

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ  
ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

ОСОБЕННОСТИ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ПРИ МНОГОЧАСТОТНОМ  
НАДИРНОМ ЗОНДИРОВАНИИ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

© 2012 г. В. Ю. Караев\*, М. Б. Каневский, Е. М. Мешков

*Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород*

\*E-mail: volody@hydro.appl.sci-nnov.ru

Поступила в редакцию 07.07.2011 г.

В приближении метода Кирхгофа и двухмасштабной модели рассеивающей поверхности рассматривается обратное рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона при надирном зондировании морской поверхности. В предположении заданной модели спектра волнения строится модель эффективного коэффициента отражения, и вычисляются коэффициенты для Ku (0.021 м), C (0.055 м) и S (0.09 м) диапазонов. Численно исследуется зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра, длины ветрового разгона, высоты волн зыби; показана близость численных оценок и экспериментальных данных. Для двухчастотных измерений рассматривается зависимость разности двух сечений от скорости ветра или от одного из сечений обратного рассеяния и показано, что численная модель впервые позволяет описать наблюдаемое в экспериментах немонотонное поведение разностного сечения для пар: Ku и C, Ku и S. Разработанная модель эффективного коэффициента отражения позволила в численном эксперименте предсказать поведение разностного сечения новой пары частот (C и S), для которой пока не производились натурные измерения.

**Ключевые слова:** вертикальное зондирование, сечение обратного рассеяния, эффективный коэффициент отражения, модель спектра волнения, разностное сечение

ВВЕДЕНИЕ

Для описания обратного рассеяния электромагнитных волн сантиметрового диапазона взволнованной водной поверхностью было введено понятие двухмасштабной модели поверхности (Фукс, 1966; Bass et al., 1968), в соответствии с которой непрерывный спектр волнения делится на крупномасштабное волнение и мелкую рябь.

При малых углах падения обратное рассеяние называется квазизеркальным и происходит на участках волнового профиля, сформированного крупными волнами, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. Влияние мелкой ряби в данном случае сводится к появлению диффузного рассеяния во все стороны, что приводит к ослаблению мощности отраженного сигнала. Чтобы учесть этот эффект, вместо коэффициента Френеля вводится понятие эффективного коэффициента отражения  $R_{эфф}$ .

Разработанная теоретическая модель хорошо, качественно описывает наблюдаемые в экспериментах эффекты. Некоторые сложности возникают при количественном сравнении, т.к. существуют только единичные измерения эффективного коэффициента отражения, например (Masuko et al., 1986), а известные теоретические модели эффективного коэффициента отражения не позволяют объяснить наблюдаемые в экспериментах эффекты.

Интересным тестовым инструментом для проверки модели обратного рассеяния является радиоальтиметр. Современные радиоальтиметры – двухчастотные радиолокационные (РЛ) системы, работающие при надирном зондировании и предназначенные для измерения среднего уровня Мирового океана.

Первый двухчастотный радиоальтиметр был установлен на спутнике Торех/Poseidon. Помимо основной частоты Ku-диапазона (0.021 м) использовалась дополнительная частота C-диапазона (0.055 м). Применение в радиоальтиметре второй частоты позволяет при обработке корректировать ионосферную задержку для основной частоты и, следовательно, повысить точность измерений.

Однако в процессе эксплуатации двухчастотных радиоальтиметров были выявлены дополнительные возможности двухчастотной РЛ-системы, в частности, использование двух частот позволяет обнаруживать области дождя и оценивать его интенсивность; см. например (Quartly et al., 1996). Эти области обнаруживаются благодаря разнице в ослаблении электромагнитных волн разной длины при распространении в дожде. Известно, что дождь приводит к большим ошибкам при восстановлении скорости ветра, и поэтому идентификация областей дождя позволяет удалять эти области из обработки.

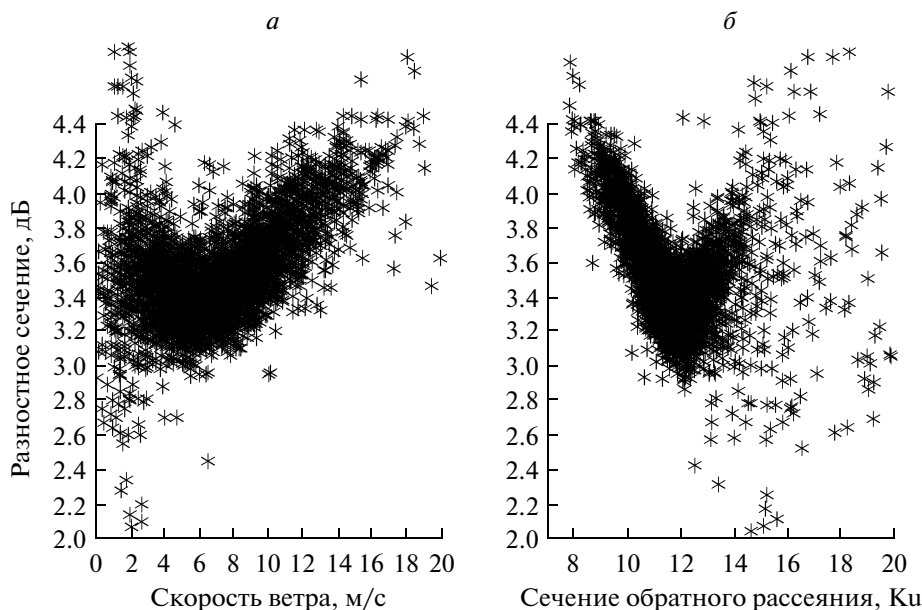


Рис. 1. Зависимость разностного сечения  $\Delta\sigma_{KuC}$  от скорости ветра (а) и от сечения обратного рассеяния Ku-диапазона по данным Торех (б).

Как известно, по сечению обратного рассеяния в Ku-диапазоне  $\sigma_{0Ku}$  определяют скорость приповерхностного ветра, например, (Brown et al., 1981; Freilich, Challenor, 1994; Witter, Chelton, 1991; Karaev et al., 2002; Gourrion et al., 2002; Караев и др., 2006), и поэтому привлечение второй частоты для повышения точности восстановления скорости приповерхностного ветра представляется естественным и этот вопрос исследовался, например, в (Elfouhaily et al., 1998). Авторами был обнаружен интересный эффект, связанный с разной зависимостью сечений обратного рассеяния на разных частотах от скорости ветра.

С увеличением скорости ветра происходит уменьшение сечения обратного рассеяния в обоих диапазонах. Однако для разностного сечения, введенного следующим образом:  $\Delta\sigma_{KuC} = \sigma_{0C} - \sigma_{0Ku}$ , наблюдается немонотонный вид зависимости. При увеличении скорости ветра сначала происходит уменьшение разностного сечения, а потом его рост.

Иллюстрация этого эффекта показана на рис. 1а. Скорость ветра была измерена морскими буйами. Так как информация о скорости ветра обычно недоступна при измерении со спутника, то при построении рис. 1б скорость ветра была заменена сечением обратного рассеяния для Ku-диапазона.

