

УДК 551.46

**ВЛИЯНИЕ ДЛИННЫХ ВОЛН НА РЕЗОНАНСНОЕ РАССЕЯНИЕ
МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ РАДИОВОЛН
МИЛЛИМЕТРОВОГО ДИАПАЗОНА**

В. В. Пустовойтенко, А.С. Запевалов

Морской гидрофизический институт РАН

Статья получена 5 августа 2015 г.

Аннотация. Анализируется влияние более длинных, чем резонансные составляющие, морских поверхностных волн на обратное рассеяние радиоизлучения миллиметрового диапазона. Рассмотрена ситуация, когда длинными по отношению к резонансным составляющим являются волны длиной более 2 см. Рассмотрены физические механизмы, определяющие влияние длинных, по сравнению с резонансными составляющими, волн на величину нормированного сечения обратного рассеяния. Получены численные оценки изменения сечения обратного рассеяния для зондирования на горизонтальной и вертикальной поляризации, обусловленного присутствием длинных волн.

Ключевые слова: морская поверхность, резонансное рассеяние радиоволн, поверхностные волны, локальные уклоны.

Abstract: The impact sea surface waves longer than the resonant components, on the backscatter of radio waves of millimeter range is analyzed. The situation when long waves in relation to the resonant components are waves, that length more than 2 cm are considered. The physical mechanisms that determine impact of long, compared with the resonant components of the waves on the magnitude of the normalized backscattering cross section are discussed. Numerical estimates of the change in the back scattering cross-section for sensing horizontal and vertical polarization, due to the presence of long waves are obtained.

Key words: sea surface, Bragg scattering of radio waves, surface wave, the local slopes.

Введение

Одной из важных задач, стоящих перед современными океанографией, метеорологией и климатологией, является мониторинг поля приземного ветра в локальных, региональных и глобальных масштабах. Над морской и океанской поверхностью задача решается с помощью средств и методов космической техники – с помощью радиолокационных (РЛ-) систем, скаттерометров, которые, естественно, измеряют не непосредственно скорость ветра, а мощность принимаемого РЛ-сигнала, по величине которой в дальнейшем определяется удельная эффективная площадь рассеяния УЭПР [1] (в отечественной литературе также – удельная эффективная поверхность рассеяния, удельная эффективная площадь отражения, нормализованный эффективный поперечник рассеяния, в зарубежной литературе – *normalized radar cross section, NRCS, sigma_zero*) морской (океанской) поверхности, зависящая определенным образом от шероховатости поверхности (от скорости ветра в приводном слое атмосферы). Исторически сложилось так, что в США используются скаттерометры, работающие в 2-х сантиметровом диапазоне радиоволн (Ku-диапазон по классификации Института радиоинженеров по радиоэлектронике, Institute of Electrical and Electronics Engineers, IEEE), а Европейское космическое агентство использует скаттерометры, работающие в 5-6 см диапазоне радиоволн (C-диапазон по классификации IEEE).

Отметим, что рабочим диапазоном отечественного спутникового скаттерометра СКАТ-МЗ, предназначенного для работы на борту КА «Метеор-3М», запуск которого планируется в 2020 г., также является Ku-диапазон [2].

Появление спутниковых скаттерометров стимулировало создание моделей, позволяющих проводить «ветровую» интерпретацию результатов РЛ-измерений применительно к названным выше диапазонам радиоволн. Одной из разновидностей таких моделей является семейство СМОН-моделей (C-band model). Рассеяние же взволнованной морской поверхностью радиоволн миллиметрового диапазона рассматривается преимущественно либо с точки зрения

анализа работы РЛС, либо с точки зрения анализа работы радиоканалов передачи информации (см., например [3]).

Основными рассеивателями радиоволн при дистанционном зондировании морской поверхности с космических аппаратов (КА) являются короткие поверхностные волны [4]. Процессы, протекающие в пограничных слоях атмосферы и океана, трансформируют поле поверхностных волн, что позволяет осуществлять мониторинг этих процессов с помощью радиолокационной аппаратуры, установленной на КА [5, 6].

На степень шероховатости морской поверхности, определяющей рассеяние и отражение назад радиоволн, наряду с изменениями скорости ветра влияет большое количество разных по своей физической природе факторов [7–9]. Это требует детального исследования роли каждого из них в формировании радиосигнала, регистрируемого на КА.

