

УДК: 551.465

ДВУХПОЗИЦИОННАЯ КВАЗИЗЕРКАЛЬНАЯ РАДИОЛОКАЦИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ: МЕХАНИЗМЫ СВЧ-РАССЕЯНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ РЕШЕНИЯ ОКЕАНОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ ИЗ КОСМОСА

© 2017 г. С. В. Переслегин, И. О. Карпов, З. А. Халиков

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
e-mail: peresleg@ocean.ru

Поступила в редакцию 09.11.2016 г., после доработки 20.04.2017 г.

На базе имеющихся данных о спектрах ветровых волн, рассматриваются условия применимости метода касательной плоскости (Кирхгоф), метода малых возмущений и диффузного метода (Релей) для построения диаграмм СВЧ-рассеяния на морской поверхности (квазизеркальное “рассеяние вперед”). Учитываются особенности зондирования Земли с космической орбиты, близость угла визирования зеркальной точки к углу Брюстера и возможность одновременного формирования широкозахватных радиолокационных изображений для соосной и перекрёстной поляризационных компонент отраженного сигнала. Делается вывод о том, что с учетом сделанных приближений возможно формировать панорамные мелко- и мезомасштабные изображения поля уклонов ветровых волн при ширине зоны обзора порядка 2000 км. Далее, на базе ранее выполненных работ инженерного плана приводятся три возможные модификации космического радиолокационного “тандема”, предназначенные для эффективного решения определённых океанологических и прикладных задач.

DOI: 10.7868/S0030157417050057

ВВЕДЕНИЕ

Исследование характеристик рассеяния СВЧ-излучения на взволнованной морской поверхности до последнего времени остается актуальной задачей, ибо далеко не все случаи обоснованы – как теоретически [2, 3, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17] так и путём количественного эксперимента [4, 5, 6]. Именно таким является случай, где зеркальная точка (y_0) находится непосредственно в плоскости визирования разнесённых передающей и приемной антенн (рассеяние вперед). На рис. 1 этот случай представлен в упрощенном виде, шарообразность Земли не учтена. Обе антенны расположены на одной и той же высоте H над поверхностью моря; диаграммы направленности антенн настолько широки, что ими можно пренебречь по сравнению с шириной “диаграмм рассеяния” поверхности; вся поверхность находится в дальней зоне обеих антенн (т.е. электромагнитные волны являются плоскими). В задачах дистанционного зондирования океана практическое значение имеет следующий вариант двухпозиционного радара: два равновысотных аппарата движутся синхронно со скоростью W_x по меридиональным орбитам, разнесённым по долготе на расстояние $L = 2y_0$. Зеркальная точка с углом визирования γ_0

находится в центре зоны бокового обзора, образованной достаточно широкими угломестными диаграммами направленности антенн. Положение точки на плоскости XOY определяют азимутальные и вертикальные углы ($\varphi_1, \varphi_2, \gamma_1, \gamma_2$). Суммарная наклонная дальность зеркальной точки, находящейся под углом γ_0 , меньше суммарной дальности остальных точек: $2R_0 = \frac{2H}{\cos \gamma_0} < R_1 + R_2$.

Однако, слева и справа от зеркальной точки суммарная дальность одинакова, и этот недостаток преодолевается при использовании современных радиолокационных технологий [7].

В данной работе ставятся следующие задачи. Во-первых, на базе имеющихся экспериментальных данных о спектрах развитых ветровых волн, для указанного режима зондирования необходимо определить применимость в СВЧ-диапазоне каждого из трех методов анализа механизма рассеяния: квазизеркального (метод Кирхгофа), метода малых возмущений (ММВ) и чисто-диффузного (метод Релея). Во-вторых, с учетом указанного подхода необходимо построить уточненные диаграммы рассеяния вперед для соосной (НН) и перекрестной (НВ) поляризационных составляющих отраженного сигнала в координатах

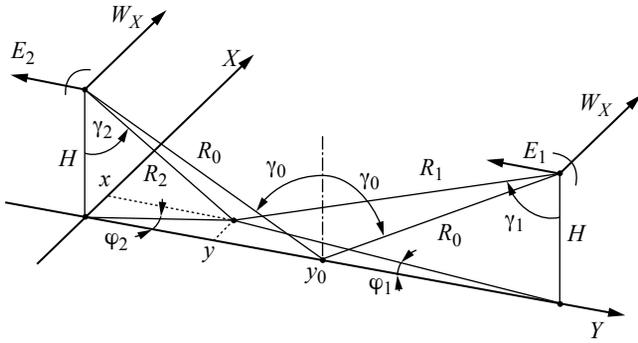


Рис. 1. Геометрия двухпозиционного квазизеркального визирования поверхности.

плоскости XOY, используя в качестве известных параметров длину волны излучения $\lambda = 0.03 \div 1$ м, угол визирования зеркальной точки γ_0 и скорость ветра $W = 4 \div 16$ м/с. Затем, на базе сделанных расчетов и имеющихся работ инженерного плана [8, 9, 10] – необходимо оценить новые возможности, возникающие при использовании рассмотренного метода (т.е. космического двухпозиционного радара) для решения определенных океанологических задач.

О применимости существующих моделей рассеяния

Для первой задачи в качестве исходных воспользуемся пространственными спектрами высот и кривизны морских волн, обобщенными в работах [11, 13, 14, 16] с использованием экспериментальных данных. Один из наборов таких спектров показан на рис. 2а и рис. 2б. Осредненные значения высот волн были получены

различного рода волнографами, при статистической обработке огромных массивов измерительных данных, для случая “развитых” ветровых волн в открытых акваториях, при скорости ветра в пределах от 3 до 21 м/с с шагом 2 м/с. При обработке проводилось осреднение значений высот как по массиву данных (при данной скорости ветра), так и по углу между направлениями ветра и волн.

Поскольку спектры высот (рис. 2а) в основной своей части хорошо аппроксимируются степенной функцией $\Psi_h(K) = a_0 K^{-4}$, то спектры кривизны (рис. 2б) получаются путем нормировки, т.е. умножения на K^4 . Из рисунков видно, что “обрез” низкочастотной части спектров определяется скоростью ветра, “обрез” верхних частот почти не зависит от скорости ветра, а в гравитационно-капиллярной области наблюдается увеличение плотности спектров при усилении ветра. На рисунках показана линия разграничения спектров, определяемая длиной волны излучения (см. далее).