Авторы (Elfouhaily et al., 1998) предположили, что этот эффект связан с поверхностными волнами в диапазоне 0.02–0.16 м. Именно сантиметровый диапазон длин волн определяет взаимодействие атмосферы и океана и наиболее сильно кор-

релирует с ветровым потоком над морской поверхностью. Поэтому они разработали регрессионный алгоритм, который позволил оценить скорость трения  $u_*$  по разностному сечению.

Алгоритм вычислял скорость трения, используя на входе два параметра: сечения обратного рассеяния на двух частотах. Сравнение с одночастотными алгоритмами показало, что они обладают примерно одинаковой точностью (Elfouhaily et al., 1998).

Отметим, что все известные алгоритмы являются регрессионными и получены путем совместной обработки РЛ- и буйковых данных без привлечения теоретических моделей. Известные теоретические модели не могут объяснить ряд наблюдаемых в экспериментах закономерностей.

Это связано не с самой моделью обратного рассеяния, а с особенностью ее применения для сантиметрового диапазона длин волн. Деление спектра волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие выполняется в соответствии со следующим критерием (Басс, Фукс, 1972):

$$\frac{1}{\sqrt[3]{ka}} \ll \cos \theta, \quad (1)$$

где  $k$  – волновое число падающего излучения;  $a$  – радиус кривизны поверхности в точке отражения;  $\theta$  – локальный угол падения. Отражение от неровной поверхности можно рассматривать в приближении касательной плоскости, если локальные радиусы кривизны поверхности превышают длину волны излучения. Однако среди исследова-

телей нет единого мнения относительно количественного определения этой границы, а между тем выбор граничного волнового числа существенно влияет на результат.

Решением проблемы могло бы стать прямое измерение дисперсии наклонов крупномасштабного волнения известными РЛ-методами, например (Караев и др., 2003; 2004), и определение зависимости граничного волнового числа от скорости приповерхностного ветра экспериментальным путем. Пока такие эксперименты не проведены.

В данной работе рассматривается альтернативный подход, использующий имеющиеся РЛ-данные (сечение обратного рассеяния) и данные буев о скорости ветра и высоте значительного волнения в точке измерения.

В основе подхода лежит предположение, что модель спектра волнения делится на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. По модели спектра волнения вычисляется дисперсия наклонов крупномасштабного волнения, которая используется для оценки сечения обратного рассеяния. Даже если деление спектра прошло не совсем корректно, погрешности будут скорректированы при дальнейшей обработке и войдут в эффективный коэффициент отражения. Результаты сравнения теоретических оценок сечения обратного рассеяния с измеренными значениями используются для вычисления эффективного коэффициента отражения и построения его зависимости от дисперсии высот мелкой ряби.

### СЕЧЕНИЕ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ

Рассмотрим случай надирного зондирования, соответствующий радиоальтиметрическим измерениям. Как известно, в области малых углов падения обратное рассеяние является квазизеркальным и происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению. В общем случае сечение обратного рассеяния для вертикального зондирования дается следующей формулой (Басс, Фукс, 1972; Valenzuela, 1978):

$$\sigma_0 \cong \frac{|R_{\text{эфф}}|^2}{2\sqrt{s_x^2 s_y^2}}, \quad (2)$$

где  $s_x^2$  и  $s_y^2$  — дисперсии наклонов крупномасштабного волнения вдоль осей  $X$  и  $Y$ ;  $R_{\text{эфф}}$  — эффективный коэффициент отражения, который вводится вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть влияние мелкой ряби на мощность отраженного сигнала.

При использовании двухмасштабной модели рассеивающей поверхности предполагается, что существует граничное волновое число  $\kappa_b$ , которое делит спектр волнения на крупномасштабную и

мелкомасштабную составляющие относительно длины волны падающего излучения.

Из формулы (2) видно, что сечение обратного рассеяния зависит как от скорости локального приповерхностного ветра, генерирующего мелкую рябь (через эффективный коэффициент отражения), так и от крупномасштабного волнения (через дисперсию наклонов). Зависимость сечения обратного рассеяния от двух переменных и является одной из основных причин неточности при восстановлении скорости ветра по сечению обратного рассеяния при радиоальтиметрических измерениях.

В отличие от скаттерометров, работающих при средних углах падения, радиолокаторы, работающие при малых углах падения, способны “разделить” вклады крупномасштабного и мелкомасштабного волнения и, следовательно, могут восстановить эффективный коэффициент отражения, зависящий от интенсивности мелкой ряби. Это можно сделать благодаря независимому измерению дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в области квазизеркального рассеяния, например (Караев и др., 2003; 2004).

Рассмотрим связь эффективного коэффициента отражения и дисперсии высот мелкой ряби. Вопрос пересчета интенсивности ряби в скорость приповерхностного ветра является задачей для дальнейших исследований.

Известно несколько моделей, описывающих зависимость эффективного коэффициента отражения от высоты мелкой ряби (Гарнакерьян, Соунов, 1978; Зубкович, 1968; Miller et al., 1984), например,

$$|R_{\text{эфф}}(\theta)|^2 = |R_0(\theta)|^2 \exp[-4k^2 \sigma_h^2 \cos^2 \theta], \quad (3)$$

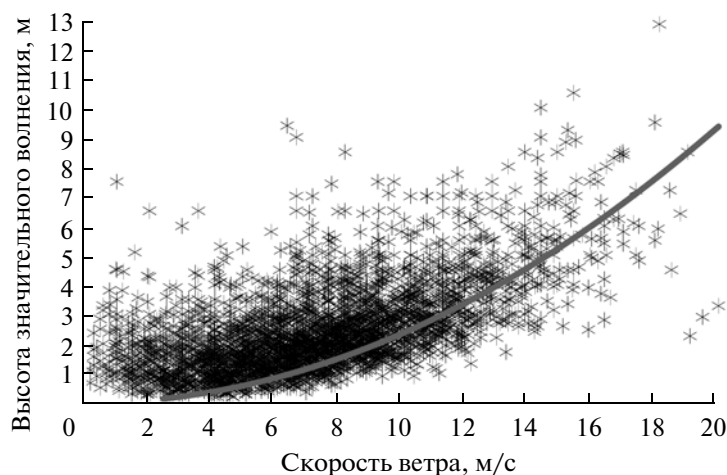
где  $R_0(\theta)$  — коэффициент Френеля для гладкой поверхности;  $\theta$  — угол падения;  $\sigma_h^2$  — дисперсия высот мелкой ряби.

В рамках метода Кирхгофа обратное рассеяние происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению, т.е. угол  $\theta$  в (3) следует положить равным нулю.