Одним из таких факторов, приводящих к изменению характеристик рассеянного назад радиосигнала, является присутствие на морской поверхности волн, длина которых много больше резонансных компонент поля поверхностных волн, на которых происходит рассеяние [10]. Длинные волны изменяют локальный наклон морской поверхности (геометрический эффект), а также модулируют энергию резонансных компонент (динамический эффект) (см., например [11–13]). В настоящей работе мы ограничимся изучением геометрического эффекта.

Моделирование геометрического эффекта при зондировании морской поверхности радиоволнами сантиметрового диапазона было выполнено в работе [14], где были получены соотношения, описывающие изменения нормированного сечения обратного рассеяния в зависимости от изменений уклонов, создаваемых длинными волнами. Также на основе данных натурных измерений были получены количественные оценки, характеризующие влияние длинных волн на рассеянный назад радиосигнал. Было показано, что присутствие длинных волн увеличивает уровень рассеянного назад радиосигнала до 35% (при вертикальной поляризации).

Работа [14] направлена на изучение зондирования морской поверхности с помощью РЛС, работающих в сантиметровом диапазоне радиоволн, когда длинными можно считать волны длиннее 10 см. Если радиозондирование проводится в миллиметровом диапазоне, статистические характеристики морской поверхности, которые входят в модель рассеяния радиоволн, меняются. В этом случае длинными уже можно считать волны длиной более 2 см. На масштабах, выше масштаба доминантных поверхностных волн, спектры уклонов морской поверхности слабо меняются с изменением длины волны [15]. Поэтому расширение диапазона длин волн, формирующих локальные уклоны морской поверхности, приводит к увеличению среднеквадратического значения уклонов и, соответственно, к усилению геометрического эффекта.

Цель настоящей работы – оценить влияние длинных волн при радиозондировании морской поверхности в миллиметровом диапазоне.

Резонансное рассеяние радиоволн в присутствии длинных поверхностных волн

При углах падения, превышающих 20–25°, рассеяние радиоволн на морской поверхности носит резонансный характер и описывается в рамках метода малых возмущений [4]. В приближении, когда резонансные (брегговские) составляющие поля поверхностных волн распространяются по плоской поверхности, нормированное сечение обратного рассеяния можно представить в форме,

$$\sigma_{pp}^0(K, \theta, \alpha) = 8 K^4 |G_{pp}(\theta)|^2 \Xi(\vec{k}_B), \quad (1)$$

где θ – угол падения; α – азимутальный угол; G_p – функция угла зондирования, определяемая видом поляризации p ; первый индекс p соответствует поляризации зондирующей радиоволны, второй – рассеянной; Ξ – двумерный спектр возвышения морской поверхности, определенный в пространстве волновых векторов. Условие резонанса, связывающее волновые числа поверхностных

k_R и рассеянных в обратном направлении электромагнитных волн K , имеет вид,

$$k_R = K 2 \sin \theta . \quad (2)$$

Далее будем считать длинными те волны, длина которых превосходит длину резонансных составляющих поля поверхностных волн в 2.5-3 и более раз. Присутствие длинных волн приводит к тому, что резонансные составляющие распространяются по криволинейной поверхности, что, в свою очередь, приводит к изменению локального угла падения радиоволн.

Как следствие меняется значение функции угла зондирования $G_p = G_p(\theta - \beta_\uparrow)$, а также волновое число резонансной составляющей $k_R = K 2 \sin(\theta - \beta_\uparrow)$. Таким образом, получаем

$$\sigma_{pp}^0(K, \theta, \alpha, \beta_\uparrow) = 8 K^4 \left| G_p(\theta - \beta_\uparrow) \right|^2 \Xi(\vec{k}_B(K, \theta - \beta_\uparrow)), \quad (3)$$

где β_\uparrow – угол наклона морской поверхности в направлении падения радиоволн, создаваемого длинными волнами.

