

УДК 537.877+532.5.013

ВЛИЯНИЕ ДЛИННЫХ ВЕТРОВЫХ ВОЛН НА ОТРАЖЕНИЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

А. С. Запевалов

Морской гидрофизический институт РАН
299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, 2

Статья получена 28 мая 2019 г.

Аннотация. Анализируется изменчивость уклонов морской поверхности, определяющих уровень зеркально отраженного сигнала при малых углах зондирования. Рассмотрены эффекты, создаваемые волнами, длина которых превышает 10 м. Анализ проводится путем численного моделирования с использованием спектральной модели полностью развитого волнения (модель Пирсона-Московитца), а также модели развивающегося ветрового волнения (модель Донелана). В модели Донелана стадия развития ветрового поля описывается с помощью параметра, получившего название обратного возраста волн, равного отношению скорости ветра и фазовой скорости доминантных волн. Для случая, когда ветровое волнение является полностью развитым, построена зависимость от скорости ветра дисперсии уклонов длинных волн. Определена доля дисперсии уклонов, создаваемых длинными волнами (длина более 10 м), от общей дисперсии, создаваемой всеми присутствующими на морской поверхности волнами. В зависимости от скорости ветра она составляет от 5 % до 15 %. Для случая, когда ветровое волнение является развивающимся показано, что при изменении обратного возраста волн от 0.83 до 4 дисперсия уклонов может изменяться в 2.5-3 раза.

Ключевые слова: морские волны, радиоволны, уклоны морской поверхности, ветер, статистические моменты второго порядка.

Abstract. The variability of sea surface slopes which determine the level of the specular reflected signal at small sensing angles is analyzed. The effects created by waves whose length exceeds 10 m are considered. The analysis is carried out by

numerical simulation using a spectral model of fully developed wind waves (model Pierson-Moskowitz), as well as models of developing wind waves (model Donelan). In the Donelan's model, the stage of development of the field of wind waves is described by a parameter called the inverse age of the waves, equal to the ratio of the wind speed and the phase speed of the dominant waves. For the case when the wind waves are fully developed, the dependence on the wind speed of the variance of long wave slopes is constructed. The proportion of the variance of the slopes created by the waves with a length of more than 10 m, of the total variance created by all the waves that are present on the sea surface is determined. Depending on the wind speed, this proportion is from 5 % to 15 %. For the case when the wind wave is developing, it is shown that when the reverse age of the waves changes from 0.83 to 4, the dispersion of the slopes can change 2.5-3 times.

Key words: sea waves, radio waves, sea surface slopes, wind, statistical moments of the second order.

1. Введение

Впервые идея использовать установленный на космическом аппарате радар для измерения скорости приводного ветра была высказана в 1965 г. [1] и была апробирована 1973 году на борту орбитальной космической станции "Skylab" [2]. В основе этой идеи лежит зависимость уровня шероховатости морской поверхности, определяющего мощность отраженного от нее сигнала, от скорости ветра. Фактором, ограничивающим точность дистанционного определения скорости ветра, является то, что связь между уровнем шероховатости и скоростью ветра является стохастической [3, 4]. Хотя ветер является основным физическим механизмом, определяющим топографическую структуру морской поверхности, существует еще целый ряд других механизмов [5]. Кроме того, волны разной длины имеют разное время подстройки под изменяющиеся ветровые условия – с увеличением длины волны время релаксации возрастает.

В последние годы активно обсуждается возможность использования различных моделей спектров поверхностного волнения в радиофизических

приложениях [6, 7]. Одним из центральных вопросов здесь является проблема учета стадии развития поля ветровых волн [8]. По мере развития волнового поля происходит смещение пика в спектре волнения в область меньших волновых чисел (больших длин волн) [9]. Происходит изменение формы спектра как в окрестности его пика [10, 11], так и в коротковолновой области [12, 13].

Целью работы является анализ влияния длинных энергонесущих ветровых волн на отражение электромагнитных волн от морской поверхности при вертикальном и квазивертикальном зондировании.