Дисперсии высот ряби  $\sigma_h^2$  и крупномасштабных наклонов  $s_x^2$ ,  $s_y^2$  вычисляются по следующим формулам:

$$\sigma_h^2 = \int_{\kappa_b}^{+\infty} S(\kappa) d\kappa, \quad (4)$$

$$s_x^2 = \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\kappa_b} \kappa_x^2 S(\kappa, \varphi) d\kappa d\varphi, \quad (5)$$



**Рис. 2.** Зависимость высоты значительного волнения от скорости ветра для полностью развитого волнения (кривая). Звездочками показаны данные буев.

$$s_y^2 = \int_{-\pi}^{\pi} \int_0^{\kappa_b} \kappa_y^2 S(\kappa, \varphi) d\kappa d\varphi, \quad (6)$$

где  $S(\kappa, \varphi)$  — двумерный спектр волнения;  $\kappa_b$  — граничное волновое число, которое делит спектр на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие. Нам неизвестно об экспериментальных измерениях граничного волнового числа и его зависимости от скорости приповерхностного ветра  $U_{10}$  или скорости трения  $u_*$ .

### МОДЕЛЬ ВОЛНЕНИЯ

В нашем распоряжении есть объединенный массив данных буев (скорость ветра и высота значительного волнения) и радиоальтиметрических данных (сечения обратного рассеяния Ku- и C-диапазонов, высота значительного волнения), измеренных в местах расположения буев. Общее число точек равно 4016. Данные были предоставлены нашими коллегами из Национального океанографического центра (NOC, UK).

Для выполнения численных оценок возьмем модель спектра волнения, которая позволяет моделировать различные типы волнения: развивающееся ветровое волнение, полностью развитое ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение (Караев, Баландина, 2000; Караев et al., 2008).

Одним из ключевых является понятие полностью развитого ветрового волнения. В этом случае считается, что параметры волнения полностью описываются скоростью ветра и находятся в равновесии. Зависимость высоты значительного волнения от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения вычислена по модели спектра волнения (Караев, Баландина, 2000; Караев et al., 2008) и показана на рис. 2 сплошной

линией, так называемой равновесной кривой. Звездочками нанесены данные буев. Если высота волнения лежит над равновесной кривой, то это значит, что в формировании поверхностного волнения участвуют также волны зыби, и такое волнение называется смешанным.

Из рисунка видно, что доминирующим состоянием в Мировом океане является смешанное волнение. С ростом скорости ветра доля развивающегося волнения возрастает.

Зависимость высоты значительного волнения  $H_S$  от скорости ветра  $U_{10}$  на высоте 10 м для полностью развитого волнения была вычислена по формуле (4) и для последующих численных оценок аппроксимирована следующим выражением:

$$H_S = -0.0125 + 0.000926U_{10} + 0,02337U_{10}^2 + 0.0000006U_{10}^3 + 0.028 \exp[-U_{10}], \quad (7)$$

где скорость ветра лежит в интервале от 3 до 20 м/с.

Как известно, существует нижний порог скорости ветра, при котором начинается генерация ряби (Donelan, Pierson, 1987). Он зависит от разных факторов и лежит в интервале от 2 до 3 м/с. Этот вопрос изучен пока недостаточно, поэтому для наших численных оценок будем использовать скорость ветра больше 3 м/с.

При ветрах ниже 2–3 м/с ветровое волнение (генерируемое ветром) отсутствует, поэтому скорость ветра не может быть восстановлена по РЛ-данным. Следовательно, выбранный нами интервал скорости ветра не ограничивает общность подхода к задаче восстановления скорости приповерхностного ветра.

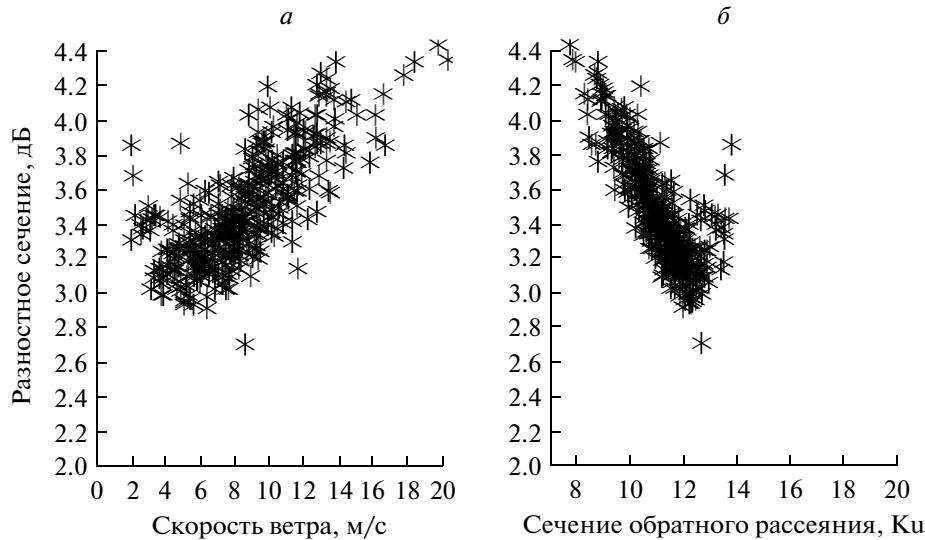


Рис. 3. Зависимость разностного сечения от скорости ветра (а) и от сечения обратного рассеяния (б) по данным Торех для случая полностью развитого ветрового волнения.

### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Как видно из рис. 2, в массиве присутствуют все типы поверхностного волнения. Прежде всего, выделим случай полностью развитого ветрового волнения в рамках используемой модели спектра волнения.

Для этого проведем фильтрацию массива. Исходным параметром является скорость приповерхностного ветра, измеренная бумом, и ей ставим в соответствие высоту значительного волнения для полностью развитого ветрового волнения. Потребуем, чтобы высота значительного волнения  $H_s$ , измеренная бумом, могла отличаться не более чем на 10% от высоты значительного волнения, соответствующей полностью развитому волнению для измеренной бумом скорости ветра. Этим требованиям отвечают 403 точки.

Данные только о высоте значительного волнения и скорости ветра не позволяют гарантировать, что это действительно полностью развитое ветровое волнение, т.к. это может быть смешанное волнение. Волны зыби и развивающееся волнение могут иметь такую же высоту, что и развитое ветровое волнение для данной скорости ветра. Однако в нашем распоряжении другой информации о волнении нет, поэтому в дальнейшем будем исходить из предположения, что выбранные точки соответствуют полностью развитому ветровому волнению.

Результаты такого отбора показаны на рис. 3. По сравнению с рис. 1, распределение стало намного уже. Из рисунка видно, что после такой фильтрации минимальная скорость ветра равна 4 м/с.

Выделенные в ходе фильтрации зависимости сечений обратного рассеяния для Ку- и С-диапа-

зонов от скорости ветра будут использоваться для вычисления эффективных коэффициентов отражения.

В соответствии с моделью (см. формулу (3)) эффективный коэффициент отражения зависит от дисперсии высот мелкой ряби. Дисперсия высот ряби вычисляется по модели спектра волнения и предполагается, что для полностью развитого ветрового волнения существует однозначная связь между скоростью приповерхностного ветра и параметрами волнения.