В ситуации, когда размеры радиолокационного пятна на морской поверхности значительно превышают размеры длинных волн, что для скаттерометров космического базирования, как правило, выполняется, влияние длинных волн на величину рассеянного назад сигнала, можно учесть, усреднив выражение (3) по всему диапазону углов наклонов морской поверхности β_\uparrow . Усреднение осуществляется с весом, определяющим вероятность появления тех или иных значений угла β_\uparrow . Тогда,

$$\sigma_p^L = \int \sigma_p^0(\theta - \beta_\uparrow) P(\beta_\uparrow) d\beta_\uparrow, \quad (4)$$

где $P(\beta_\uparrow)$ – плотность вероятностей углов наклонов морской поверхности в направлении падения радиоволны.

Преобразование спектра возвышения морской поверхности Ξ , в форму, учитывающую явную зависимость от угла падения подробно описано в работе

[14], поэтому здесь мы опускаем промежуточные преобразования. Учитывая изменение локального уклона, получаем

$$\sigma_{pp}^0 = 2K^2 \left| G_p(\theta - \beta_{\uparrow}) \right|^2 \frac{\tilde{S}(K 2 \sin(\theta - \beta_{\uparrow}))}{\sin(\theta - \beta_{\uparrow}) \cos(\theta - \beta_{\uparrow})} \Theta(k_R, \alpha_R). \quad (5)$$

где Θ – функция азимутального распределения волновой энергии; α_R – направление распространения резонансных составляющих.

При дальнейшем анализе будем полагать, что в нашем случае длинными являются волны длиной более 2 см.

Будем рассматривать два случая:

– первый, когда зондирование осуществляется в азимутальном направлении, коллинеарном с направлением ветра;

– когда зондирование осуществляется в азимутальном направлении, ортогональном направлению ветра.

Характеристики, определенные для первого случая будем обозначать нижним индексом «*и*», а для второго – «*с*».

Расчеты проведем на основе данных измерений двумерным лазерным уклономером, которые были получены на океанографической платформе, установленной у Южного берега Крыма на глубине 30 м [16].

В натуральных экспериментах обычно определяется не сам угол наклона морской поверхности, а пространственные производные возвышения поверхности – уклоны [17, 18]. Ввиду отсутствия информации об углах наклонов, при расчетах влияния длинных волн на величину УЭПР предполагается, что углы наклонов не велики и численно равны уклонам. Использование этого предположения вносит небольшую погрешность в модель рассеяния, которая не превышает нескольких процентов [19].

Зависимости геометрического коэффициента $\left| G_{pp}(\theta) \right|^2$ от угла падения

Будем рассматривать ситуации, когда облучение поверхности и прием рассеянного назад сигнала, осуществляются на одной и той же поляризации.

Воспользуемся выражения для геометрического коэффициента $|G_{pp}(\theta)|^2$, в форме [20]

$$G_{VV}(\theta) = \cos^4 \theta \frac{(\varepsilon - 1)[\varepsilon(1 + \sin^2 \theta) - \sin^2 \theta]}{[\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}]^2}, \quad (6)$$

$$G_{HH}(\theta) = \cos^4 \theta \frac{(\varepsilon - 1)}{[\varepsilon \cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}]^2}. \quad (7)$$

где ε – относительная диэлектрическая проницаемость морской воды под поверхностью раздела атмосфера-океан.

Относительная диэлектрическая проницаемость ε является комплексной величиной и зависит от трех параметров: температуры, солёности морской воды и частоты (длины) радиоволны [21]. Для ее расчетов используем модель, построенную на основе двухчастотной аппроксимации Дебая [22]

$$\varepsilon(T, S) = \frac{\varepsilon_S(T, S) - \varepsilon_1(T, S)}{1 + i\nu/\nu_1(T, S)} + \frac{\varepsilon_1(T, S) - \varepsilon_\infty(T, S)}{1 + i\nu/\nu_2(T, S)} + \varepsilon_\infty(T, S) - i \frac{\sigma(T, S)}{2\pi\varepsilon_0\nu}, \quad (8)$$

где T – температура морской воды; S – ее солёность; $\varepsilon_S(T, S)$ – статическая диэлектрическая проницаемость; $\varepsilon_1(T, S)$ – промежуточный диэлектрический параметр; $\varepsilon_\infty(T, S)$ – «оптическая» диэлектрическая проницаемость; ν – частота; ν_1 и ν_2 – первая и вторая частоты релаксации Дебая; $\sigma(T, S)$ – электропроводность воды [Сим/м], ε_0 – диэлектрическая постоянная ($1/(2\pi\varepsilon_0) = 17.97510$ ГГц м/Сим); $i = \sqrt{-1}$.