Дисперсии параметров волн определяются из спектров:

$$\sigma^2 = \frac{1}{2\pi} \int_{-\pi}^{\pi} \int_{K_1}^{K_2} \Psi(K, \varphi) K dK d\varphi,$$

где φ – азимутальный угол, и для изотропных волн $\sigma^2 = \int_{K_1}^{K_2} \Psi(K) K dK$.

Примем приближенные (не учитывающие анизотропию волн) “автомодельные” спектры высот, орбитальных скоростей, уклонов

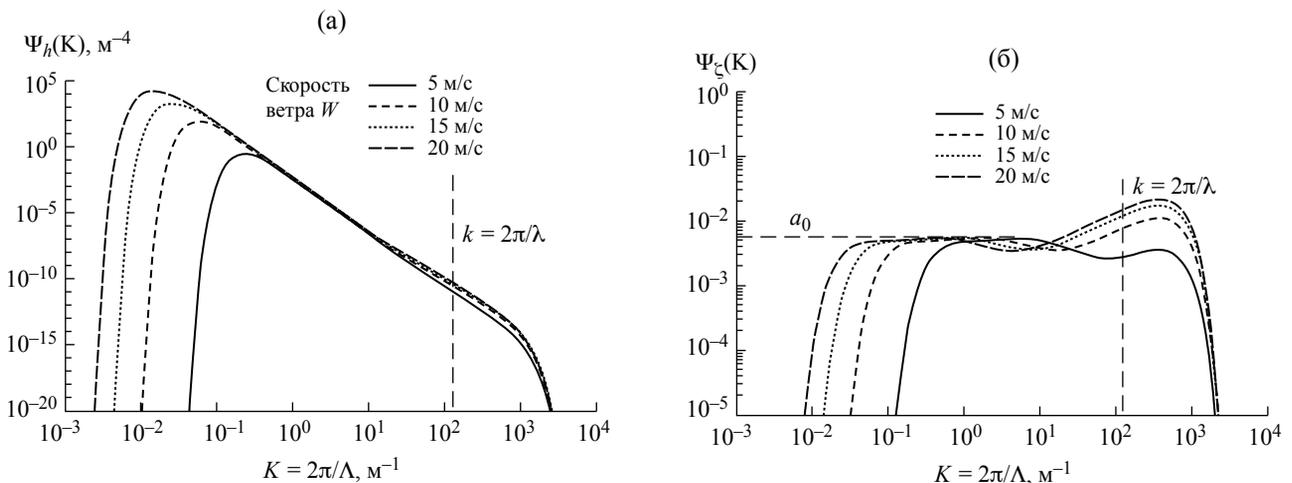


Рис. 2. (а) – осредненные пространственные спектры высот развитых ветровых волн, полученные экспериментально; (б) – пространственные спектры кривизны, полученные нормировкой из спектров слева.

и кривизны, учитывая только степенную зависимость и границы:

$$\Psi_h(K) = a_0 K^{-4}, \Psi_v(K) = a_0 g K^{-3}, \Psi_\theta(K) = a_0 K^{-2},$$

$$\text{при } K_1 = \frac{g}{W^2} \leq K \leq 3 \cdot 10^3 \text{ м}^{-1} = K_2, a_0 = 6,5 \cdot 10^{-3}, \quad (1)$$

$$\Psi_\zeta(K) = a_0, \Psi(K) = 0, \text{ при } \frac{g}{W^2} > K > 3 \cdot 10^3 \text{ м}^{-1}.$$

При малых скоростях ветра $W < 3$ м/с нижняя граница спектра не определяется, а наибольшая длина “энергонесущей” морской волны составляет $\Lambda_0 = 2\pi W^2 / g$.

В результате интегрирования, эффективная высота волн и эффективная орбитальная скорость определяются нижним пределом спектра, т.е. скоростью ветра:

$$\sigma_h = \sqrt{\frac{a_0}{2}} \frac{W^2}{g}, \quad \sigma_v = \sqrt{a_0} W, \quad (2)$$

эффективный уклон – обоими пределами, т.е. скоростью ветра и наименьшей длиной морской волны:

$$\sigma_\theta = \left[a_0 \ln \left(\frac{2\pi W^2}{g \Lambda_{\min}} \right) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad (3)$$

а эффективная кривизна – верхним пределом, т.е. наименьшей длиной морской волны:

$$\sigma_\zeta = \sqrt{\frac{a_0}{2}} \frac{2\pi}{\Lambda_{\min}}. \quad (4)$$

При этом необходимо помнить о неприменимости выражений (2) и (3) при малых скоростях ветра.

Условием применимости метода Кирхгофа является большой радиус кривизны поверхности в сравнении с длиной волны излучения. Эффективный радиус кривизны обратен эффективной кривизне (4), откуда следует, что верхний предел спектра морских волн должен ограничиваться величиной

$$K < \sqrt{\frac{2}{a_0}} \frac{1}{3\lambda} \approx \frac{6}{\lambda}. \quad (5)$$

Представляется удивительным, что численное значение кривизны ($a_0 = 6,5 \cdot 10^{-3}$) практически соответствует условию $\Lambda > \lambda$! Следовательно, если спектры морских волн (рис. 2) ограничены справа длиной волны $\Lambda_{\min} = 2\pi/K_2 \sim 2$ мм, то ясно, что при расчетах параметров “рассеянии вперед” по Кирхгофу необходимо ограничивать спектр морских волн длиной волны радара.