Дисперсии наклонов крупномасштабного волнения также вычисляются по спектру волнения и используются для вычисления сечения обратного рассеяния по формуле (2) с коэффициентом Френеля. Сравнение теоретических оценок с экспериментальными данными показано на рис. 4а (Ку-диапазон) и 4б (С-диапазон). При вычислении коэффициента Френеля предполагалось, что температура воды равна 20°C, соленость — 30‰ (Ellison et al., 1998).

На рис. 4а теоретическая зависимость расположена выше экспериментальной и может быть “трансформирована” в экспериментальную с помощью замены коэффициента Френеля эффективным коэффициентом отражения.

На рис. 4б пунктиром показаны данные теоретических расчетов для С-диапазона и видно, что в этом случае подобная трансформация невозможна. Вероятно, это связано с калибровкой данных, которые привели к завышению экспериментальных данных по сравнению с теоретической моделью. Поэтому в дальнейших теоретических расчетах была применена коррекция сечения на +2.3 дБ для С-диапазона и скорректированная зависи-

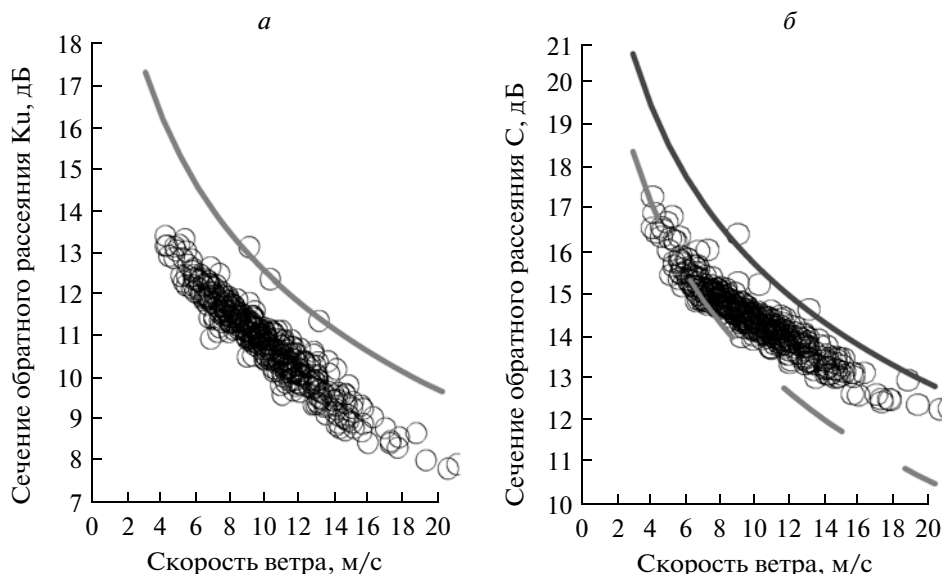


Рис. 4. Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения: а – Ku-диапазон, б – С-диапазон.

мость показана сплошной кривой на рис. 4б. Величина сдвига определена по исходным экспериментальным данным, приведенным на рис. 1.

Отметим, что вопрос калибровки космических радиолокаторов остается достаточно сложным и не всегда достигается необходимая точность. Для примера приведем результаты сравнения радиоальтиметров “Topex A”, “GEOSAT Follow On”, “Envisat” и “Jason”. Каждый калибровался независимо, и отраженная мощность была пересчитана в сечения обратного рассеяния. Последующий сравнительный анализ показал, что если за истинное значение сечения обратного рассеяния выбрать данные “Topex A”, то сечение обратного рассеяния “GEOSAT Follow On” занижено примерно на 0.22 дБ, “Envisat” – завышено на 0.4 дБ, а у “Jason” – занижено на 2.75 дБ.

Мы исследуем немонотонное поведение разностного сечения в зависимости от скорости ветра и для такого анализа увеличение или уменьшение сечения обратного рассеяния по абсолютной величине не является критичным, т.к. не влияет на форму зависимости. Надо только помнить о необходимости коррекции теоретических оценок сечения обратного рассеяния для С-диапазона при сравнении с экспериментальными данными.

Зависимость эффективного коэффициента отражения от скорости ветра не является универсальной, а самое главное – не отражает физическую основу эффекта. Радиолокатор измеряет не скорость ветра, а ее проявление в спектре поверхностного волнения.

Эффективный коэффициент отражения зависит от интенсивности мелкой ряби, которая приводит к появлению диффузного рассеяния и

ослаблению сигнала обратного рассеяния. Исходя из введенного выше предположения, что для полностью развитого ветрового волнения существует однозначная связь скорости ветра и параметров волнения, мы переходим к зависимости эффективного коэффициента отражения от дисперсии высот мелкой ряби, вычисленной по модельному спектру.

В рамках используемой модели спектра волнения были вычислены дисперсии наклонов крупномасштабного волнения  $s_x^2$ ,  $s_y^2$  и дисперсия высот мелкой ряби  $\sigma_h^2$  полностью развитого ветрового волнения для Ku- и С-диапазонов.

Экспериментальные  $\sigma_{0экс}$  и теоретические  $\sigma_{0мод}$  зависимости сечения обратного рассеяния от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения приведены на рис. 4. Коэффициент Френеля для морской воды известен, поэтому задача состоит в вычислении эффективного коэффициента отражения по следующей формуле:

$$|R_{эфф}|^2 = |R_0|^2 \frac{\sigma_{0мод}}{\sigma_{0экс}}. \quad (8)$$

В результате были получены зависимости эффективных коэффициентов отражения от скорости ветра для Ku- и С-диапазонов.

Эффективный коэффициент отражения зависит от дисперсии высот ряби  $\sigma_h^2$ , однако более удобно работать с безразмерным параметром  $\sigma_h^2 k^2$ , т.к. именно соотношение высоты ряби и длины волны излучения влияет на ослабление отраженного сигнала.

Таблица 1. Параметры модели эффективного коэффициента отражения

$U_{10}$ , м/с	a	b	c	d	e	f	$x_h$
Ku							
4–16	0.4048	12.8665	–167.92	805.649	–1706.938	1359.301	0.011–0.127
4–20	0.3324	7.33095	–108.34	499.309	–957.984	660.422	0.011–0.2
C							
4–16	0.83	20.14	–155.61	460.229	–514.278	96.243	0.011–0.127
4–20	0.7443	18.929	–156.44	511.993	–720.37	342.358	0.011–0.2

Из рис. 4 видно, что в выборке мало данных для скоростей ветра выше 16 м/с и, следовательно, для высоких скоростей ветра возрастает величина возможной погрешности. В дальнейшем проблема может быть решена увеличением объема анализируемых данных. В данном исследовании вычислим коэффициенты для обоих вариантов: 1) все данные и 2) данные за исключением скоростей ветра выше 16 м/с (интервал 4 м/с – 16 м/с).

