

Распределение дисперсии уклонов морской поверхности по пространственным диапазонам создающих их волн

А. С. Запевалов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия
E-mail: sevzepter@mail.ru

Анализируется вклад в дисперсию уклонов морской поверхности, которые создают волны разной длины. Используются данные дистанционного зондирования (радиолокационные, радиометрические и оптические измерения), а также измерений *in situ* (лазерными уклономерами, струнными датчиками, волнографическими буями). При анализе учитывались следующие физические эффекты: определяемое по данным дистанционного зондирования значение дисперсии уклонов зависит от длины зондирующей радиоволны; при измерениях *in situ* дисперсия уклонов определяется конструктивными характеристиками измерительной аппаратуры. Для скоростей ветра выше 7–8 м/с получена зависимость изменения дисперсии уклонов в диапазоне от длины основных энергонесущих волн до задаваемой длины Λ_0 . Показано, что используемая в настоящее время при радиометрических измерениях зависимость дисперсии уклонов от длины зондирующей волны существенно завышает значения дисперсии в области, где вклад в зеркальное отражение радиоволн дают поверхностные волны длиной $\Lambda_0 < 0,1$ м. Также показано, что вклад в дисперсию уклонов, который вносят волны длиной более 10 м, составляет менее 20 %.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, морская поверхность, уклоны, длинные волны

Одобрена к печати: 24.12.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-211-219

Введение

Решение ряда радиоокеанографических задач требует информации о том, какой вклад в дисперсию уклонов морской поверхности дают волны разных масштабов. При квазивертикальном зондировании уклоны морской поверхности, создаваемые волнами, длина которых сравнима и меньше длины зондирующей радиоволны, приводят к диффузному рассеянию (Басс, Фукс, 1972). Если доминирующим механизмом является резонансный механизм рассеяния, то присутствие длинных (по сравнению с резонансными) волн приводит к изменению локальных углов падения, поскольку резонансные волны распространяются по криволинейной поверхности (Запевалов, 2009; Plant, 2002). Уклоны, создаваемые длинными волнами, необходимо также учитывать при анализе данных СВЧ-радиометрических измерений (Данилычев и др., 2009).

Существует несколько подходов к определению дисперсии уклонов, создаваемых длинными волнами, т. е. волнами от самых длинных до имеющих некоторую длину Λ_0 . Длина Λ_0 обуславливается задачей, в которой используется дисперсия уклонов. В работах (Караев и др., 2012; Chen et al., 2015) дисперсия уклонов длинных волн определяется путём радиозондирования с космического аппарата при малых углах падения. В исследованиях (Данилычев и др., 2009; Hollinger, 1971; Wilheit, 1979) зависимости дисперсии уклонов от длины создающих их поверхностных волн были получены подгонкой теоретических расчётов к данным СВЧ-радиометрических измерений.

Ещё один подход основан на анализе данных *in situ* измерений уклонов морской поверхности датчиками разных типов. Для измерений уклонов в море используются лазерные уклонометры (Христофоров и др., 1992; Hughes et al., 1977), струнные уклонометры (Запевалов и др., 2009; Калинин, Лейкин, 1988), волнографические буи (Longuett-Higgins et al., 1963). В зависимости от конструктивных особенностей измерительной аппаратуры полученные с её помощью дисперсии уклонов соответствуют разным значениям Λ_0 .

Целью настоящей работы является построение зависимости дисперсии уклонов морской поверхности от верхней границы диапазона создающих их волн.

Дисперсии уклонов морской поверхности

Уклоны морской поверхности являются первыми пространственными производными возвышений морской поверхности. Принято выделять две составляющие уклонов, ориентированные вдоль и поперёк направления ветра, которые обозначим индексами u и c . Спектры уклонов морской поверхности описываются выражениями:

$$Y_u(K) = \int_{-\pi}^{\pi} K\Psi(K, \varphi)K^2 \cos^2 \varphi \, d\varphi, \quad Y_c(K) = \int_{-\pi}^{\pi} K\Psi(K, \varphi)K^2 \sin^2 \varphi \, d\varphi, \quad (1)$$

где K — волновое число поверхностных волн; $\Psi(K, \varphi)$ — спектр волновых чисел и направлений возвышений поверхности; φ — азимутальный угол, отсчитываемый от направления ветра. Полная дисперсия:

$$D(K_0) = \sigma_u^2(K_0) + \sigma_c^2(K_0) = \int_0^{K_0} \int_{-\pi}^{\pi} K\Psi(k, \varphi)K^2 \, d\varphi \, dK. \quad (2)$$

Верхний предел интегрирования K_0 определяет границу диапазона длин волн, которому соответствуют дисперсии компонент уклонов.