Возникает вопрос: возможно ли применить метод малых возмущений (ММВ) для оценки вклада диффузной области спектра в интенсивность рассеяния вперед? Условия применимости ММВ сводятся к малости не только уклонов ($3\sigma_\theta < 1$), но и высоты отражающей волны:

$$(h)_{\max} < \frac{\lambda}{8 \cos \gamma_{\max}} \quad [3].$$

Приняв $K_2 = 2\pi/\lambda$, получим

$$3\sigma_h = 3 \sqrt{\frac{a_0}{2}} \frac{1}{K_2} = 2,6 \cdot 10^{-2} \lambda < \frac{\lambda}{8 \cos \gamma_{\max}},$$

т.е. это условие выполняется. Величина удельной эффективной поверхности рассеяния (УЭПР) в ММВ определяется плотностью спектра высот волн, и при соосно-горизонтальной поляризации антенн выглядит следующим образом:

$$S_{HH}^0 = 4\pi k^4 \cos^2 \gamma_1 \cos^2 \gamma_2 |\alpha_{HH}|^2 \Psi_h(K_x, K_y),$$

где проекции волновых чисел поверхности K_x, K_y приравняются к горизонтальным проекциям радиоволновых чисел p_x, p_y . В нашей задаче (рис. 1) величины p_x, p_y, p_z составляют: $p_x \approx k(\sin \gamma_2 \sin \varphi_2 - \sin \gamma_1 \sin \varphi_1)$, $p_y = k(\sin \gamma_2 \cos \varphi_2 - \sin \gamma_1 \cos \varphi_1)$, $p_z = k(\cos \gamma_1 + \cos \gamma_2)$, $k = 2\pi/\lambda$. Величина α_{HH} зависит от диэлектрических параметров среды, и для водной поверхности $|\alpha_{HH}| = |\cos \varphi| \approx 1$.

При обратном рассеянии $\gamma_1 = \gamma_2 = \gamma$, $\varphi_1 = 0$, $\varphi_2 = \pi$, $p_x = 0$, $p_y = K_y = 2k \sin \gamma$. Это означает синфазность сигналов, отраженных от “резонансных” морских волн длиной $\Lambda = \frac{\lambda}{2 \sin \gamma}$, и при $\gamma = 60^\circ$ ММВ даёт $S_{HH}^0 \approx 2a_0 \text{ctg}^4 \gamma = 1,44 \cdot 10^{-3}$ (минус 28 дБ) – что вполне соответствует эксперименту [10]. Однако при рассеянии вперед вблизи зеркальной точки имеем $\varphi_1 = \varphi_2 = 0$, и $K_y \approx k(\sin \gamma_1 - \sin \gamma_2) \ll k$, что не допускает синфазности отраженных сигналов. Это означает, что при рассеянии вперед ММВ попросту неприменим. Кроме того, если $S^0 \sim K_y^{-4}$, то вблизи зеркальной точки должен возникнуть огромный пик УЭПР, который в экспериментах [4] не наблюдался.

Остается рассмотреть механизм релеевского рассеяния вперед, многократно описанный применительно к трехмерному (объемному) рассеянию. При случайном расположении элементов среды (например, дождевых капель) и малом радиусе корреляции по сравнению с длиной волны излучения ($kr_n \ll 1$) рассеяние изотропно, а эффективное сечение рассеяния описывается выражением:

$$S_{\text{eff}} = \frac{2}{\pi} k^4 r_n^3 (n-1)^2 \cos^2 \psi.$$

Здесь n, r_n – коэффициент преломления рассеивающей среды и радиус корреляции, ψ – угол, отсчитываемый относительно плоскости распространения луча [1].

Если для водной поверхности радиусом корреляции считать $r_n = \frac{\Lambda}{2\pi}$, и эту же величину принять за размер нормирующей площадки, то при $n = 3$ и $\psi = \frac{\pi}{2} - \gamma = 25^\circ$, УЭПР окажется порядка $S^0 = 0,5 \left(\frac{\Lambda}{\lambda}\right)^4$. Следовательно, как и ожидалось, составляющей релеевского рассеяния при $\frac{\Lambda}{\lambda} < 1$ следует пренебречь по сравнению с “квазизеркальной”, отвечающей условию $\frac{\Lambda}{\lambda} > 1$.

УЭПР морской поверхности при “рассеянии вперед”

Вторая задача заключается в уточнении модели УЭПР, предложенной в работе [8]. Это необходимо для расчетов диаграмм рассеяния при различных длинах волн излучения и при использовании двух (соосной и перекрёстной) поляризационных составляющих отраженного сигнала. Исходное соотношение, связывающее соосно-поляризованные сигналы излучения и приема (рис. 1), в приближении Кирхгофа выглядит следующим образом:

$$\begin{aligned} \dot{E} \cong -E_0 \frac{\dot{\Gamma}(\gamma_0) \exp[2j(kR_0 - p_z \Delta h)] p^2}{8\pi R_0 p_z} \times \\ \times \int \int_{S_n} [\exp j\Phi(x, y)] dx dy. \end{aligned} \quad (6)$$

Здесь $\dot{\Gamma}(\gamma_0)$ – френелевский коэффициент отражения плоской поверхности, $\Phi(x, y) = p_x x + p_y (y - y_0) - p_z h(x, y)$ – фазор, определяющий осреднение фаз отраженного сигнала на площадке S_n , размеры которой малы по сравнению с дальностью R_0 ; Δh – приращение уровня, неизменное на площадке S_n ; $h(x, y)$ – случайное поле высот морских волн, удовлетворяющих условию (5). Упомянутые выше волновые числа p_x, p_y, p_z являются проекциями разностного волнового вектора $\mathbf{k} - \mathbf{k}_0$ электромагнитного поля, $p^2 = p_x^2 + p_y^2 + p_z^2$. Азимутальные углы ϕ_1, ϕ_2 и вертикальные углы γ_1, γ_2 определяют положение точки поверхности относительно передающей и приемной антенн. Квазизеркальная УЭПР поверхности при соосно-горизонтальной (НН)

поляризации антенн составляет

$$\begin{aligned} S_{HH}^0 = \\ = \frac{|\dot{\Gamma}_H(\gamma_0)|^2 (1 - \sigma_{\theta x}^2) \cos^2 \gamma_0 \left(1 + \frac{p_x^2 + p_y^2}{p_z^2}\right)^2}{2\sigma_{\theta y}^2} \exp\left(-\frac{p_x^2 + p_y^2}{2\sigma_{\theta y}^2 p_z^2}\right), \end{aligned} \quad (7)$$