2. Определение скорости приводного ветра по данным дистанционного зондирования

Физической основой радиоальтиметрического определения скорости ветра является следующее. При квазивертикальном зондировании удельное сечение обратного рассеяния при падении на шероховатую поверхность с конечной проводимостью описывается выражением [14],

$$\sigma = \pi \sec^4 \theta |R_{eff}|^2 P_{2D}(\xi_{\uparrow}, \xi_{\perp}) \Big|_{\xi_{\uparrow} = \tan \theta, \xi_{\perp} = 0}, \quad (1)$$

где θ – угол падения; R_{eff} – эффективный коэффициент отражения [15]; P_{2D} – двумерная плотность вероятностей уклонов; ξ_{\uparrow} – уклон морской поверхности в плоскости зондирования; ξ_{\perp} – уклон морской поверхности в ортогональной плоскости. Плотность вероятностей уклонов P_{2D} зависит от скорости ветра, что и позволяет решать обратную задачу – восстанавливать дисперсию уклонов по данным радиоальтиметрических измерений [16].

Зеркальное отражение формируют поверхностные волны, длина которых удовлетворяет условию

$$\lambda \gg \Lambda, \quad (2)$$

где λ – длина поверхностной волны; Λ – длина радиоволны. Волны меньшей длины создают диффузное рассеяние. Входящая в выражение (1) двумерная плотность вероятностей уклонов P_{2D} соответствует распределению уклонов, создаваемых волнами, длины которых удовлетворяют условию (2).

3. Спектральные модели морских поверхностных волн

Проанализируем изменчивость характеристик доминантных волн, т.е. волн с частотами, близкими к частоте пика в волновом спектре. Изменение энергии ветровых доминантных волн, а также дисперсии, создаваемых ими уклонов морской поверхности, имеют высокую корреляцию со скоростью ветра только в случае полностью развитого волнения. Полностью развитое волнение наблюдается, если ветер достаточно длительное время имеет постоянную скорость и направление. Если это условие не выполняется, то характеристики доминантных волн зависят от стадии развития волнового поля.

2.1. Полностью развитое ветровое волнение

Одной из наиболее распространенных спектральных моделей волнового поля в приложениях, связанных с рассеянием радиоволн на морской поверхности, является спектр Пирсона-Московитца [9], который описывает полностью развитое поле ветровых волн

$$\Psi_{PM}(\omega) = \alpha \left(\frac{W_{19.5} \omega}{g} \right)^{-5} \exp \left(-0.74 \left(\frac{W_{19.5} \omega}{g} \right)^{-4} \right), \quad (3)$$

где ω – циклическая частота; $\alpha = 8.1 \cdot 10^{-3}$ – безразмерная константа; $W_{19.5}$ – скорость ветра на высоте 19.5 м; g – ускорение свободного падения. Стандартной высотой, на которой измеряется скорость ветра, является горизонт 10 м. Пересчитать скорость ветра с одного горизонта на другой можно с помощью соотношения $W_{19.5} \approx 1.026 W_{10}$. Данное соотношение справедливо для наиболее распространенной ситуации, когда стратификация пограничного с морской поверхностью слоя атмосферы близка к нейтральной [17].

В модели (3) безразмерная частота максимума волнового спектра $W_{19.5} \omega_0 / g$, которая рассчитывается из условия $\frac{d\Psi_{PM}(\omega)}{d\omega} = 0$, описывается выражением $W_{19.5} \omega_0 / g = const \cong 0.877$. Таким образом, получаем

$$\omega_0 \cong 0.877 g / W_{19.5}. \quad (4)$$

Условия, при которых поле ветровых волн можно считать полностью развитым, строго не определены. Ветер должен быть устойчив по скорости и направлению длительное время и на большом пространстве. Согласно [17], можно принять, что характеристики “длительное время” и “большое пространство” соответствуют 10 000 волновых периодов и 5 000 длин волн. Подобные ситуации редко наблюдаются в океане.

2.2. Развивающееся ветровое волнение

Параметром, который определяет стадию развития поля ветровых волн, является отношение

$$\zeta = W_{10}/C_0, \quad (5)$$

где C_0 – фазовая скорость волн на частоте спектрального пика. Параметр ζ получил название обратного возраста волн, чем выше значение параметра ζ , тем более ранней является стадия развития поля ветровых волн.