Входящие в выражение (8) параметры имеют следующую размерность: T – [°C], S – [‰] (промилле), ν , ν_1 и ν_2 – [ГГц].

На рис. 1 представлены геометрические коэффициенты, рассчитанные для трех длин волн $\lambda = 0.2, 0.8$ и 3.2 см на вертикальной (VV) и горизонтальной (HH) поляризациях. Видно, что кривые $|G_{pp}(\theta)|^2$ при изменении длины волны отличаются не только по уровню, но и по наклону. Причем изменение наклона с из-

менением длины радиоволны на горизонтальной поляризации выше, чем на вертикальной.

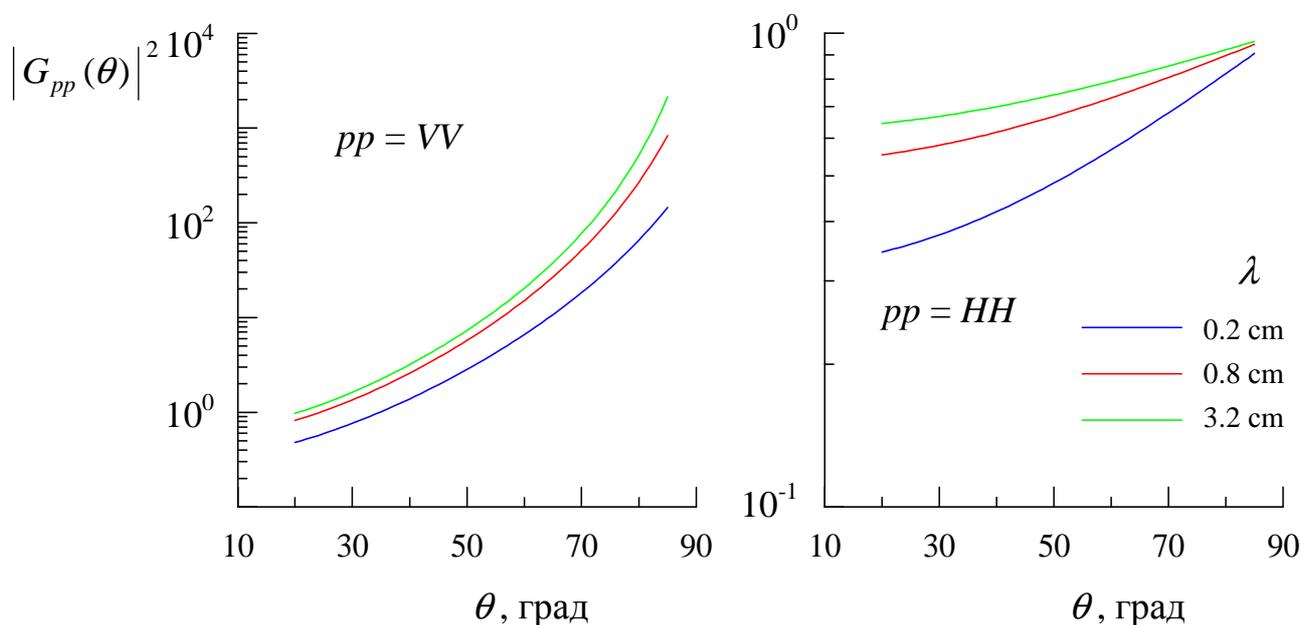


Рис. 1. Зависимости геометрических коэффициентов $|G_{pp}(\theta)|^2$ от угла падения θ .

Влияние на уровень рассеянного назад сигнала изменений локальных уклонов, создаваемых длинными волнами тем больше, чем больше наклон кривой $|G_{pp}(\theta)|^2$. Чтобы оценить изменения наклон кривой с изменением угла падения на разных длинах волн введем параметр, характеризующий чувствительность геометрического коэффициента к изменению угла падения

$$R_{pp}(\theta) = \Delta G_{pp}(\theta) / \overline{|G_{pp}(\theta)|^2}, \quad (9)$$

где $\Delta G_{pp}(\theta)$ – разность значений геометрических коэффициентов при изменении угла падения на 1° ; $\overline{|G_{pp}(\theta)|^2}$ – средние значения геометрических коэффициентов в диапазоне изменения угла падения на 1° .