где $\sigma_{\theta y}^2$ – дисперсия продольной составляющей уклона (лежащей в плоскости визирования поверхности), а деполяризованная составляющая УЭПР, отвечающая вертикальной поляризации приемной антенны, (режим НV) определяется дисперсией поперечной составляющей уклона $\sigma_{\theta x}^2$:

$$S_{HV}^0 = S_{HH}^0 \frac{\sigma_{\theta x}^2}{1 - \sigma_{\theta x}^2}. \quad (8)$$

В дальнейшем, определяющие средний уклон мелкие волны будем считать полностью изотропными, тогда действующая дисперсия σ_{θ}^2 определяется выражением (3) при $\Lambda_{\min} = \lambda$:

$$\sigma_{\theta}^2 = a_0 \ln\left(\frac{2\pi W^2}{g\lambda}\right). \quad (9)$$

В этом случае, УЭПР (7) в зеркальной точке ($p_x = p_y = 0$) составляет

$$(S_{HH}^0)_{\max} = \frac{|\dot{\Gamma}_H(\gamma_0)|^2 \cos^2 \gamma_0}{2\sigma_{\theta}^2},$$

что в точности соответствует френелевскому коэффициенту отражения $|\dot{\Gamma}_H(\gamma_0)|^2$ при

$$\sigma_{\theta}^2 = \frac{\cos^2 \gamma_0}{2 + \cos^2 \gamma_0}.$$

Отношение же поляризационных составляющих $\frac{S_{HV}^0}{S_{HH}^0} \approx \sigma_{\theta}^2$ во всей зоне обзора, в данном приближении не зависит от френелевского коэффициента (т.е. от диэлектрических параметров среды), и согласно выражению (9) при $\lambda = 3$ см изменяется в пределах от ~ 0.035 (минус 15 дБ) до ~ 0.06 (минус 12 дБ) при изменении скорости ветра от 3 м/с до 20 м/с.

Координатами поверхности должны быть безразмерные величины

$$m_x = \frac{x}{H}, \quad m_y = \frac{y - y_0}{H}.$$

Для построения диаграмм рассеяния в координатах поверхности имеются следующие выражения для перехода от угловых координат ($\phi_1, \phi_2, \gamma_1, \gamma_2$)

к линейным (m_x, m_y):

$$\begin{aligned} \sin \varphi_1 &= \frac{m_x}{(tg\gamma_0 - m_y)}, & \sin \varphi_2 &= \frac{m_x}{(tg\gamma_0 + m_y)}, \\ \sin \gamma_1 &= \frac{tg\gamma_0 - m_y}{\sqrt{1 + (tg\gamma_0 - m_y)^2}}, & \sin \gamma_2 &= \frac{tg\gamma_0 + m_y}{\sqrt{1 + (tg\gamma_0 + m_y)^2}}, \\ \cos \gamma_1 &= \frac{1}{\sqrt{1 + (tg\gamma_0 - m_y)^2}}, & \cos \gamma_2 &= \frac{1}{\sqrt{1 + (tg\gamma_0 + m_y)^2}}. \end{aligned} \tag{10}$$

Из рис. 1 видно, что всегда соблюдается условие $|m_y| < tg\gamma_0$. Учет шарообразности Земли приводит к ограничению угла визирования зеркальной точки линией горизонта:

$$(\gamma_0) < \arcsin \frac{1}{1 + H/R_E},$$

где R_E – радиус Земли.

Принимая высоту орбиты $H = 800$ км, получим максимальный угол визирования зеркальной точки $\gamma_0 < 70^\circ$. Полагая $\gamma_0 = 65^\circ$ и $|m_y| \leq 1,5$, получим реально-достижимую ширину зоны обзора $L_y = 2H|m_y|_{\max} \sim 2400$ км.

В результате, при выбранных параметрах визирования поверхности ($\lambda = 3$ см, $\gamma_0 = 65^\circ$, $W = 10$ м/с) и сделанных приближениях, в зеркальной точке и вблизи нее имеем соосную и перекрестную составляющие УЭПР $S_{HH}^0 = 1,2$ (плюс 0,9 дБ) и $S_{HV}^0 = 0,072$ (минус 11 дБ) – что на два порядка превышает величины S_{VV}^0 и S_{VH}^0 , характерные для обратного рассеяния [12].

На рис. 3 показаны характеристики СКО уклонов ветровых волн $\sigma_\theta(\lambda, W)$, рассчитанные по выражению (9).

На рис. 4 представлены угловые характеристики френелевского коэффициента отражения плоской поверхности $|\Gamma(\gamma)|^2$ для горизонтальной и вертикальной (соосных) поляризаций антенн. Эти характеристики рассчитаны для поверхности с комплексной диэлектрической проницаемостью водной среды, соответствующей ее температуре 10°C и проводимости $2,8 \text{ м}^{-1}$ (соленость 40‰), для $\lambda = 3$ см и $\lambda = 1$ м. Область возможных углов визирования зеркальной точки, $\gamma_0 = (55-65)^\circ$ находится левее угла полного внутреннего отражения (угол Брюстера), который в данном случае составляет $(82-87)^\circ$, и в этой области $|\Gamma_H(\gamma_0)|^2 = 0,7 \div 0,8$.

Диаграммы рассеяния (7), построенные в координатах поверхности $m_x = \frac{x}{H}$, $m_y = \frac{y - y_0}{H}$, представлены на рис. 5 и рис. 6 для соосно-горизонтальной

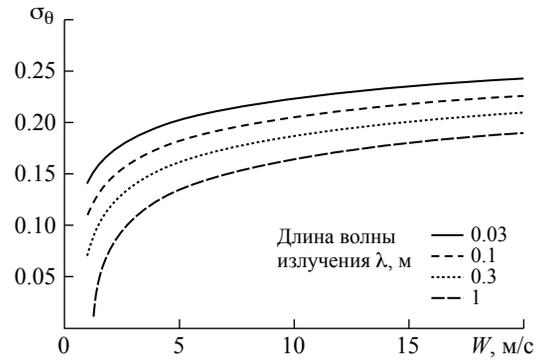


Рис. 3. Эффективные отклонения уклонов развитых ветровых волн.