Длины электромагнитных волн оптического диапазона много меньше длин присутствующих на морской поверхности волн, поэтому оптический сигнал формируют волны всех масштабов ($D(K_0 = \infty)$). Наиболее часто используется регрессионная зависимость, полученная на основе аэрофотографий морской поверхности (Cox, Munk, 1954):

$$D(K_0 = \infty) = D_{CM} = 0,003 + 0,00508U, \quad (3)$$

где U — скорость ветра.

Радиолокационное определение дисперсии уклонов

В основе определения дисперсии уклонов по данным квазивертикального радиозондирования морской поверхности лежит метод Кирхгофа. При малых углах падения θ отражённый от морской поверхности сигнал формируют поверхностные волны, удовлетворяющие условиям (Басс, Фукс, 1972):

$$\Lambda \gg \lambda, \quad kR \cos^3 \theta \gg 1, \quad (4)$$

где Λ и λ — длины поверхностной и радиоволны соответственно; $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число радиоволны; R — радиус кривизны; θ — угол падения. В этом случае нормированное сечение обратного рассеяния описывается выражением:

$$\sigma = \pi \sec^4 \theta |F_0|^2 P(\xi_{\uparrow}, \xi_{\perp}) \Big|_{\xi_{\uparrow} = \tan \theta, \xi_{\perp} = 0}, \quad (5)$$

где F_0 — коэффициент Френеля; P — двумерная функция плотности вероятностей уклонов; ξ_{\uparrow} — уклон морской поверхности в плоскости зондирования; ξ_{\perp} — уклон морской поверхности в ортогональной плоскости.

Зависимость сигнала радиолокатора от функции плотности вероятностей уклонов морской поверхности позволяет решать обратную задачу: восстанавливать дисперсию уклонов путём активного зондирования (Караев и др., 2012). Оценки зависимости дисперсии уклонов от скорости ветра были получены в работе (Chen et al., 2015):

$$D_C = 0,0189 + 0,00132 U. \quad (6)$$

Зондирование осуществлялось на частоте 13,8 ГГц ($\lambda = 2,17$ см). Понятие «много больше» в выражении (4) строго не определено (Данилычев и др., 2009). Будем полагать, что выражение (4) выполняется, если $\Lambda > n\lambda$, где n находится в пределах от 3 до 5. Таким образом, оценки D_C соответствуют значениям Λ_0 , лежащим в пределах от 6,5 до 10,9 см.

Радиометрическое определение дисперсии уклонов

При пассивной локации (радиометрии) морской поверхности, как и при активной, необходимо учитывать изменение шероховатости, создаваемой волнами определённых масштабов (Hollinger, 1971; Wilheit, 1979). Как и при активном зондировании, регистрируемый сигнал определяют поверхностные волны, удовлетворяющие условию (4). Для определения дисперсии уклонов, создаваемых длинными волнами, используется полуэмпирическая функция, построенная минимизацией расхождений теоретических расчётов и данных радиометрических измерений. В её основе лежит предположение, что дисперсию уклонов, определяющих радиометрический сигнал, можно описать универсальной функцией частоты (или длины) радиоволны $\chi(f)$ как часть общей дисперсии $D(K_0 = \infty)$:

$$\chi(f) = \begin{cases} 0,3 + 0,02f & \text{при } f \leq 35, \\ 1 & \text{при } f > 35, \end{cases} \quad (7)$$

где f — частота радиоволны (ГГц). Также предполагается, что в качестве общей дисперсии можно использовать дисперсию, полученную в работе (Cox, Munk, 1954). Таким образом, дисперсии длинных волн, у которых верхний предел волновых чисел равен k_0 , описываются выражением $D(k_0, U) = \chi(k_0) D_{CM}(U)$.