Чувствительность геометрического коэффициента к изменению угла падения, которая характеризуется параметром $R_{pp}(\theta)$, при зондировании на вертикальной поляризации выше, чем на горизонтальной (см. рис. 2). Но на верти-

кальной поляризации при изменении длины волны она меняется значительно слабее, чем на горизонтальной. Заметное изменение чувствительности $R_{VV}(\theta)$ при изменении длины радиоволны имеет место лишь при углах падения, превышающих 65° .

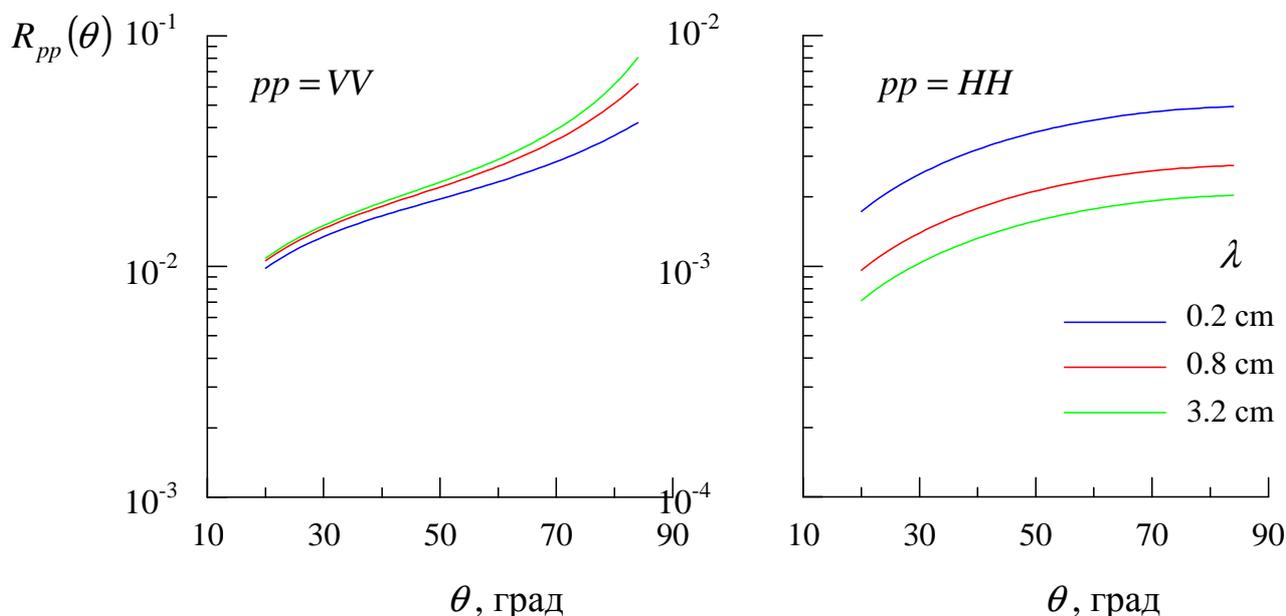


Рис. 2. Зависимости параметра $R_{pp}(\theta)$ от угла падения θ .

На горизонтальной поляризации при изменении длины волны от 0.2 см до 0.8 см чувствительность уменьшается на 80%, при изменении длины волны от 0.8 см до 3.2 см уменьшается на 35%. Причем, эти изменения практически не зависят от угла падения.

Изменения длины резонансной составляющей поля поверхностных волн

Из соотношения (2) следует, что при изменении локального угла падения радиоволн на морскую поверхность меняется длина λ_R резонансной составляющей поля поверхностных волн. Изменения λ_R , являющейся функцией трех параметров, описываются выражением

$$\lambda_R = \frac{\Lambda}{2 \sin(\theta \pm \beta_{\uparrow})}, \quad (10)$$

где Λ – длина радиоволны.

Знак минус перед углом β_{\uparrow} соответствует ситуации, когда уклон длинной волны развернут «лицом» на РЛС.