Модель, описывающая волновой спектр на разных стадиях развития волнового поля, была построена в работе [11]

$$\Psi_D(\omega) = a g^2 \omega^{-4} \omega_0^{-1} \exp\left\{-\left(\frac{\omega_0}{\omega}\right)^4\right\} \gamma_D^{\Phi_D}, \quad (6)$$

где ω_0 – частота спектрального пика; $a_D = 0.006\zeta^{0.22}$;

$$\gamma_D = \begin{cases} 1.7 & \text{при } 0.83 < \zeta < 1 \\ 1.7 + 6.0 \lg(\zeta) & \text{при } 1 \leq \zeta < 5 \end{cases}, \quad \Phi_D = \exp\left(-\frac{(\omega - \omega_0)^2}{2\nu^2 \omega_0^2}\right), \quad \nu_D = 0.08(1 + 4\zeta^{-3}).$$

Модель (6) справедлива для значений параметра ζ , лежащих в диапазоне $0.83 < \zeta < 5$.

Как и спектр Пирсона-Московитца спектр $\Psi_D(\omega)$ (его часто называют по фамилии первого автора работы [11] спектром Донелана) включает два сомножителя, один из которых описывает форму спектра на частотах выше ω_0 , другой на частотах ниже. Множитель $\gamma_D^{\Phi_D}$ определяет изменения уровня спектральной плотности в окрестности ω_0 на разных стадиях развития ветрового волнения. При $\zeta \approx 0.83$ спектр $\Psi_D(\omega)$ близок к спектру Пирсона-

Московитца, но полностью не совпадает с ним. Наклон спектра $\Psi_D(\omega)$ на частотах выше ω_0 меньше, чем наклон спектра $\Psi_{PM}(\omega)$. Условие $\zeta \approx 0.83$, как критерий того, что волнение является полностью развитым, следует из того, что для полностью развитого ветрового волнения фазовая скорость на частоте ω_0 равна $C_0 \approx 1.2W_{10}$ [17].

В отличие от однопараметрического спектра полностью развитого волнения спектр $\Psi_D(\omega)$ является двухпараметрической функцией. Параметрами являются обратный возраст волн ζ и частота спектрального пика ω_0 . Спектры $\Psi_D(\omega)$, построенные для трех значений обратного возраста волн ζ и трех значений частоты ω_0 , соответствующих длинам волн $\lambda_{01}=40$ м, $\lambda_{02}=80$ м и $\lambda_{03}=120$ м, представлены на рис. 1.

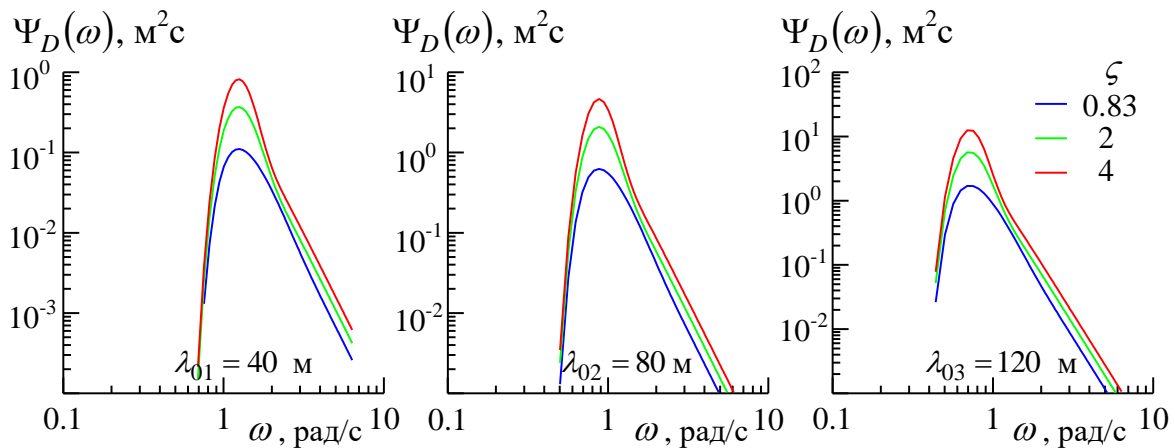


Рис. 1. Модели спектров развивающегося волнового поля $\Psi_D(\omega)$.