В рамках этого подхода в работе (Данилычев и др., 2009) были рассчитаны значения функции $\chi(k_0)$ для трёх длин волн: 6; 2,25 и 0,8 см. Процедура включала подгонку значений дисперсий уклонов с целью достижения максимального соответствия в расчётной модели одновременно для вертикальной и горизонтальной поляризаций. Далее, как и при интерпретации данных активного зондирования, будем полагать, что сигнал радиометра формируют поверхностные волны, длина которых более чем в 3–5 раз превышает длину регистрируемой радиоволны.

Измерения уклонов морской поверхности *in situ*

Для измерения уклонов морской поверхности в натуральных условиях используются уклонометры, принцип работы которых основан на разных физических эффектах. Следствием этого стало существенное различие результатов, полученных разными авторами. Наиболее эффективными для измерений уклонов являются оптические методы, в которых используются лазерные датчики (Христофоров и др., 1992). Принцип работы лазерным уклонометром основан на измерении в двух плоскостях углов отклонения лазерного луча от вертикали при его прохождении границы раздела вода – воздух. Диаметр лазерного пятна на поверхности составляет около 0,2 см. Таким образом, можно полагать, что вклад в дисперсию дают волны, длина которых более 0,4–0,6 см.

Рассмотрим результаты исследований структуры морской поверхности, полученные с помощью лазерных уклонометров по двум разным методикам. В первом случае измерения проводились с движущегося судна, в носовой части которого был установлен лазерный уклономер (Hughes et al., 1977). Зависимость от скорости ветра дисперсий уклонов описывается выражением:

$$D_{L1} = 0,0023 + 0,00397U. \quad (8)$$

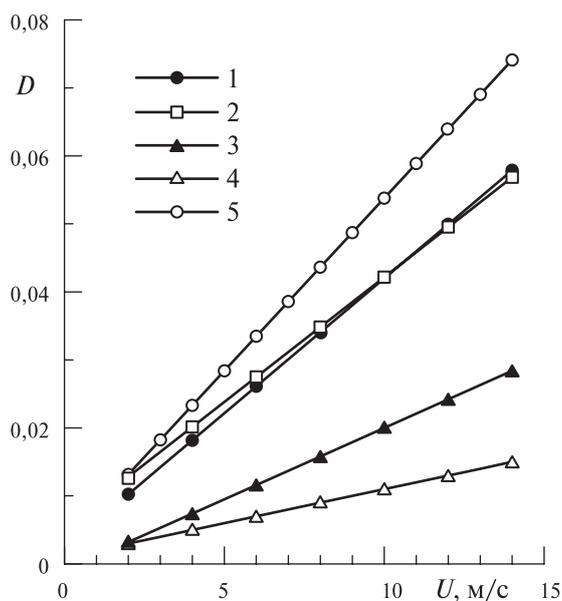


Рис. 1. Зависимости дисперсии уклонов морской поверхности, определённые по данным *in situ* измерений: 1 и 2 — измерения движущимся и неподвижным лазерным уклономером (Христофоров и др., 1992; Hughes et al., 1977); 3 — измерения струнными датчиками (Калинин, Лейкин, 1988); 4 — измерения волнографическим бумом (Longuett-Higgins et al., 1963); 5 — измерения по аэрофотографиям (Cox, Munk, 1954)

Во втором случае измерения проводились со стационарного основания (Христофоров и др., 1992):

$$D_{L2} = 0,00546 + 0,00367U. \quad (9)$$

Как видно на рис. 1, зависимости дисперсий уклонов от скорости ветра, полученные по данным измерений в точке и с движущегося носителя, оказались близки между собой.

Измерения дисперсии уклонов, выполненные с помощью дифференциальных струнных уклономеров (Калинин, Лейкин, 1988), приводят к регрессионной зависимости:

$$D_A = -0,001 + 0,0021U, \quad (10)$$

в которой значения дисперсии существенно ниже, чем значения, полученные с помощью лазерных уклономеров. Датчиками в приборах этого типа являются вертикально натянутые струны (использовались струны диаметром 0,3 мм). Уклоны определяются как отношение разности уровней поверхности в двух разнесённых по пространству точках к расстоянию между ними. В указанном эксперименте расстояние между струнными датчиками составляло 20 см.