Для эффективного коэффициента отражения была задана функция следующего вида:

$$|R_{\text{эфф}}|^2 = a \exp(-bx_h^{0.5} - cx_h - dx_h^{1.5} - ex_h^2 - dx_h^{2.5}), \quad (9)$$

где  $x_h = \sigma_h^2 k^2$  назовем безразмерной высотой ряби. Формула является более общей по сравнению с (3). Коэффициенты для функции приведены в табл. 1.

Для перехода к скорости ветра можно использовать безразмерную высоту ряби  $x_h$  или перейти к привычной дисперсии высот. В таблице в последней колонке приведены пределы изменения  $x_h$ , для которых применимы данные формулы. Границы интервала изменения безразмерной высоты в данном случае связаны с существованием ограничения на изменение скорости ветра (см. рис. 4).

Известно, что эффективный коэффициент отражения превращается в коэффициент Френеля при отсутствии мелкой ряби ( $\sigma_h^2 = 0$ ). Поэтому формально можно подкорректировать модель так, чтобы в нуле функция давала коэффициент Френеля.

### МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ Ку- И С-ДИАПАЗОНОВ

Переход в эффективном коэффициенте отражения от скорости ветра к дисперсии высот мелкой ряби открывает возможность проведения исследования влияния типа волнения на сечение обратного рассеяния или на разностное сечение.

Рассмотрим общий случай одномодового ветрового волнения, включающий, помимо полностью развитого волнения, также случай развивающегося ветрового волнения. Для численных оценок возьмем следующие значения безразмерного разгона  $\tilde{x} = 20170, 10000, 5000, 2500$ . Поня-

тие безразмерного разгона определено следующим образом (Давидан и др., 1985):

$$\tilde{x} = \frac{xg}{U_{10}^2}, \quad (10)$$

где  $x$  – ветровой разгон в метрах. Полностью развитое волнение в данном случае соответствует безразмерному разгону  $\tilde{x} = 20170$ .

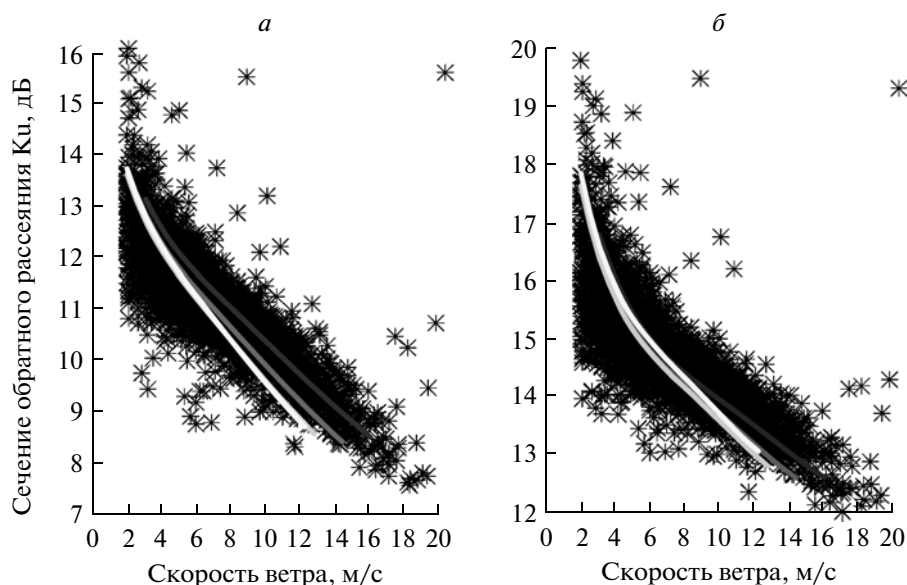
При численных оценках по модели спектра волнения вычислялась дисперсия наклонов крупномасштабного волнения и дисперсия высот ряби для Ку- и С-диапазонов. По дисперсии высот ряби вычислялся эффективный коэффициент отражения (см. (9)), который подставлялся в формулу (2).

Результаты расчетов показаны на рис. 5а, б. При построении из экспериментальных данных были удалены точки, соответствующие скоростям ветра менее 3 м/с. Из рисунка видно, что ветровой разгон не сильно влияет на сечение обратного рассеяния.

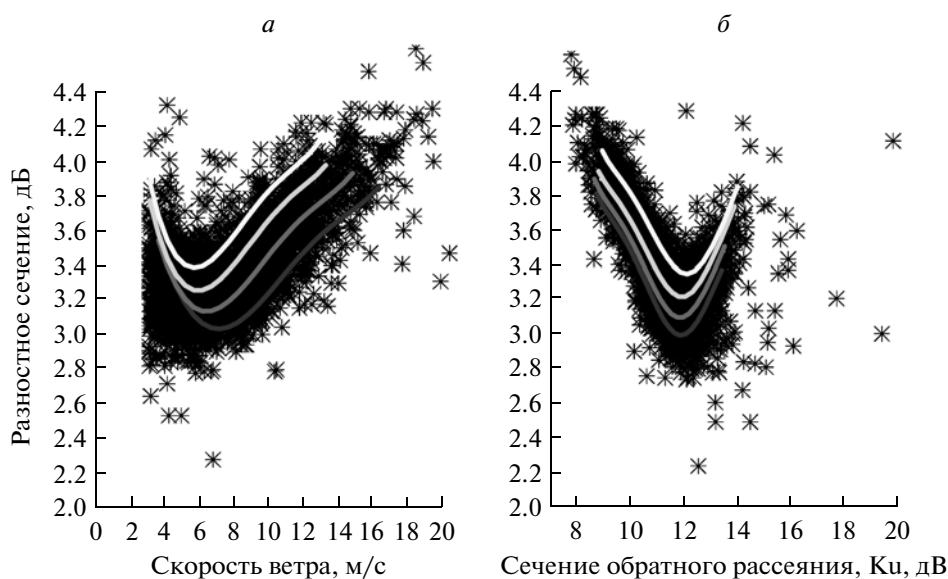
На рис. 6 приведена зависимость разностного сечения от скорости ветра (а) и от сечения обратного рассеяния  $\sigma_{\text{Ку}}$  (б). Видно, что в случае ветрового волнения по разностному сечению рассеяния можно оценивать длину ветрового разгона. По сравнению с рис. 5, кривые, соответствующие разным разгонам, разделяются лучше.

Однако более распространенным состоянием является смешанное волнение. Рассмотрим влияние зыби на сечение обратного рассеяния в случае смешанного волнения.

Приход волн зыби приводит к увеличению дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, что в свою очередь приводит к уменьшению сечения обратного рассеяния (см. рис. 7а). Отметим, что вклад в наклоны в Ку- и С-диапазоны будет примерно одинаков по абсолютной величине, т.к. зыбь формируется крупномасштабным волнением. В результате сильнее уменьшится сечение обратного рассеяния в С-диапазоне, что приведет к уменьшению разностного сечения. Это хорошо видно на рис. 7б, где приведены зависимости разностного сечения от сечения обратного рассеяния в Ку-диапазоне.