Из графиков, представленных на рис. 1, следует, что спектральная плотность ветровых волн на частотах $\omega > \omega_0$ выше на ранних стадиях развития. Подобный эффект наблюдался и при исследованиях зависимости спектральных характеристик от длины разгона. С увеличением длины разгона значения ω_0 смещаются в область более низких частот, а спектральная плотность в области $\omega > \omega_0$ уменьшается (см. [17], рис. 16.7).

4. Дисперсия уклонов морской поверхности

Уклоны морской поверхности являются первыми пространственными производными ее возвышений, соответственно, спектр уклонов $\xi(k)$, построенный в пространстве волновых чисел k , связан со спектром возвышений $\Xi(k)$ соотношением $\xi(k) = k^2 \Xi(k)$. Переход от частотного спектра к спектру волновых чисел основан на том, что [18]

$$\int \Psi(\omega) d\omega = \int \Xi(k) dk = s^2, \quad (7)$$

где s^2 – дисперсия возвышений морской поверхности. Процедура перехода от одной переменной к другой соответствует процедуре замены переменных в подынтегральном выражении, т.е.

$$\Xi(k) = \frac{d\omega}{dk} \Psi(\omega(k)). \quad (8)$$

Подобное выражение справедливо и для спектров уклонов.

Частота ω и волновое число k гравитационных волн на глубокой воде связаны между собой дисперсионным соотношением в форме

$$\omega^2 = gk. \quad (9)$$

Отсюда следует, что в частотной области связь спектров уклонов и возвышений описывается выражением

$$\psi(\omega) = \frac{\omega^4}{g^2} \Psi(\omega). \quad (10)$$

Проанализируем, как меняется дисперсия уклонов на масштабах, близких к масштабу доминантных волн при разных скоростях ветра в случае, когда волнение является полностью развитым. Будем рассчитывать дисперсию уклонов в некотором диапазоне частот от ω_1 до $\omega_0/2$ (здесь ω_0 – частота доминантной волны),

$$S_{PM}^2(W) = \int_{\omega_1}^{\omega_0/2} \psi(\omega) d\omega. \quad (11)$$

Примем, что частоте ω_1 соответствует длина волн $\lambda_1 = 10$ м. Волны длиной более 10 м относятся к классу гравитационных волн и для расчетов дисперсии

уклонов можно использовать выражение (10). Для развитого ветрового волнения, как было отмечено выше, частота ω_0 однозначно определяется скоростью ветра, что позволяет построить зависимость дисперсии уклонов длинных волн $S_{PM}^2(W)$ от скорости ветра, она представлена на рис. 2. При построении рис. 2, скорость ветра W была пересчитана на стандартный горизонт 10 м.