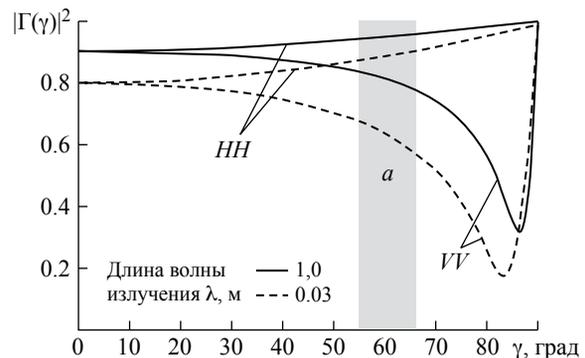


Рис. 4. Френелевские коэффициенты отражения (плоская водная поверхность), температура $t^0 = 10^\circ\text{C}$, соленость 40‰, а – область зеркальных углов при работе из космоса.

поляризации антенн, в предположении полной изотропии уклонов квазизеркальных волн ($\sigma_{\theta x} = \sigma_{\theta y} = \sigma_\theta$). Четыре диаграммы рис. 5 а – г иллюстрируют зависимость от длины волны излучения ($\lambda = 0,03; 0,1; 0,3; 1$ м) при скорости ветра $W = 4$ м/с, аналогичные диаграммы рис. 6 а – г – при скорости ветра $W = 16$ м/с. Контрастно-цветовой клин, одинаковый для всех диаграмм, имеет 12 градаций, соответствующих значениям УЭПР от плюс 8 до минус 16 дБ, с шагом 2 дБ.

Диаграммы рис. 5 и рис. 6 позволяют выявить наиболее важные для нас закономерности. Во-первых, вблизи зеркальной точки область повышенных значений УЭПР несколько расширяется по обеим осям, достигая значений $m_x, m_y = \pm 0,7$ по уровню минус 5 дБ относительно уровня УЭПР в зеркальной точке. Во-вторых, область высоких значений УЭПР сохраняется вдоль всей зоны обзора ($m_y = \pm 1,5$) при всех расчётных значениях длины волны излучения и скорости ветра. В третьих, с ростом длины волны излучения в этой

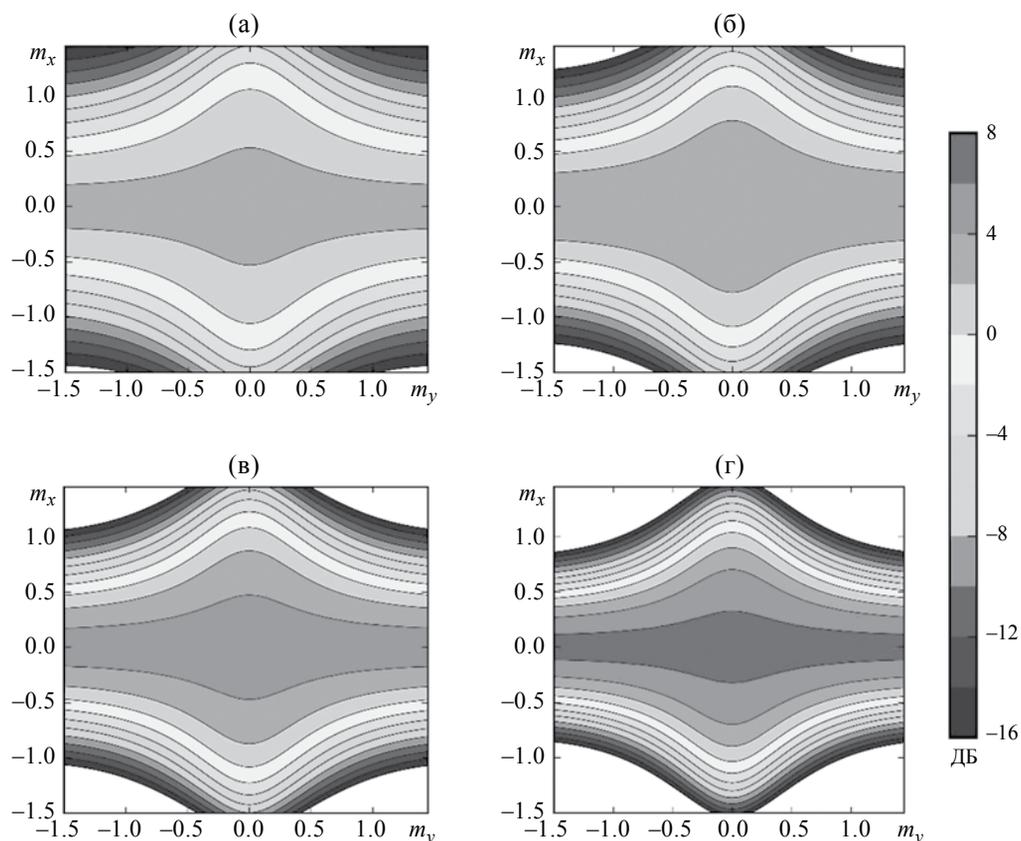


Рис. 5. Диаграммы квазизеркального рассеяния для $(\sigma^0)_{hh}$ при скорости ветра $W = 4$ м/с: (а) $\lambda = 0.03$ м; (б) $\lambda = 0.1$ м; (в) $\lambda = 0.3$ м; (г) $\lambda = 1$ м.

области наблюдается увеличение УЭПР – от плюс 1 дБ при $\lambda = 0.03$ м до плюс 7 дБ при $\lambda = 1$ м (скорость ветра $W = 4$ м/с), а с ростом скорости ветра от 4 м/с до 16 м/с – уменьшение УЭПР на ~ 4 дБ.

На рис. 7 представлены диаграммы для деполаризованной (перекрестной) составляющей УЭПР, рассчитанные по выражениям (7) и (8) для длины волн излучения $\lambda = 0.03$ м при скоростях ветра $W = 4$ м/с и 16 м/с. Контрастно-цветовой клин здесь также имеет 12 градаций, соответствующих значениям УЭПР от минус 32 дБ до минус 8 дБ, с шагом 2 дБ.