Более низкие значения дисперсии уклонов дают измерения с помощью плавающих на поверхности бум специальных конструкций (Longuett-Higgins et al., 1963):

$$D_B = 0,001 + 0,001U. \quad (11)$$

Датчиком в измерителях этого типа является корпус бум. Частотный диапазон измеряемых уклонов ограничен сверху на частоте около 0,5 Гц, что для поверхностных волн на глубокой воде соответствует волне длиной около 6 м. Как и в рассмотренных выше случаях *in situ* измерений необходимо учитывать неопределённость при оценке длины коротких поверхностных волн, влияющих на дисперсию уклонов.

Сравнение дисперсий уклонов морской поверхности

Рассмотрим отношение дисперсии уклонов, создаваемых длинными волн, и полной дисперсии, создаваемой волнами всех присутствующих на морской поверхности масштабов $\chi = D/D_{CM}$. В качестве полной дисперсии будем использовать её оценку (3).

Рассчитанные по данным дистанционного зондирования и по данным *in situ* измерений зависимости дисперсий уклонов морской поверхности от скорости ветра, как правило, представляют в виде линейной регрессии $D = a + bU$. В этом же виде представлены регрессии (3), (6), (8)–(11), используемые в настоящей работе. Сравнивая зависимости дисперсий уклонов от скорости ветра, полученные разными методами, можно видеть, что в области слабых ветров параметр χ зависит от скорости ветра. Это связано с тем, что линейная регрессия некорректно описывает изменения дисперсии уклонов в широком диапазоне скоростей ветра. Рост дисперсии уклонов при усилении ветра в области слабых ветров происходит значительно быстрее, чем при сильном ветре (Запезалов, 2002). Как следствие, при аппроксимации нелиней-

ной зависимости линейной функцией появляется постоянный член. При скорости ветра U_0 выше 7–8 м/с первым слагаемым линейной регрессии можно пренебречь, при этом отношение дисперсий уклонов оказывается независящим от скорости ветра.

Сводный график зависимости параметра χ_i от длины поверхностной волны Λ_0 для скоростей ветра $U > U_0$ представлен на *рис. 2*. Тип измерительной аппаратуры и источник информации, на основе которой рассчитывались значения χ_i , указаны в *таблице*. При построении *рис. 2* учитывалось, что понятие «много больше» в выражении (4) строго не определено. Поэтому зависимости (7) соответствуют две кривые 1, рассчитанные для ситуаций, когда сигнал формируют поверхностные волны, в 3 или 5 раз превышающие длину зондирующих радиоволн. Данное обстоятельство учитывалось и при построении оценок параметра χ_i ($i = 2, 3, 4$ и 5) на основании данных дистанционного зондирования. Длина поверхностной волны Λ_0 также строго не определена при измерениях *in situ*. Для этих данных точки на графике заменены отрезками, границы которых выбраны согласно приведённому выше описанию измерительной аппаратуры. Как видно на *рис. 2*, оценки параметров χ_i достаточно хорошо согласуются между собой. Несколько отклоняется параметр χ_5 , значения которого представляются заниженными.

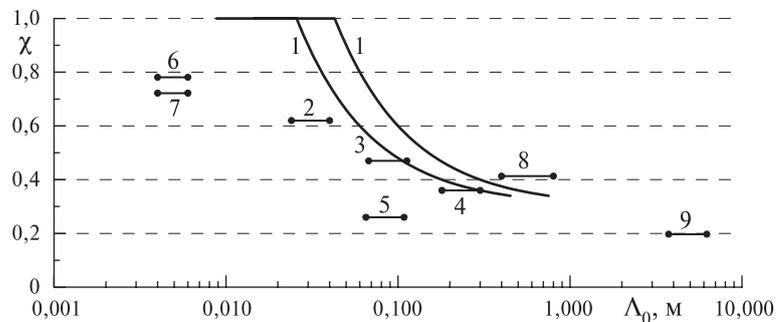


Рис. 2. Эмпирические оценки доли общей дисперсии уклонов морской поверхности χ_i , определённой в диапазоне длин волн от основных энергонесущих волн до волн длиной Λ_0