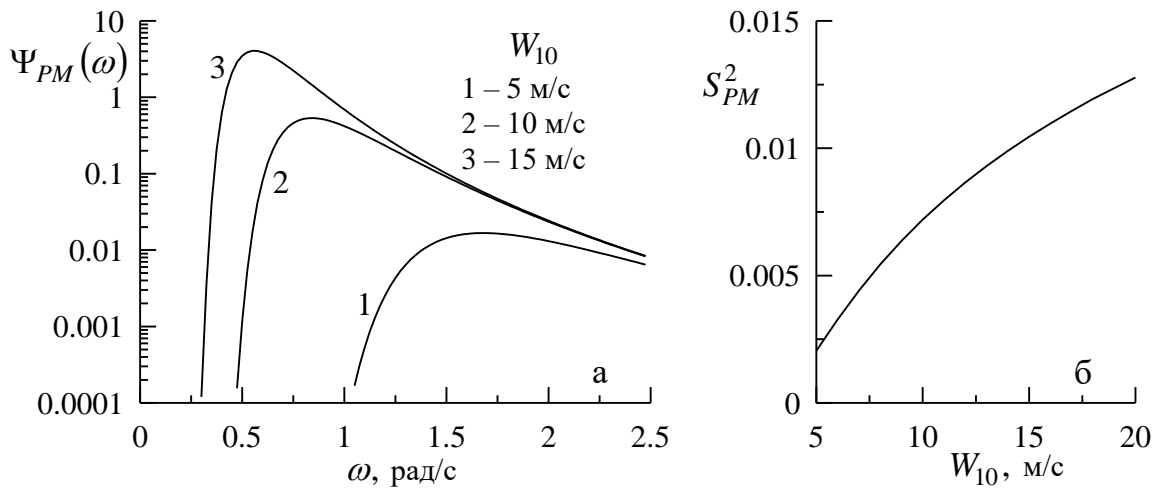


Рис. 2. Спектральные и интегральные характеристики полностью развитого волнового поля: а – спектр Пирсона-Московитца $\Psi_{PM}(\omega)$; б – зависимость от скорости ветра W_{10} дисперсии уклонов S_{PM}^2 , создаваемых длинными волнами.

Рассмотрим, какую часть общей дисперсии уклонов $R(W)$, т.е. дисперсии уклонов, создаваемых волнами всех масштабов, составляет S_{PM}^2 . В качестве общей дисперсии будем использовать оценки, полученные путем зондирования в оптическом диапазоне. Поскольку длина электромагнитных волн оптического диапазона много меньше длины любой поверхностной волны, свет зеркально отражается от всех топографических неоднородностей морской поверхности. Согласно результатам работы [19], общая дисперсия уклонов морской поверхности, полученная в результате обработки ее аэрофотоснимков, аппроксимируется выражением

$$S_{CM}^2 = 0.003 + 0.00508W . \tag{12}$$

С ростом скорости ветра параметр S_{PM}^2 растет, причем зависимость $S_{PM}^2 = S_{PM}^2(W)$, в отличие от (8) не является линейной. Зависимость части общей дисперсии уклонов $R(W)$, создаваемых волнами частотного диапазона от ω_1 до $\omega_0/2$, представлена на рис. 3. Здесь параметр $R(W)$ определен как $R(W) = S_{PM}^2 / S_{CM}^2$. Значения $R(W)$ при скоростях ветра от 5 м/с до 20 м/с лежат в пределах от 0.05 до 0.15.

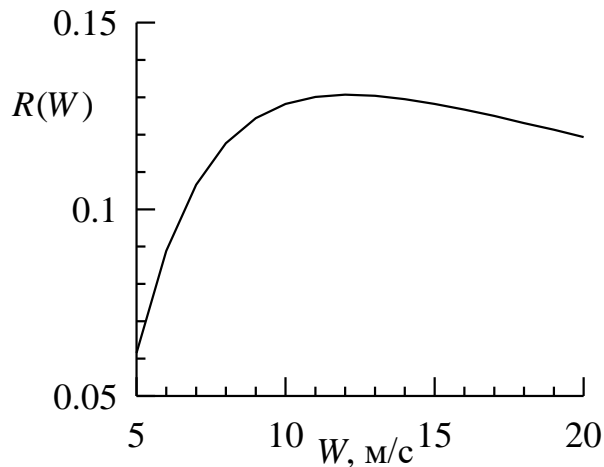


Рис. 3. Доля от общей дисперсии дисперсии уклонов, создаваемых волнами длиной более 10 м, при полностью развитом волнении

Если зондирование морской поверхности проводится в радиодиапазоне, то необходимо учитывать условие (2), и вместо S_{CM}^2 использовать дисперсию уклонов, которые создают волны, длина которых много больше длины зондирующей волны. Соответственно, эта дисперсия является функцией двух переменных $S^2(W, \Lambda) = S_{CM}^2(W)F(\Lambda)$. Полуэмпирическая аппроксимация функции F , построенная на основе радиометрических измерений, была предложена в работе [20], в указанной работе она была построена как функция частоты зондирующей радиоволны. Здесь мы представим ее как функцию длины радиоволны

$$F(\Lambda) = \begin{cases} 0.3 + 0.2 \cdot 10^{-10} C / \Lambda & \text{при } \Lambda \geq 0.086 \\ 1 & \text{при } \Lambda \leq 0.086 \end{cases}, \quad (13)$$

где Λ – длина радиоволны, (размерность [м]); C – скорость света (размерность [м/с]). Чем больше длина зондирующей радиоволны, тем меньше значение функции $F(\Lambda)$. При зондировании в сантиметровом диапазоне, например, в X-диапазоне (длины волн от 2.5 см до 3.75 см), значения функции $F(\Lambda)$ равны 0.46 и 0.54, и, соответственно, значения $R(W, \Lambda) = S_{PM}^2(W) / S^2(W, \Lambda)$ могут приближаться к уровню 0.3.