**Рис. 5.** Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра для ветрового волнения: *а* – Ku-диапазон, *б* – C-диапазон. Линиями нанесены результаты расчетов по спектру волнения для следующих значений безразмерного разгона  $\bar{x}$ : 2500, 5000, 10000 и 20170 (самая верхняя кривая). Звездочками нанесены данные Торех ( $U_{10} > 3$  м/с, 3650 точек).



**Рис. 6.** Зависимость разностного сечения от скорости ветра (*а*) и сечения обратного рассеяния Ku (*б*). Линиями нанесены результаты расчетов по спектру волнения для следующих значений безразмерного разгона  $\bar{x}$ : 2500 (самая верхняя кривая), 5000, 10000 и 20170 (самая нижняя кривая). Звездочками нанесены данные Торех.

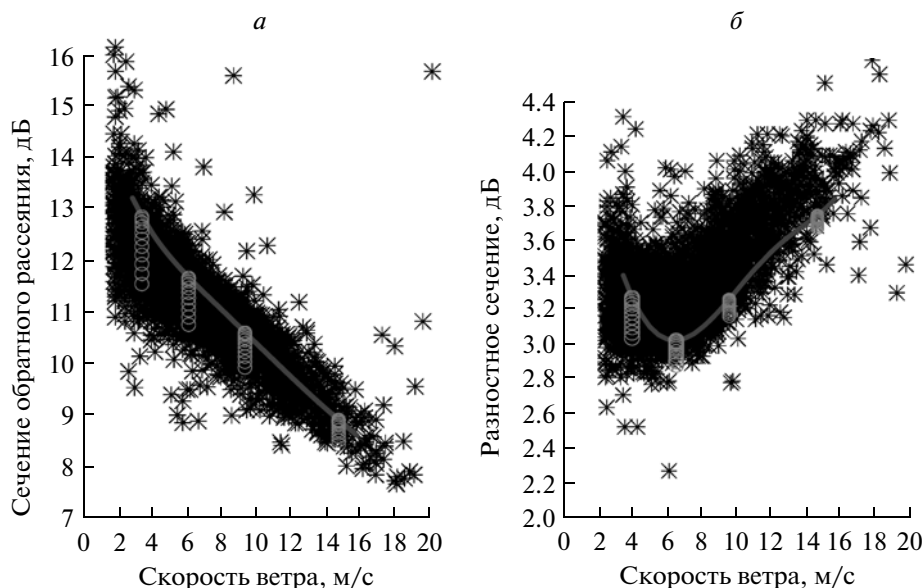
Вычисления сделаны для смешанного волнения, образованного полностью развитым ветровым волнением ( $U_{10} = 4.5; 7; 10$  и  $15$  м/с) и зыбью с доминантной длиной волны  $200$  м. При расчетах высота зыби изменялась от  $0.45$  м до  $4.5$  м.

С увеличением скорости ветра наблюдается ослабление влияния зыби на сечение обратного рассеяния, т.к. дисперсия наклонов ветрового волнения увеличивается, и вклад зыби в общий наклон уменьшается.

Таким образом, видно, что приход волн зыби приводит к появлению неоднозначности в зависимости разностного сечения от скорости ветра, что затрудняет решение задачи измерения скорости приповерхностного ветра особенно при малых скоростях ветра.

Еще одним фактором, влияющим на мощность отраженного сигнала, является присутствие на морской поверхности естественных slickов или областей с пониженной спектральной





**Рис. 7.** Влияние прихода зыби на сечение обратного рассеяния Ку-диапазона (а) и на разностное сечение (б) для случая полностью развитого волнения для четырех скоростей ветра: 4.5, 7, 10 и 15 м/с. Длина зыби равна 200 м, высота изменялась от 0.45 м до 4.5 м.

плотностью ряби. Это особенно актуально при небольших скоростях ветра, когда на морской поверхности наблюдаются сликовые полосы.

Если на обширных участках морской поверхности выглаживание носит не сплошной характер, а занимает только часть рассеивающей площадки, то это можно интерпретировать при расчетах как уменьшение упругости пленки.

Количественные оценки параметров волнения со сликами выполнить не удалось, а из экспериментов известно, что появление сликов ведет к увеличению сечения обратного рассеяния, т.е. точки расположатся над равновесной кривой на рис. 7а, соответствующей полностью развитому ветровому волнению. Это эффект особенно будет заметен при слабых ветрах.

В результате учет смешанного волнения и естественных сликов позволит получить те значения сечения обратного рассеяния и разностного сечения, которые присутствуют на рис. 6.

#### МОДЕЛИРОВАНИЕ ДЛЯ Ку- И S-ДИАПАЗОНОВ

Разработанные численные модели сечения обратного рассеяния для Ку- и S-диапазонов позволяют использовать их для проведения численных экспериментов и тестирования новой РЛ аппаратуры для дистанционного зондирования.

Рассмотрим применимость подобной численной модели сечения обратного рассеяния для оценок зависимости разностного сечения обратного рассеяния для другого частотного диапазона.

Европейское космическое агентство установило двухчастотный радиоальтиметр на спутнике Envisat, и разработчики выбрали другую пару частот: Ку- и S-диапазоны (0.09 м). Исследуем, каким будет в этом случае разностное сечение.

Данные радиоальтиметра со спутника Envisat были предоставлены нашими коллегами из Национального океанографического центра в Соутхэмптоне (NOC, UK)

К сожалению, массив включает только РЛ-данные (сечения обратного рассеяния Ку- и S-диапазонов и высоту значительного волнения, измеренную радиоальтиметром).

Отсутствие данных буев не позволяет воспользоваться примененным выше подходом. С другой стороны, это возможность применить не сам подход, а полученные результаты для анализа разностного сечения новой пары частот.

Считаем, что формула для эффективного коэффициента отражения имеет тот же вид (см. (9)). Вопрос состоит в определении коэффициентов модели.

Предположим, что существует линейная связь значений коэффициентов и длины волны радиолокатора. В этом случае вычисление коэффициентов для S-диапазона сводится к линейной интерполяции коэффициентов для Ку- и S-диапазонов в S-диапазон, т.е. проводится прямая через две точки (0.021 м и 0.055 м) и значение интерполируется в 0.09 м.

Значения вычисленных коэффициентов приведены в табл. 2.

**Таблица 2.** Параметры модели эффективного коэффициента отражения в S-диапазоне

$U_{10}$ , м/с	a	b	c	d	e	f	$x_h$
S							
4–16	1.3924	29.7664	–139.32	3.055	1064.242	–1575.45	0.011–0.127
4–20	1.29	34.279	–220.1	528.78	–405.88	–78.608	0.011–0.2

Используя обе оценки эффективного коэффициента отражения, построим зависимости разностного сечения  $\Delta\sigma_{KuS}$  (S- и Ku-диапазоны) от сечения обратного рассеяния  $\sigma_{0Ku}$ . Результаты расчетов приведены на рис. 8.