Типы измерительной аппаратуры и источники информации, использованные при построении *рис. 2*

Измерительная аппаратура	Источник
Радиометр	(Wilheit, 1979)
Радиометр, $\lambda = 0,8$ см	(Данилычев и др., 2009)
Радиометр, $\lambda = 2,25$ см	
Радиометр, $\lambda = 6$ см	
Радиолокатор	(Chen et al., 2015)
Лазерный уклономер	(Hughes et al., 1977)
Лазерный уклономер	(Христофоров и др., 1992)
Струнный волнограф	(Калинин, Лейкин, 1988)
Волнографический буй	(Longuet-Higgins et al., 1963)

Обсуждение и заключение

На основе данных, представленных на *рис. 2*, построим регрессию, описывающую зависимость $\chi = \chi(\Lambda_0)$. Верхний предел спектра морских поверхностных волн, существование которого обусловлено вязкой диссипацией, равен $K_{dis} \approx 62,83$ рад/см (ApeI, 1994), что соответствует длине волны $\Lambda_{dis} \approx 0,1$ см. Поскольку длина электромагнитных волн оптического диапазона много меньше Λ_{dis} , можно принять, что $D(K_{dis}) = D_{CM}$. Таким образом, получаем точку $\chi(\Lambda_0 = \Lambda_{dis}) = 1$, которую также используем при построении регрессии $\chi = \chi(\Lambda_0)$.

Анализ представленных на рис. 2 оценок доли общей дисперсии уклонов длинных волн по данным измерений показал, что зависимость $\chi = \chi(\Lambda_0)$ можно аппроксимировать регрессией в форме степенной функции. Поскольку во всех случаях измерений, результаты которых приведены на рис. 2, длина Λ_0 однозначно не определена, были рассчитаны две зависимости, соответствующие минимальным и максимальным значениям Λ_0 :

$$\chi(\Lambda_0) = 0,231 - 0,0923 \log(\Lambda_0) + 0,0546 (\log(\Lambda_0))^2 \pm 0,08, \tag{12}$$

$$\chi(\Lambda_0) = 0,266 - 0,129 \log(\Lambda_0) + 0,0386 (\log(\Lambda_0))^2 \pm 0,08. \tag{13}$$

При сравнении рис. 2 и 3 видно, что предложенное на основе данных радиометрических измерений выражение (11) существенно завышает значения χ в области $\Lambda_0 < 0,1$ м. Из рис. 3 также следует, что вклад в дисперсию уклонов волн длиной более 10 м составляет менее 20 %.

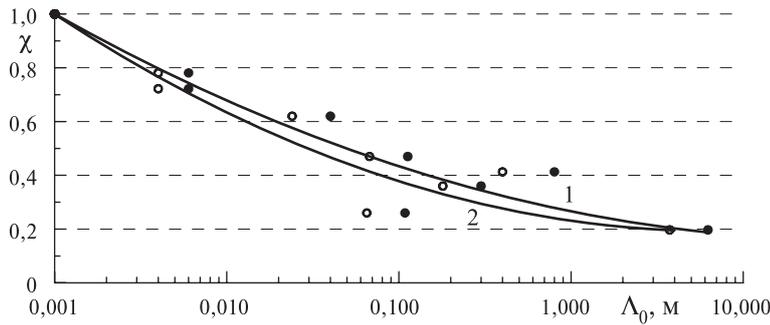


Рис. 3. Регрессионные зависимости доли общей дисперсии уклонов морской поверхности χ , определённой в диапазоне длин волн от основных энергонесущих волн до волн длиной Λ_0 ; кривая 1 — регрессия (13); кривая 2 — регрессия (12); символами \circ и \bullet показаны минимальные и максимальные значения Λ_0