Сравнивая диаграммы, построенные для соосной (рис. 5, рис. 6) и перекрестной (рис. 7) поляризационных составляющих отраженного сигнала, мы видим, что при полном подобии они отличаются, как и следует из выражения (8), на строго-определенную величину УЭПР, зависящую только от дисперсии уклонов (9) – которая, в свою очередь, зависит от скорости ветра и длины волн излучения. Следовательно, для принятых здесь моделей морского волнения и квазизеркального рассеяния (моделей первого приближения), при использовании обеих поляризационных компонент оказывается возможным непосредственно

измерить эффективный уклон σ_θ , и с определённой точностью – скорость ветра W , которые могут изменяться вдоль оси обзора m_y . Это означает, что при зондировании морской поверхности из космоса с заданными размерами площадки разрешения (пространственного осреднения) данный метод позволяет формировать панорамные изображения этих параметров при ширине зоны обзора порядка 2000 км. Время повторяемости подобных изображений (т.е. оперативность мониторинга) определяется числом “танDEMов”, каждый из которых включает два МКА (малых космических аппарата); при четырех танДЕмах время повторяемости составляет около одного часа на средних широтах.

Постановка задач оперативного мониторинга океанских явлений и возможности их решения на базе предлагаемого метода

Примерная схема съемки поверхности океана предлагаемым способом представлена на рис. 8. Один или несколько “танDEMов”, каждый из которых включает два малых космических аппарата

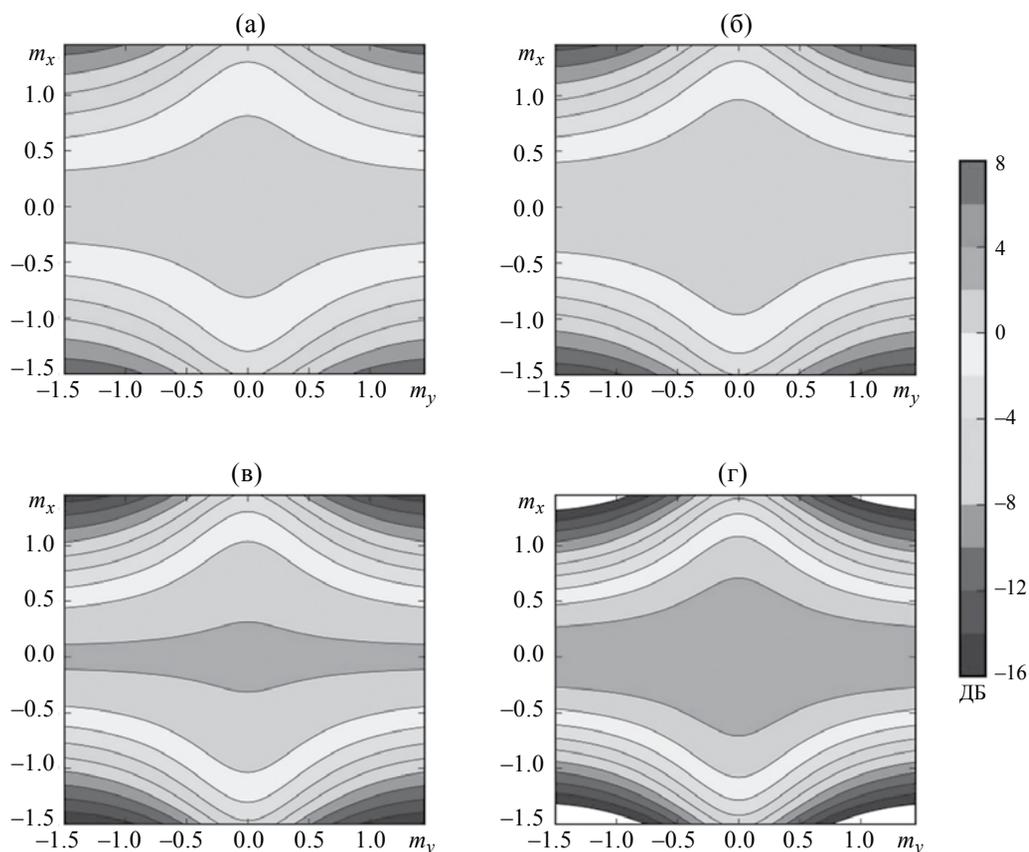


Рис. 6. Диаграммы квазизеркального рассеяния для $(S^0)_{HH}$ при скорости ветра $W = 16$ м/с: (а) – $\lambda = 0.03$ м; (б) – $\lambda = 0.1$ м; (в) – $\lambda = 0.3$ м; (г) – $\lambda = 1$ м.

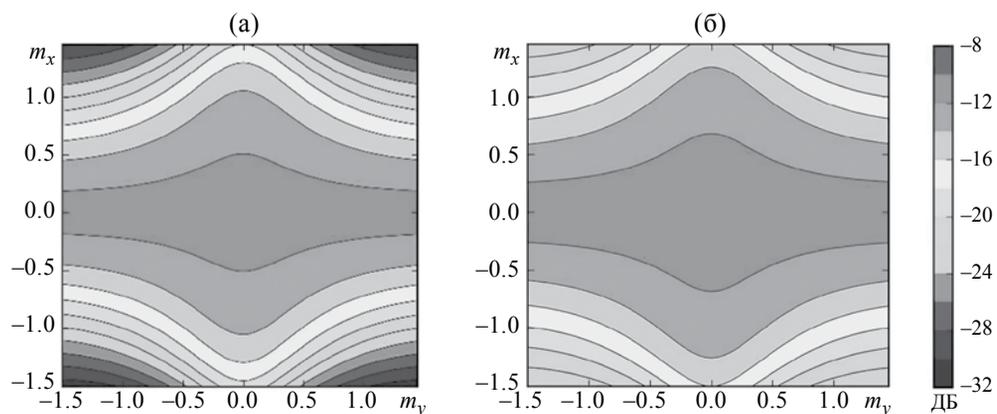


Рис. 7. Диаграммы квазизеркального рассеяния для $(S^0)_{HV}$ при $\lambda = 0.03$ м: (а) – скорость ветра $W = 4$ м/с; (б) – скорость ветра $W = 16$ м/с.