Отметим, что также полученные в ходе натурных радиометрических измерений на Черном море оценки функции F несколько отличаются от значений, следующих из формулы (13) [21]. Кроме того, построенная в работе [20] функция F не зависит от скорости ветра. Не учитывается тот факт, что чувствительность к изменению скорости ветра спектральной плотности ветровых волн различна при слабых и сильных ветрах [22]. Также, что принципиально важно, не учитывается стадия развития поля ветровых волн.

При развивающемся ветровом волнении дисперсия уклонов, создаваемых длинными волнами зависит от стадии развития волнового поля. Расчеты в рамках модели Донелана (6) показывают, что при фиксированных значениях длин доминантных волн дисперсия уклонов S_D^2 может меняться в 2.5-3 раза. Результаты этих расчетов представлены на рис. 4.

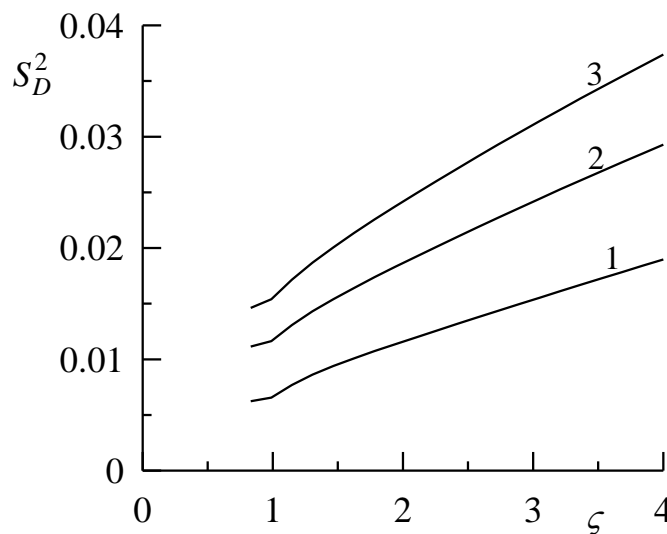


Рис. 4. Зависимости от стадии развития дисперсий уклонов, создаваемых волнами длиной более 10 м. Кривые 1-3 соответствуют расчетам для длин доминантных волн, равных 40 м, 80 м и 120 м

Полученные оценки влияния длинных волн на формирование сигнала при квазивертикальном зондировании морской поверхности в радиодиапазоне носят предварительный характер. Для их уточнения необходимо провести исследования изменчивости спектральной плотности уклонов на масштабах коротких гравитационных и гравитационно-капиллярных волн.

Заключение

На основе численного моделирования проведен анализ изменчивости уклонов морской поверхности, создаваемых длинными волнами. В качестве условной границы, ограничивающей снизу длину длинных волн, выбран масштаб 10 м.

В рамках спектральной модели Пирсона-Московитца показано, что при полностью развитом волнении вклад уклонов, создаваемых длинными волнами в полную дисперсию уклонов, создаваемых волнами всех присутствующих на поверхности масштабов, меняется в пределах от 0.05 при слабых ветрах до 0.15 при скорости ветра 20 м/с.

Анализ изменчивости уклонов в случае развивающегося волнения проведен в рамках спектральной модели Донелана. Показано, что при изменении обратного возраста волн ζ в пределах от 0.83 до 4 дисперсия уклонов при фиксированной длине доминантных волн может изменяться в 2.5-3 раза.

Следует отметить, что в настоящей работе анализ ограничен ситуациями, когда поле поверхностных волн является развивающимся или полностью развитым. Ситуации, когда волнение затухает, не анализировались.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0002 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений».