С ростом скорости ветра дисперсия уклонов морской поверхности растет, соответственно изменения λ_R при больших скоростях ветра происходят в более широком диапазоне. Относительные изменения длины волны $\lambda_R(\Lambda, \theta, \beta_{\uparrow})/\lambda_R(\Lambda, \theta, \beta_{\uparrow} = 0)$, рассчитанные при разных углах падения, показаны на рис. 3. Угол β_{\uparrow} принят равным среднеквадратическому значению уклонов при данной скорости ветра.

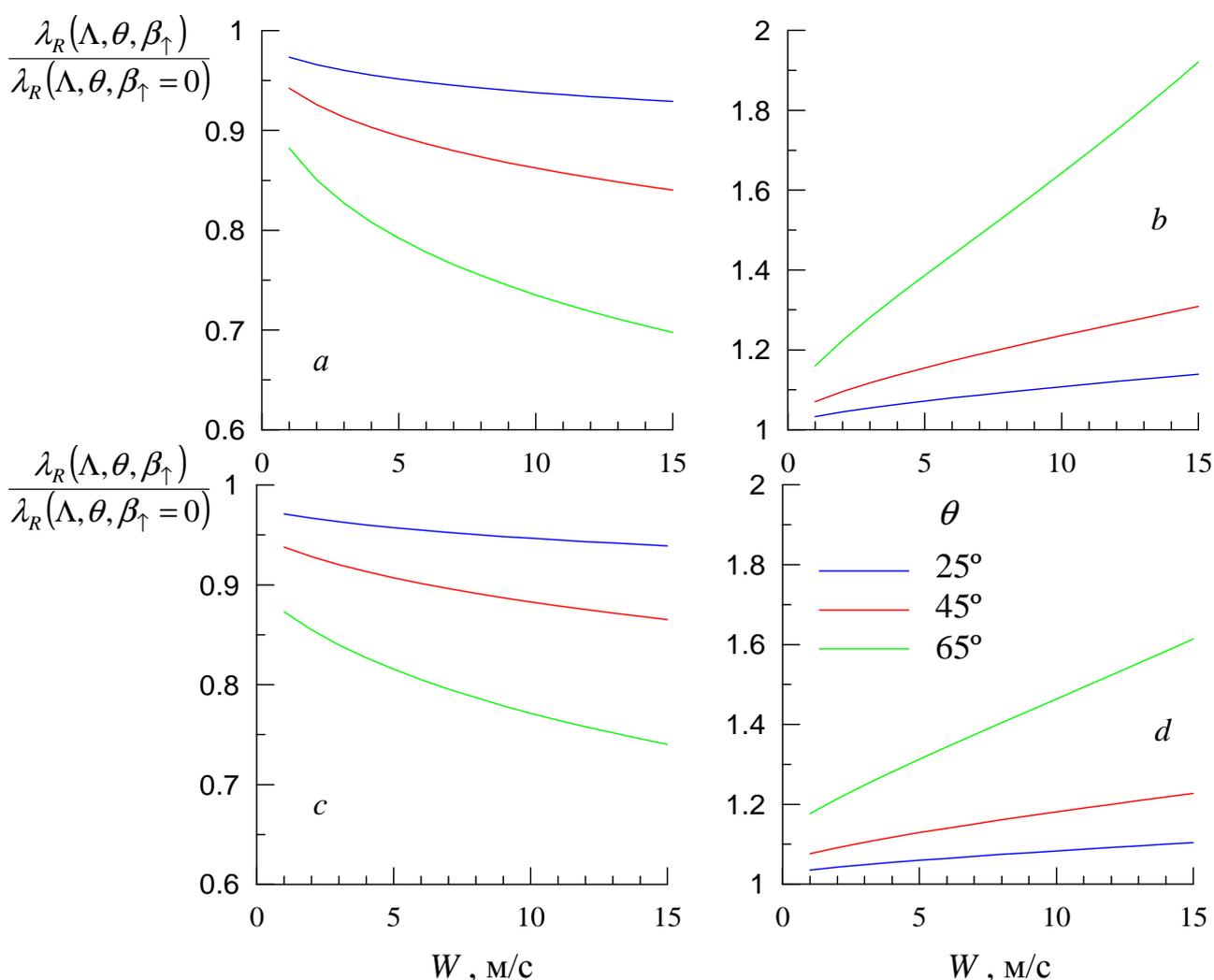


Рис. 3. Зависимости параметра $\lambda_R(\Lambda, \theta, \beta_{\uparrow})/\lambda_R(\Lambda, \theta, \beta_{\uparrow} = 0)$ от скорости ветра; *a, b* – зондирование вдоль направления ветра, *c, d* – поперек; *a, c* – наклон длинных волн в сторону РЛС, *b, d* – в противоположную сторону.

