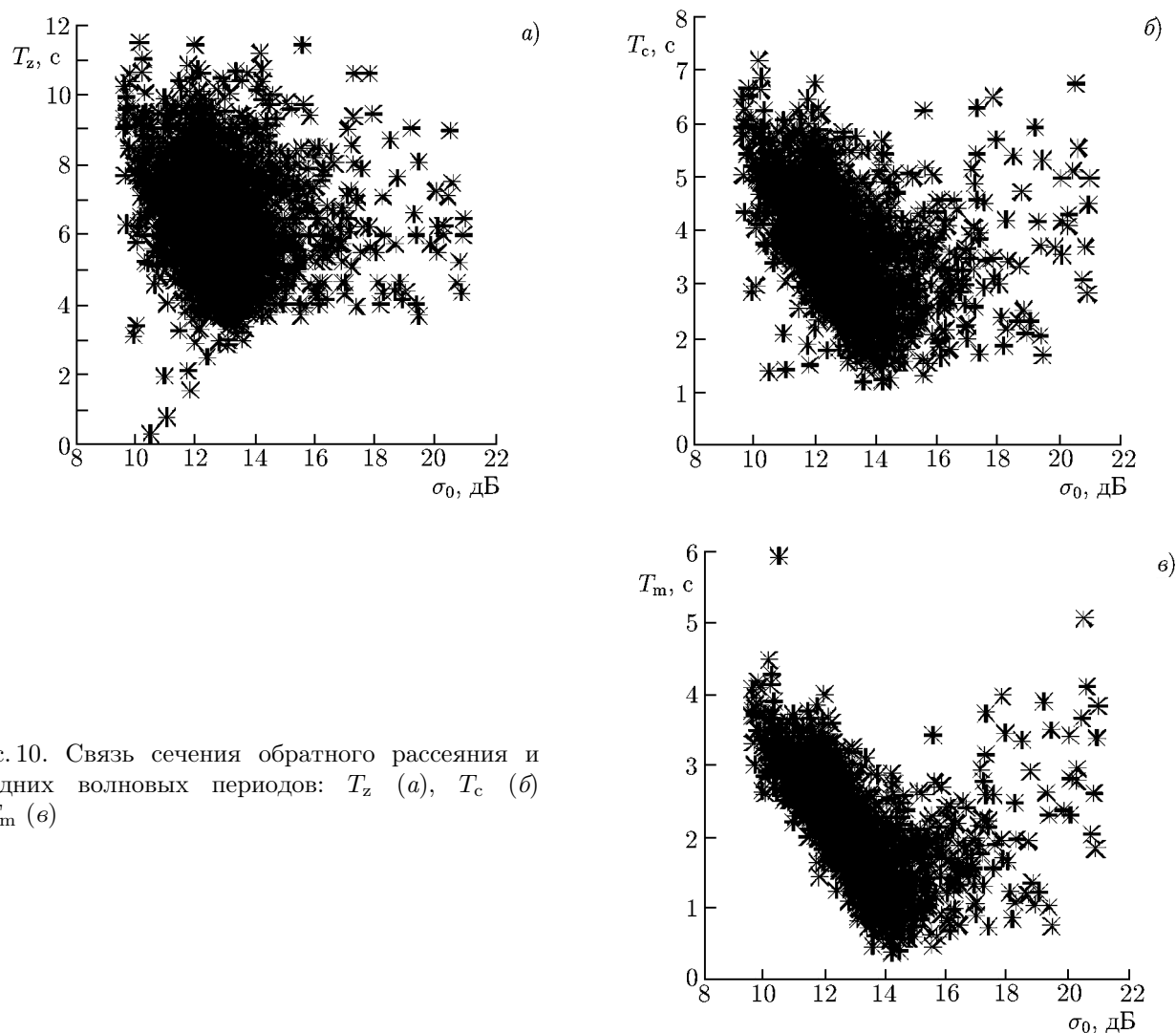


Рис. 10. Связь сечения обратного рассеяния и средних волновых периодов: T_z (а), T_c (б) и T_m (в)

лизирована взаимосвязь параметров волнения и отражённого радиолокационного сигнала. Было показано, что скорость ветра можно представить в виде функции от крутизны волны δ_a , значительной высоты волнения H_S и сечения обратного рассеяния σ_0 при нулевом угле падения. Между высотой и крутизной волн также наблюдается значимая корреляция. Крутизна волн по своему определению является некоторым аналогом дисперсии наклонов крупных волн и, следовательно, для измерения радиолокатором скорости ветра с высокой точностью необходимо независимым способом измерять моменты спектра волнения.