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. Glazman R.E., Greysukh A. Satellite altimeter measurements of surface wind // J. Geoph. Res. 1993. Vol. 98, No. C2. P. 2475-2483.
3. Запевалов А.С., Показеев К.В., Пустовойтенко В.В. О предельной точности альтиметрического определения скорости приводного ветра // Исследование Земли из космоса. 2006. № 3. С. 49-54.
4. Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М. Упрощенное описание морского волнения для задач радиолокационного дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2011. № 2. С. 26-39.
5. Монин А.С., Красицкий В.П. Явления на поверхности океана. - Л.: Гидрометеиздат. 1985. 375 с.
6. Данилычев М.В. Использование моделей развитого волнения в радиофизических расчетах В сб. Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн. Материалы II Всероссийской научной конференции по проблемам радиофизики и дистанционного зондирования сред, проводимой в рамках VIII Всероссийских Армандовских чтений. Муромский институт (филиал) ФГБОУ ВО "Владимирский государственный университет имени им. А.Г. и Н.Г. Столетовых". 2018. С. 451-462.
7. Cheng Y., Xu Q., Liu Y., Lin H., Xiu P., Yin X., Zong H., Rong Z. An analytical algorithm with a wave age factor for altimeter wind speed retrieval // International Journal of Remote Sensing. 2008. Vol. 29, No. 19. P. 5699–5716.
8. Melville W.K., Felizardo F.C., Matusov P. Wave slope and wave age effects in measurements of electromagnetic bias // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. C07018. doi:10.1029/2002JC001708.

9. Pierson W.I., Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity method of S.A. Kitaigorodskii // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69, No. 24. P. 5181-5190.
10. Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E., Carlson H., Cartwright H., Cartwright, D.E., Enke K., Ewing J.A., Gienapp H., Hasselmann D.E., Kruseman P., Meerburg A., Müller P., Olbers D.J., Richter K., Sell W., Walden H. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl. 1973. Vol. A8, No. 12. P. 8-95.
11. Donelan M.A., Hamilton J., Hui W.H. Directional spectra of wind-generated waves // Philos. Trans. Roy. Soc. 1985. A315. P. 509-562.
12. Apel J.R. An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter // J. Geophys. Res. 1994. Vol.99, № C8. P. 16269-16291.
13. Jähne B., Riemer K.S. Two-dimensional wave number spectra of small-scale water surface waves // J. Geophys. Res. 1990. Vol. 95. P. 11531-11546.
14. Barrick D.T. Rough surface scattering based on the specular point theory // IEEE Trans Antennas and Prop. 1968. Vol. 13. P. 303-310.
15. Wu S.T., Fung A.K. A noncoherent model for microwave emissions and backscattering from sea surface // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77, No. 30. P. 5917-5929.
16. Караев В.Ю., Панфилова М.А., Баландина Г.Н., Чу К. Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исследование Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62–77.
17. Stewart P.H. Introduction to physical oceanography. - Department of Oceanography, Texas A&M University. 2008. 353 p.
18. Ефимов В.В. Динамика волновых процессов в пограничных слоях атмосферы и океана. - Киев: Наукова думка. 1981. 255 с.

19. Cox C., Munk W. Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Optical. Soc. America. 1954. V. 44, № 11. P. 838–850.
20. Wilheit T.T. A Model for the Microwave Emissivity of the Ocean's Surface as a Function of Wind Speed // IEEE Trans. Geosci. Electron. 1979. Vol. GE-17, No.4.
21. Данилычев М.В., Николаев А.Н., Кутуза Б.Г. Использование метода Кирхгофа для практических расчетов в микроволновой радиометрии взволнованной морской поверхности // Радиотехника и электроника. 2009. Т. 54. № 8. С. 915-925.
22. Liu Y., Yan X.-H. The wind-induced wave growth rate and the spectrum of the gravity–capillary waves // J. Phys. Oceanogr. 1995. Vol. 25. P. 3196-3218.

Для цитирования:

А. С. Запевалов. Влияние длинных ветровых волн на отражение электромагнитного излучения морской поверхностью. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2019. № 6. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/jun19/8/text.pdf>
DOI 10.30898/1684-1719.2019.6.8