Спектр возвышений морской поверхности является круто спадающей функцией волновых чисел, поэтому даже небольшое изменение длины волны приводит к значительному изменению уровня спектральной плотности поверхностных волн на резонансной длине волны. На масштабах, меньших масштаба доминантных волн спектр возвышений поверхности можно описать зависимостью $S(k) \sim k^{-n}$. В области, определяющей рассеяние миллиметровых радиоволн, можно принять $n=3$ [23].

Соответственно, как следует из выражения (5), происходит значительное изменение нормированного сечения обратного рассеяния. При зондировании вдоль направления ветра под углом 45° изменения длины резонансной волны при изменении угла β_\uparrow на величину, равную среднеквадратической величине уклонов при скорости ветра 10 м/с, приводят, в зависимости от знака перед β_\uparrow в выражении (10), к увеличению нормированного сечения обратного рассеяния на 89% или уменьшению на 35% по сравнению с ситуацией, когда резонансные волны распространяются по горизонтальной поверхности.

Следует отметить, что эффект, аналогичный изменению длины резонансной волны в присутствии длинных волн, имеет место и при вертикальном зондировании (альтиметрические измерения скорости ветра). В этом случае меняется граница между диапазонами поверхностных волн, формирующими зеркальное отражение и диффузное рассеяние [24], что является одним из факторов ограничивающих предельную точность альтиметрических измерений скорости ветра [25].

Заключение

Анализ влияния более длинных, чем резонансные компоненты, морских ветровых волн на обратное рассеяние радиоизлучения проведён для волн миллиметрового диапазона. Рассмотрена ситуация, когда длинными по отношению к резонансным составляющим являются волны длиной более 2 см.

Проанализированы два физических механизма, приводящие к изменению сечения обратного рассеяния в присутствии длинных волн. Показано, что чув-

ствительность геометрического коэффициента к изменению, вызванного длинными волнами, локального угла падения при зондировании на вертикальной поляризации выше, чем на горизонтальной. В то же время при зондировании на горизонтальной поляризации имеют место более сильные изменения параметра $R_{VV}(\theta)$ при изменении длины волны, чем на вертикальной.

Вторым рассмотренным физическим механизмом являются вариации значений нормированного сечения обратного рассеяния, вызванные изменениями длины резонансной составляющей поверхностных волн на наклонной поверхности. Этот механизм одинаково действует на обеих поляризациях. Он приводит к вариациям σ_{pp}^0 вдоль профиля длинной волны. Изменения σ_{pp}^0 на создаваемой длинными волнами наклонной поверхности по сравнению с ситуацией, когда длинные волны отсутствуют, зависят от угла падения и скорости ветра. При скорости ветра 10 м/с и угле падения 45° в зависимости от знака перед углом β_{\uparrow} в выражении (10), происходит увеличение σ_{pp}^0 на 89% или уменьшение на 35%. С ростом угла падения диапазон в котором меняется параметр σ_{pp}^0 расширяется.

Литература

1. Moore R.K., Pierson W.J. Measuring sea state and estimating surface winds from a polar orbiting satellite // Proc. Inter. Symp. Electromagnetic Sensing of the Earth from Satellites Miami Beach, FL. 1966. Nov. 22–24. P. R1–R28.
2. Космический комплекс «МЕТЕОП-М3». [Электронный ресурс]. URL: http://www.vniiem.ru/ru/index.php?option=com_content&view=article&id=617:-----1-r--3&catid=82:--1-3r&Itemid=62 (Дата обращения 15.07.2015).
3. Кулемин Г.П., Разказовский В.Б. Рассеяние миллиметровых радиоволн поверхностью Земли под малыми углами. Киев.: Наукова думка, 1987. 232 с.
4. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука. 1972. 424 с.