(МКА), двигаются синхронно на равновысотных приполярных орбитах. Каждый аппарат имеет четыре антенны, попарно переключаемые с излучения на прием при переходе с восходящей на нисходящую часть витка.

Первый вариант модификации “тангема”, предназначенный для формирования мелкомасштаб-

ных яркостных изображений поверхности океана с разрешением порядка 10 м, использует режим РСА с приемом соосной (НН) и перекрестной (НВ) поляризационных компонент отраженного сигнала. Этот вариант предназначен для диагностики волновой обстановки (с измерением параметров ветровых волн) и отслеживания

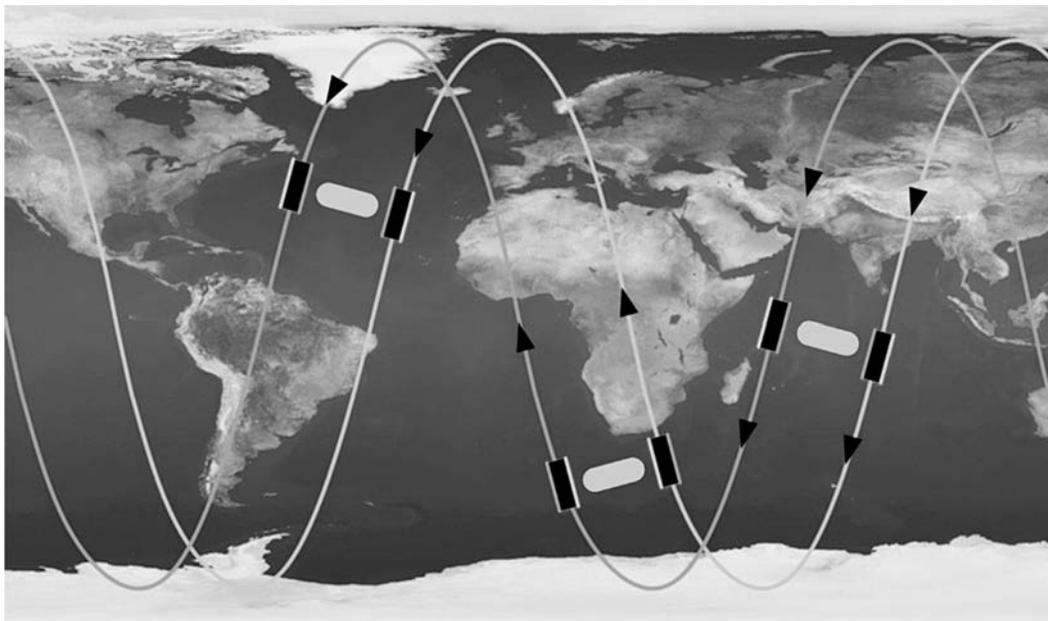


Рис. 8. Развертка траекторий “танDEMов” на поверхности земли.

различных явлений, деформирующих мелкие волны (внутренние гравитационные волны, загрязняющие плёнки). Возможен также мониторинг (в канале HV) судовой обстановки с определением местонахождения кораблей и их курса. Возможность непосредственного измерения параметров ветровых волн объясняется исключительно свойствами данного метода зондирования.

Второй вариант модификации предназначен для формирования мезомасштабных изображений осредненного поля высот энергонесущих волн с разрешением порядка 300 м. Здесь используется режим РСА с приемом только соосной (НН) поляризационной компоненты, а формирование поля $\sigma_h(x,y)$ происходит недавно предложенным частотно-интерференционным методом именно для квазизеркального режима зондирования морской поверхности [1]. По-видимому, данный метод по своей эффективности значительно превосходит существующий метод “однопозиционной” СВЧ скаттерометрии, где используется вращающаяся антенна при разрешении порядка 20 км, полезным эффектом являются вариации УЭПР из-за модуляции мелких волн крупными, а калибровка полученных изображений происходит по скорости и направлению ветра.

Третий вариант предназначен для формирования мезомасштабных изображений поля уровня океана с разрешением порядка 10 км, он использует режим реальной апертуры (РРА) с приемом НН – составляющей и поперечно-базовый интерферометр на приемном аппарате, иными словами – две приемные антенны, разнесенные по

вертикальной оси. Именно этот вариант способен решать задачу восстановления поля $\Delta\bar{h}(x,y)$ гравитационной сейсмической волны, вызванной подвижкой дна океана – что представляет огромный интерес с точки зрения оперативного цунами-оповещения. Здесь, как и для первого варианта, проведено численное моделирование с учетом реально-достижимого размера антенной базы [1]. Не подлежит сомнению перспективность этого варианта для решения многих океанологических задач, ибо введение “панорамного радиовысотомера” (вместо трассерного) намного облегчит мониторинг огромного количества океанских явлений – от различного рода аномалий поля уровня до диагностики пространственно-временной изменчивости градиентных течений.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Изложенные в статье соображения, а также ранее опубликованные работы [1,4,7,8,9,10,12] – позволяют прийти к следующим выводам в отношении предлагаемого (квазизеркального) метода радиолокации морской поверхности из космоса:

1. Отражающая способность (УЭПР) взволнованной морской поверхности в первую очередь определяется френелевским коэффициентом отражения для плоской поверхности и незначительно изменяется вдоль зоны бокового радиолокационного обзора. При длинах волн излучения $\lambda = (0.03 - 1)$ м используется лишь часть спектра морских (ветровых) волн. Вторым параметром, определяющим УЭПР, является дисперсия уклонов морских

волн, зависящая от скорости ветра и длины волны излучения.