Видно неплохое совпадение теоретической модели и экспериментальных данных.

Теоретическая модель отражает общие особенности поведения разностного сечения для пары S- и Ku-диапазонов. “Загиб” кривых на рис. 8б связан с недостаточным количеством данных для скоростей ветра выше 16 м/с на стадии построения модели эффективного коэффициента отражения для Ku- и S-диапазонов.

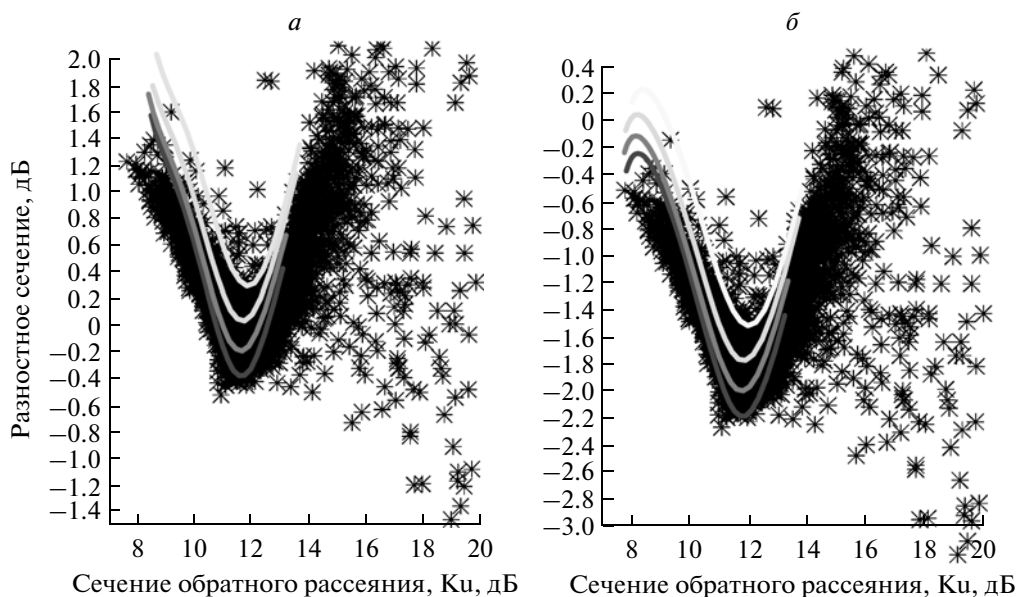
Для данных S и Ku спутника Envisat не выполнялась абсолютная калибровка, поэтому она не проводилась и для модельной функции. В результате наблюдается небольшое расхождение по абсолютной величине в разностном сечении обратного рассеяния. Чтобы совместить экспериментальные данные с теоретическими оценками, применялась коррекция сечения обратного рассеяния S-диапазона.

Из рисунков видно, что наблюдается немонотонное поведение разностного сечения для следующих пар частот: “Ku и C” и “Ku и S”. Одновременных измерений сечения обратного рассеяния для C- и S-диапазонов не проводилось.

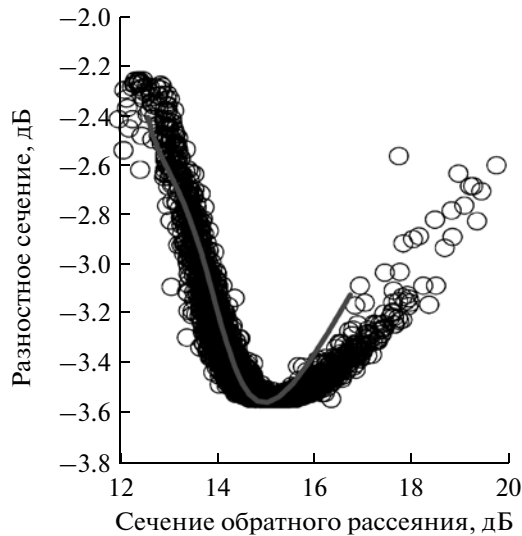
Поведение разностного сечения для пары “C и S” не является очевидным, т.к. по отношению к Ku-диапазону наблюдается сходное поведение зависимости разностного сечения. Применение численных моделей для предсказания поведения разностного сечения для этой пары частот является хорошим тестом.

По имеющимся данным невозможно точно воспроизвести зависимость разностного сечения для пары “C и S”, т.к. измерения не являются синхронными. Однако можно определить ее качественный вид, если использовать средние зависимости сечений обратного рассеяния C- и S-диапазонов от сечения обратного рассеяния в Ku-диапазоне.

Общим для двух массивов экспериментальных данных является наличие данных Ku-диапазона. Воспользуемся этим для построения регрессионной зависимости сечения обратного рассеяния S-диапазона от Ku-диапазона (данные Envisat):



**Рис. 8.** Зависимость разностного сечения для S- и Ku-диапазонов от сечения обратного рассеяния Ku-диапазона: а – для скоростей ветра 4–16 м/с; б – для ветрового диапазона 4–20 м/с (см. табл. 2).



**Рис. 9.** Сравнение теоретических оценок разностного сечения для S- и C-диапазонов. По горизонтальной оси — сечение обратного рассеяния для C-диапазона.

$\sigma_{0S} = f(\sigma_{0Ku})$ . После этого по данным Торех для каждой пары сечений обратного рассеяния Ku- и C-диапазона вычислим соответствующее значение сечения для S-диапазона  $\sigma_C = f(\sigma_{0Ku})$ .

После этого для C- и S-диапазонов найдем разностное сечение  $\Delta\sigma_{CS} = \sigma_{0S} - \sigma_{0C}$ . Полученная таким образом зависимость будет отличаться от реальной (измеренной) зависимости, так как не будет привычного разброса данных, но она станет отражать качественное поведение разностного сечения.

Результат сравнения модельных оценок с экспериментальными оценками показан на рис. 9. Для расчетов использовалась модель, полученная для 4–16 м/с.

Большое отрицательное значение разностного сечения обусловлено тем, что для C-диапазона применялась коррекция сечения в 2.3 дБ, а значения S-диапазона были взяты по теоретической модели. В данном случае нам важен качественный вид зависимости, а не абсолютные значения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на значительные успехи в изучении обратного рассеяния СВЧ-диапазона взволнованной водной поверхностью, переход от качественного описания процесса рассеяния к количественным оценкам пока не произошел.

Серьезной проблемой для проведения численных оценок являются достоверность описания морского волнения и его последующее применение в двухмасштабной модели рассеивающей поверхности.

В данной работе впервые сделана попытка в рамках заданной модели спектра волнения построить численную модель для сечения обратного рассеяния и объяснить наблюдаемые в экспериментах эффекты, в частности, немонотонное поведение разностного сечения обратного рассеяния. Известные нам попытки объяснить наблюдаемый эффект были неудачными.