Современная радиолокационная аппаратура позволяет измерять ряд ключевых характеристик волнения. Радиоальтиметр измеряет значительную высоту волнения H_S ; при обработке данных с помощью известных алгоритмов можно определить скорость приповерхностного ветра U_{10} . Позднее было показано, что по двухпараметрическому алгоритму (параметрами являются сечение обратного рассеяния и значительная высота волнения) можно определить средний волновой период T_z . По данным PR-радиолокатора можно восстановить дисперсию наклонов крупномасштабного волнения S_0^2 . По сечению обратного рассеяния при нулевом угле падения также можно оценить дисперсию наклонов; сравнение измеренной и восстановленной дисперсий показало высокую точность алгоритма. Следовательно, данный алгоритм может применяться для обработки

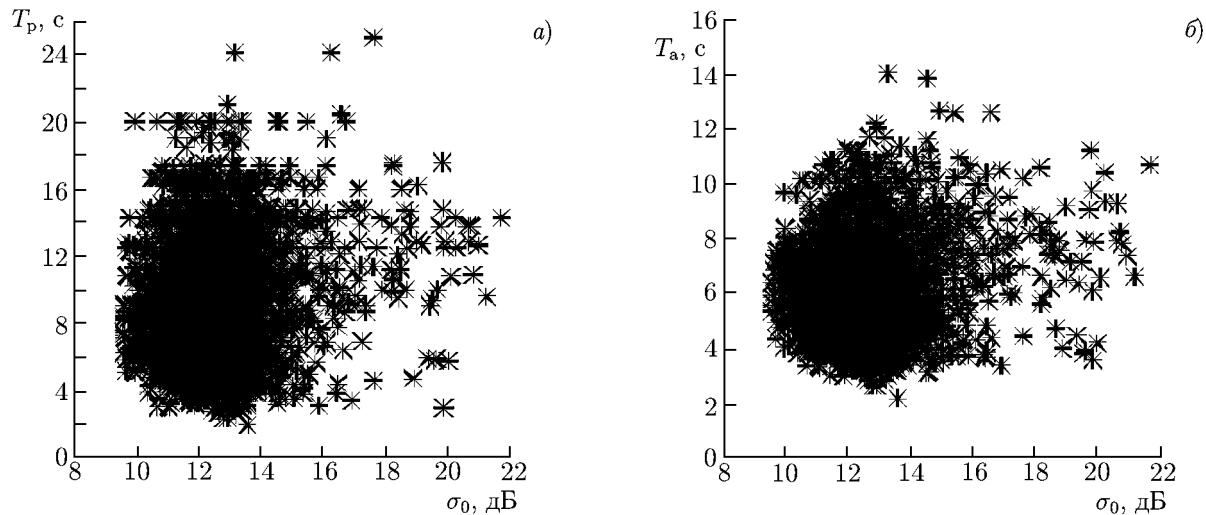


Рис. 11. Связь сечения обратного рассеяния и средних волновых периодов: T_p (а) и T_a (б)

радиоальтиметрических данных.

В данном исследовании также была рассмотрена задача восстановления волновых периодов T_c и T_m по данным радиоальтиметра. Оба этих волновых периода не могут быть определены по данным морских буёв, т. к. для этого необходимо знать дисперсию наклонов крупномасштабного волнения, т. е. момент m_4 . Были разработаны алгоритмы, которые позволяют определить волновые периоды по радиоальтиметрическим данным. Проведённое сравнение восстановленных и измеренных периодов подтвердило эффективность алгоритмов.

Как показало исследование, наиболее чувствительным к скорости ветра оказался волновой период T_m . Это связано с тем, что он зависит от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения и дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости, которые, в свою очередь, чувствительны к скорости ветра.

При дистанционном зондировании точное значение скорости ветра остаётся неизвестным, поэтому также были построены зависимости всех волновых периодов от измеряемого параметра — сечения обратного рассеяния. Была обнаружена немонотонная зависимость волнового периода от сечения обратного рассеяния. Как и ожидалось, для волновых периодов T_a , T_p и T_z отсутствует явная связь с сечением обратного рассеяния. Наиболее чувствительным остаётся период T_m .

Дальнейшие исследования будут направлены на развитие классификации типов волнения на основе восстановленных волновых периодов, что позволит продвинуться в вопросе повышения точности восстановления скорости приповерхностного ветра при надирном зондировании морской поверхности.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 13-05-00852-а и 13-05-97092-р-п-а) и программы ОФН РАН «Радиофизика».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zieger A. R., Hancock D. W., Hayne G. S., et al. // Proc. IEEE. 1991. V. 79. P. 810.
2. Brown O. B., Cheney R. E. // Rev. Geophys. Space Phys. 1983. V. 21. P. 1 216.
3. Fu L.-L., Cazenave A. Satellite altimetry and Earth sciences. A handbook of techniques and applications. San Diego: Academic Press, 2001. 464 p.