5. Пустовойтенко В.В., Запевалов А.С. Оперативная океанография: Спутниковая альтиметрия – Современное состояние, перспективы и проблемы // Серия. Современные проблемы океанологии, Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика» – 2012. – Вып. № 11. 218 с.

6. Кубряков А.А., Станичный С.В. Синоптические вихри в Черном море по данным спутниковой альтиметрии // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 65–77.

7. Басс Ф.Г., Брауде С.Я., Калмыков А.И., Мень А.В., Островский И.Е., Пустовойтенко В.В., Розенберг А.Д., Фукс И.М. Методы радиолокационных исследований морского волнения (радиоокеанография) // Успехи физических наук. 1975. № 116. С.741–743.

8. Терехин Ю.В., Пустовойтенко В. В. Влияние температуры и солености морской воды на характеристики радиолокационного сигнала СВЧ-диапазона. // Исследование Земли из космоса. 1986. № 2. С. 16–20.

9. Галаев Ю.М., Калмыков А.И., Курекин А.С., Лементя Ю.А., Нелепо Б.А., Островский И.Е., Пичугин А.П., Пустовойтенко В.В., Терехин Ю.В. Радиолокационные обнаружения нефтяных загрязнений морской поверхности//Изв. АН СССР: Физика атмосферы и океана. 1977. Т.13, №4. С. 406–414.

10. Воляк К.И. Определение характеристик волнения по радиоизображениям моря // Исследование Земли из космоса. 1982. № 6. С. 86–94.

11. Лаврова Л.В., Розенберг Г.Ш. Экспериментальные исследования модуляции ряби длинными волнами. М.: ИКИ. 1988. 58 с.

12. Басович А.Я., Таланов В.И. О трансформации коротких поверхностных волн на неоднородных течениях // Известия АН СССР: Физика атмосферы и океана. 1977. Т.13, № 7. С. 766–773.

13. Zavorotny V.U., Voronovich A.G. Two scale model and ocean radar Doppler spectra at moderate and low grazing angles // IEEE Trans/ Antennas and Prop. 1998. V. 46, № 1. P. 84–92.

14. Запевалов А.С. Моделирование берегового рассеяния электромагнитного излучения сантиметрового диапазона морской поверхностью. Влияние

волн более длинных, чем брегговские составляющие // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45, № 2. С. 266–275.

15. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 375 с.

16. Христофоров Г.Н., Запевалов А.С., Бабий М.В. Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. 1992. Т.32, вып. 3. С. 452–459.

17. Cox С., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Optical. Soc. America. 1954. Vol. 44, № 11. P. 838–850.

18. Bréon F.M., Henriot N. Spaceborne observations of ocean glint reflectance and modeling of wave slope distributions // J. Geoph. Res.: Oceans. 2006. V. 111. № С6. DOI: 10.1029/2005JC003343.

19. Запевалов А.С., Лебедев Н.Е. Моделирование статистических характеристик поверхности океана при дистанционном зондировании в оптическом диапазоне // Оптика атмосферы и океана. 2014, Т. 27, № 1. С. 28–33.

20. Valenzuela G. Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves. – A Review // Boundary Layer Meteorology. 1978. vol. 13. № 1–4. P. 61–85.

21. Запевалов А.С., Пустовойтенко В.В. Влияние физико-химических характеристик морской воды на резонансное рассеяние радиоволн морской поверхностью // Журнал Радиоэлектроники. 2014. № 9. [Электронный ресурс]. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/sep14/4/text.pdf>. (Дата обращения 25.02.2015).

22. Meissner T., Wentz F.J. The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2004. vol. 42. No. 9. P. 1836–1849.

23. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. Л.: Гидрометеиздат. 1985. 375 с.

24. Kudryavtsev V.N., Hauser D., Caudal G., Chapron B.A. A semi-empirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1 Background model // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107, № 0, XXXX, doi:10.1029/2001JC001003.

25. Запевалов А.С., Показеев К.В., Пустовойтенко В.В. О предельной точности альтиметрического определения скорости приводного ветра // Исследования Земли из космоса. 2006. № 3. С. 49–54.