2. Диаграммы рассеяния (т.е. характеристики УЭПР в координатах поверхности без учета диаграмм направленности антенн) говорят о сохранении размеров зоны обзора в широких пределах изменения скорости ветра и длины волны излучения. Например, при высоте орбиты $H = 800$ км, скорости ветра $W = (4-16)$ м/с и $\lambda = (0.03-1)$ м, размер зоны обзора по уровню соосно-горизонтальной поляризационной составляющей УЭПР $S_{HH}^0 = 1 \div 3$ (от 0 до +5 дБ) – составляет не менее $L_y = 3H = 2400$ км в направлении дальности. В азимутальном направлении размер зоны обзора (по тому же уровню) примерно равен высоте орбиты. Шарообразность Земли приводит к ограничению угла визирования зеркальной точки (γ_0), при указанных параметрах обзора он составляет 65° .
3. В рамках сделанных приближений, отношение перекрестно-поляризационной составляющей УЭПР к соосно-поляризационной в точности определяется дисперсией уклонов ветровых волн (σ_θ^2). Например, при скорости ветра $W = 5$ м/с, длине волны $\lambda = 3$ см и $\sigma_\theta^2 = 0.04$, на краях зоны обзора получается $S_{HH}^0 = 2.5$ и $S_{HV}^0 = 0.1$, т.е. плюс 4 дБ и минус 10 дБ. Эти величины на три порядка превышают значения УЭПР при традиционном (однопозиционном) зондировании морской поверхности.
4. Имеющиеся численно-модельные расчеты (по сумме опубликованных работ) позволяют предложить три модификации аппаратных решений для оперативного мониторинга океанских явлений из космоса, использующие пары (танделы) разнесенных по долготе и синхронно движущиеся по меридиональным орбитам космических (малых) аппаратов:
 - а) РЛ-тандем высокого разрешения, решающий задачи диагностики мелкомасштабных явлений (пленочные загрязнения, судовая обстановка, ветровые и внутренние волны). Формируются яркостные двухполяризационные изображения морской поверхности.
 - б) РЛ-тандем среднего разрешения для диагностики быстро перемещающихся атмосферных циклонов. Для формирования поля высот энергонесущих волн используется метод двухчастотной интерферометрии.
 - в) РЛ-тандем низкого разрешения для диагностики изменчивости поля уровня океана (панорамный радиовысотомер). На

приемном аппарате находится интерферометр с допустимым размером поперечной антенной базы. Одной из задач является обнаружение интенсивных сейсмических гравитационных волн (цунами-оповещение).

5. Реализация предлагаемых аппаратных решений в космосе предполагает их экспериментальную проверку при размещении аппаратуры на самолетах или беспилотных летательных аппаратах (БПЛА). Необходимо также исследования инженерного плана, связанные с особенностями каждого из аппаратных решений.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-50-00095.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баскаков А.И., Мин-Хо Ка, Терехов В.А. Оценка ординат морских волн по взаимной двухчастотной корреляционной функции отраженных сигналов при надирном синтезировании апертуры антенны // Радиотехника. 2006. Вып. 12. С. 37–41.
2. Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
3. Исимару А. Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. Ч. II. Многократное рассеяние, турбулентность, шероховатые поверхности и дистанционное зондирование. М.: Мир, 1981. 317 с.
4. Калмыков А.И., Курекин А.С., Левантовский В.Ю. и др. Некоторые характеристики радиосигналов, рассеянных морской поверхностью в направлениях, близких к направлению зеркального отражения // Изв. ВУЗов. Радиофизика. 1973. Т. 16. № 10. С. 1498–1503.
5. Переслегин С.В. Связь СВЧ рассеяния от морской поверхности с пространственно-временными характеристиками развитого волнения // Изв. АН СССР. Физ. атм. и океана. 1975. Т. 11. № 5. С. 481–490.
6. Переслегин С.В., Елизаветин И.В., Иванов А.Ю. Измерение параметров ветровых волн в области атмосферного циклона по данным поляризационного космического PCA ENVISAT // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2006. Т. 2. Вып. 3. С. 9.
7. Переслегин С.В., Ивонин Д.В., Халиков З.А. и др. Пат. РФ № 135816 // Устройство формирования зон обзора в двухпозиционном радиолокаторе с синтезированной апертурой, 2013.

8. *Переслегин С.В., Халиков З.А.* Двухпозиционная квазизеркальная радиолокация морской поверхности // Изв. РАН. Физ. атм. и океана. 2011. Т. 47. № 4. С. 562–576.
9. *Переслегин С.В., Халиков З.А.* Космический двухпозиционный РСА для оперативного мониторинга океанских явлений // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. Вып. 2. С. 275–292.
10. *Переслегин С.В., Халиков З.А., Риман В.В. и др.* Пат. РФ № 2447457 // Радиолокационный способ оперативной диагностики океанских явлений из космоса, 2009.
11. *Apel J.R.* An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter // J. of Geoph. Res. 1994. V. 99. P. 16269–16291.
12. *Arnold-Bos A., Khenchaf A., Arnaud M.* Bistatic radar imaging of the marine environment. Part I. Theoretical background // IEEE Trans. on Geoscience Remote Sensing. 2007. V. 45. P. 3372–3383.
13. *Bringer A., Chapron B., Mouche A., Guérin C.* Revisiting the short-wave spectrum of the sea surface in the light of the weighted curvature approximation // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2014. V. 52. P. 679–689.
14. *Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K.* A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. of Geoph. Res. 1997. V. 102. P. 15781–15796.
15. *Maciej J.S.* Electromagnetic models of bistatic radar scattering from rough surfaces with gaussian correlation function. Gothenburg: Chalmers University of Technology, 2009.
16. *Thompson D.R.* Microwave scattering from the sea. In Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual. Washington, DC: US Department of Commerce, 2004.
17. *Vaitilingom L., Khenchaf A.* Radar cross sections of sea and ground clutter estimated by two scale model and small slope approximation in HF-VHF bands // Progress in Electromagnetics Research. 2011. V. 29. P. 311–338.

Two-Position Quasi-Mirror Radar of Sea Surface: the Principles of Microwave Scattering and Possibilities of Oceanology Problems Solution from Space

S. V. Pereslegin, I. O. Karpov, Z. A. Khalikov

On the base of available data about wind waves spectrums, the applicability of different methods are considered for construction of MW scattering diagrams on the sea surface (the case of forward scattering). Were taken into account: peculiarities of Earth sensing from space orbit; proximity of mirror point to Bruster angle; possibility of wide-survey radar images forming with using of cross-linearly polarized components of reflected signal. Under these conditions is taken a conclusion about possibility of wind waves slops field forming with survey zone wide about 2000 km. Then, on the base of previously engineering publications, a three of possible modifications of space “radar tandem” have been proposed, that has intended for effective solutions of specific oceanology and applied problems.