4. Brown G. S. // IEEE Trans. Antenas Propagat. 1977. V. 25, No. 1. P. 67.
5. Chelton D. B., Walsh E. J., MacArthur J. L. // J. Atmos. Oceanic Technol. 1989. V. 6. P. 407.
6. Witter D. L., Chelton D. B. // J. Geophys. Res. C. 1995. V. 96, No. 5. P. 8853.
7. Karaev V. Yu., Kanevsky M. B., Balandina G. N., et al. // Int. J. Remote Sensing. 2002. V. 23, No. 16. P. 3263.
8. Gourrion J., Vandemark D., Bailey S., et al. // J. Atmos. Oceanic Technol. 2002. V. 19, No. 12. P. 2030.
9. NASDA: TRMM data users handbook. National Space Development Agency of Japan, 2001.
10. Freilich M. H., Vanhoff B. A. // J. Atmos. Oceanic Technol. 2003. V. 20, No. 4. P. 549.
11. Li L., Im E., Connor L., Chang P. S. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2004. V. 42, No. 6. P. 1271.
12. Tran N., Chapron B., Vandemark D. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2007. V. 4, No. 4. P. 542.
13. Караев В. Ю., Каневский М. Б., Мешков Е. М., Чу К. // 8-я Всерос. открытая конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса», Москва, ИКИ РАН, 15–19 ноября 2010 г. Тезисы докл. С. 186.
14. Караев В. Ю., Мешков Е. М., Чу К., Хе Ю. // Изв. вузов. Радиофизика. 2011. Т. 54, № 12. С. 891.
15. Караев В., Панфилова М., Баландина Г., Чу К. // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62.
16. Chu X., He Y., Karaev V. Yu. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 2012. V. 50, No. 11. P. 4599.
17. Ламли Дж., Пановский Г. А. Структура атмосферной турбулентности. М.: Мир, 1966. 264 с.
18. Masuko H., Okamoto K., Shimada M., et al. // J. Geophys. Res. C. 1986. V. 91, No. 11. P. 13065.
19. Караев В. Ю., Баландина Г., Ангелов М. Об особенностях описания волнения применительно к решению задач дистанционного зондирования морской поверхности: Препринт № 470 ИПФ РАН. Нижний Новгород, 1998. 30 с.
20. Караев В. Ю., Баландина Г. Н. // Исследование Земли из космоса. 2000. № 5. С. 1.
21. Караев В., Каневский М., Мешков Е. // Исследование Земли из космоса. 2011. № 2. С. 26.
22. Караев В. Ю., Каневский Е. М., Мешков Е. М. // Изв. вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53, № 9–10. С. 634.
23. Титченко Ю. А., Караев В. Ю. // Изв. вузов. Радиофизика. 2012. Т. 55, № 8. С. 544.
24. Басс Ф., Фукс И. Рассеяние волн статистически неровной поверхностью. М.: Наука, 1972. 424 с.
25. Гарнакерьян А., Сосунов А. Радиолокация морской поверхности. Ростов-на-Дону: Ростовский ун-т, 1978. 144 с.
26. Karaev V., Cotton D. // “20 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium,” 24–29 September 2012, Venice, Italy. Abstract Book, p. 72.
27. Elfouhaily T., Vandemark D., Gourrion J., Chapron B. // J. Geophys. Res. C. 1998. V. 103, No. 11. P. 25101.
28. Davies C. P., Challenor P. G., Cotton P. D. // Ocean Wave Measurement and Analysis / Ed. by B. L. Edge, J. M. Hemsley. Reston, VA: Am. Soc. Civil Eng., 1997. P. 819.
29. Mackay E. B. L., Retzler C. H., Challenor P. G., et al. // J. Geophys. Res. C. 2008. V. 113. Art. no. 03029.
30. Cox C., Munk W. // J. Opt. Soc. Am. 1954. V. 44, No. 11. P. 838.

Поступила в редакцию 26 июля 2012 г.; принята в печать 15 февраля 2013 г.

**TO THE PROBLEM OF DETERMINING THE SEA WAVE PERIOD BASED
ON RADIO ALTIMETER DATA**

V. Yu. Karaev, E. M. Meshkov, D. Cotton, and X. Chu

We consider the features of backscattering of electromagnetic microwaves during nadir sounding of the sea surface. Combined analysis of radar data and sea buoy information allowed us to refine the connection between the parameters of the waves and the reflected radar signal. It is shown that knowing of the wind velocity and the wave steepness or the slope dispersion of large-scale waves is sufficient to calculate the cross section of the backscattering at the zero incidence angle. Several types of wave periods were used as quantitative characteristics of sea waves. It has been shown that the sea wave characteristics can be restored from radio altimeter data. The comparison of the restored and measured parameters confirmed the efficiency of the developed algorithms. One can state that the allowance for these data in numerical sea wave models will make it possible to improve the accuracy of numerical modeling of the wave environment. A nonmonotonic dependence of wave periods on the backscattering cross section has been found.