Как показало исследование, выбранная модель спектра или ее разбиение на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие дают завышенные значения дисперсии наклонов, что в результате привело к необычному поведению эффективно-го коэффициента отражения от дисперсии высот мелкой ряби: наблюдается рост коэффициента отражения при увеличении высоты ряби. Это может быть связано как с моделью спектра волнения, так и с выбором граничного волнового числа. Для ответа на этот вопрос необходимы дальнейшие исследования в этом направлении. В частности, выполнение прямых измерений дисперсии наклонов крупномасштабного волнения с помощью подводного акустического буя (Karaev et al., 2010; Караев и др., 2010) позволит экспериментально определить граничное волновое число.

Тем не менее, выбранный спектр волнения и найденный эффективный коэффициент отражения позволяют получать численные оценки сечения обратного рассеяния для различных состояний взволнованной водной поверхности и предсказывать поведение разностного сечения. Предложенная методика совместного анализа РЛ- и буйковых данных подтвердила свою работоспособность и может быть использована в дальнейшем.

Переход при описании зависимости эффективного коэффициента отражения от скорости ветра к дисперсии высот мелкой ряби позволяет восстанавливать скорость трения, что необходимо для количественного описания процесса теплообмена между атмосферой и океаном.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (проекты № 10-05-00181а и № 11-05-97014-р-п-а) и программой ОФН РАН “Радиофизика”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически шероховатой поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
- Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 256 с.
- Гарнакерьян А., Сосунов А. Радиолокация морской поверхности. Ростов: Изд-во Ростовского университета, 1978. 144 с.
- Зубкович С. Статистические характеристики радиосигналов, отраженных от земной поверхности. М.: Сов. Радио, 1968. 224 с.

- Караев В.Ю., Баландина Г.Н. Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 5. С. 1–12.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Баландина Г.Н., Мешков Е.М., Челленор П., Срокоз М., Гомменджинджер К. Методы измерения наклонов водной поверхности радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 5. С. 51–63.
- Караев В., Каневский М., Баландина Г., Мешков Е., Челленор П., Срокоз М., Гомменджинджер К. Новые средства дистанционной диагностики океана: радиолокатор СВЧ-диапазона с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 41–52.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М., Коттон Д., Гомменджинджер К. Восстановление скорости приповерхностного ветра по данным спутниковых радиоальтиметров: обзор алгоритмов // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 2006. Т. 49. № 4. С. 279–293.
- Караев В.Ю., Каневский Е.М., Мешков Е.М. Измерение параметров поверхностного волнения подводными акустическими системами: обсуждение концепции прибора // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 2010. Т. 53. № 9–10. С. 634–645.
- Фукс И.М. К теории рассеяния радиоволн на взволнованной поверхности моря // Изв. вузов. Сер. Радиофизика. 1966. Т. 9. № 5. С. 876–887.
- Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I., Ostrovsky I.E., Rosenberg A.D. Very high frequency radiowave scattering by a disturbed sea surface // IEEE Trans. 1968. AP-16. № 5. Pt. 1. P. 554–559.
- Brown G.S., Stanley H.R., Roy N.A. The wind speed measurement capability of spaceborne radar altimeters // IEEE J. Oceanic Engin. 1981. OE-6. С. 59–63.
- Donelan, M.A., Pierson, W.J. Radar Scattering and Equilibrium Ranges in Wind-Generated Waves – With Application to Scatterometry // J. Geophys. Res.-Oceans. 1987. V. 92. № C5. P. 4971–5029.
- Elfouhaily T., Vandemark D., Gourrion J. and Chapron B. Estimation of wind stress using dual-frequency TOPEX data // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C11. P. 25101–25108.
- Ellison W.J., Balana A., Delbos G., Lamkaouchi K., Eymard L., Guillou C., Prigent C. New permittivity measurements of seawater // Radio Sci. 1998. V. 33. № 3. P. 639–648.
- Freilich M.H., Challenor P.G. A new approach for determining fully empirical altimeter wind speed model functions // J. Geophys. Res. 1994. V.99. № C12. P. 25051–25062.
- Gourrion J., Vandemark D., Bailey S., Chapron B., Gommenginger C., Challenor P., Srokoz M. A two-parameter wind speed algorithm for Ku-band altimeters // J. Atm. and Oceanic Technol. 2002. V. 19. № 12. P. 2030–2048.
- Quarty G.D., Guymet T.H., Srokoz M.A. The effects of rain on TOPEX radar altimeter data // J. Atmos. Oceanic. Technol. 1996. V. 13. P. 1209–1229.
- Karaev V. Yu., Kanevsky M.B., Balandina G.N., Cotton P.D., Challenor P.G., Gommenginger G.P., Srokoz M.A. On the problem of the near ocean surface wind speed retrieval by radar altimeter: two-parametric algorithm // Int. J. Rem. Sens. 2002. V. 23. № 16. P. 3263–3283.
- Karaev V., Kanevsky M.B., Meshkov E. The effect of sea surface slicks on the Doppler spectrum width of a backscattered microwave signal // Sensor. 2008. V. 8. P. 3780–3801.
- Karaev V., Kanevsky M., Meshkov E. Advanced acoustical wave gauge for verification of retrieval algorithms for remote sensing of the ocean from space // Symp. “Ocean from Space”. 26–30 April 2010, Venice, Italy. Proceedings “Oceans from space”, 2010. P. 127–128.
- Masuko H., Okamoto K., Shimada, Niva S. Measurement of microwave backscattering signatures of the ocean surface using X band and Ka band airborne scatterometers // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № C11. P. 13065–13083.
- Miller A., Brown R., Vegh E. New derivation for the rough-surface reflection coefficient and for the distribution of sea-wave elevation // IEE Proceedings. 1984. Pt. H. V. 131. № 2. P. 114–116.
- Valenzuela G.R. Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves: A review // Boundary-Layer Meteorol. 1978. V. 13. P. 61–86.
- Witter D.L., Chelton D.B. A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm development // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 8853–8860.

## Properties of Multifrequency Backscattering from the Sea Surface at Vertically Probing

V. Yu. Karaev, M. B. Kanevsky, E. M. Meshkov

*Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod*

In the Kirchoff method approximation and the two-scale model of a scattering surface, backscattering of a microwave signal is considered at nadir probing of the sea surface. In the assumption of the chosen sea wave spectrum, the model of effective reflection coefficient is developed and coefficients for Ku (0.021 m), C (0.055 m) and S bands (0.09 m) are calculated. The dependences of radar cross section on wind speed, wind fetch, and height of swell are investigated and the proximity of numerical estimations and experimental data are shown. In two-frequency measurements, the dependence of difference section on wind speed or on one of the backscattering radar cross sections is considered; it is shown for the first time that the numerical model describes nonmonotonic behavior of the difference section observed in experiments for the pairs Ku–C, Ku–S. The developed model of the effective reflection coefficient has allowed us to predict the behavior of the difference section for the new pair of frequencies C–S, for which experimental data are unavailable.

**Keywords:** vertical probing, backscattering radar cross section, effective reflection coefficient, model of sea wave spectrum, difference cross section