Спектральная энергия морских волн быстро снижается с уменьшением длины волны, поэтому для её анализа, как правило, используются спектры кривизны $Cr(k)$, связанные со спектром возвышений соотношением $Cr(k) = k^4 \Psi(k)$. Модели спектров кривизны, построенные для анализа взаимодействия радиоволн с морской поверхностью, указывают на существование в гравитационно-капиллярном диапазоне поверхностных волн вторичного пика (см. работы (Cheng et al., 2006; Kudryavtsev et al., 1999)), причём значения $Cr(k)$ в его окрестности зависят от скорости ветра. Вторичный пик быстро растёт при низких скоростях ветра, при высоких приближается к состоянию насыщения, которое наблюдается при скоростях ветра выше 6–8 м/с (Apel, 1994; Elfouhaily et al., 1997). Насыщение приводит к тому, что форма спектра $Cr(k)$ в гравитационно-капиллярном диапазоне слабо меняется с ростом скорости ветра.

Отметим, что полученные в настоящей работе зависимости $\chi = \chi(\Lambda_0)$ справедливы для скоростей ветра выше 7–8 м/с, т.е. именно в том диапазоне, где согласно указанным выше моделям имеет место состояние насыщения. Для построения зависимости $\chi = \chi(\Lambda_0)$ при более слабых ветрах необходимо проведение дополнительных исследований.

Ещё одним фактором, который необходимо учитывать, является следующее. Любая спектральная модель поля поверхностных волн строится для определённых условий и в рамках определённых допущений, которые не всегда можно контролировать. Это обстоятельство ограничивает возможности их использования для анализа и интерпретации данных дистанционного зондирования. В настоящей работе для построения зависимости $\chi = \chi(\Lambda_0)$ взяты данные, полученные дистанционным зондированием и измерениями *in situ*. К сожалению, в использованных публикациях нет информации о том, как дисперсия уклонов меняется на разных стадиях развития волнового поля. Уравнения (12) и (13) соответствуют ансамблю ситуаций, в которых в приведённых в таблице работах были получены регрессионные уравнения, описывающие изменения дисперсии уклонов при изменении скорости ветра.

Автор благодарит анонимного рецензента за замечания и уместную критику предыдущей версии статьи. Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0002.

Литература

1. *Басс Ф. Г., Фукс И. М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
2. *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.
3. *Запелов А. С.* Статистические характеристики модуля уклона морской поверхности // Морской гидрофиз. журн. 2002. № 1. С. 51–59.
4. *Запелов А. С.* Моделирование берегового рассеяния электромагнитного излучения сантиметрового диапазона морской поверхностью. Влияние волн более длинных, чем береговые составляющие // Изв. Российской акад. наук. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 2. С. 266–275.
5. *Запелов А. С., Большаков А. Н., Смолов В. Е.* Исследование уклонов морской поверхности с помощью массива волнографических датчиков // Океанология. 2009. Т. 49. № 1. С. 37–44.
6. *Калинин С. А., Лейкин И. А.* Измерение уклонов ветровых волн в Каспийском море // Изв. акад. наук СССР. Физика атмосферы и океана. 1988. Т. 24. № 11. С. 1210–1217.
7. *Караев В. Ю., Панфилова М. А., Баландина Г. Н., Чу К.* Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62–77.
8. *Христофоров Г. Н., Запелов А. С., Бабий М. В.* Статистические характеристики уклонов морской поверхности при разных скоростях ветра // Океанология. 1992. Т. 32. Вып. 3. С. 452–459.
9. *Apel J. R.* An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter // J. Geophysical Research. 1994. V. 99. No. C8. P. 16269–16291.
10. *Chen P., Yin Q., Huang P.* Effect of non-Gaussian properties of the sea surface on the low-incidence radar backscatter and its inversion in terms of wave spectra by an ocean wave // Chinese J. Oceanology and Limnology. 2015. V. 33. No. 5. P. 1142–1156.
11. *Cheng Y., Liu Y., Xu Q.* A new wind-wave spectrum model for deep water // Indian J. Marine Sciences. 2006. V. 35. No. 3. P. 181–194.
12. *Cox C., Munk W.* Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Optical Society of America. 1954. V. 44. No. 11. P. 838–850.
13. *Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D.* A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophysical Research. 1997. V. 102. No. C7. P. 15781–15796.
14. *Hollinger J. P.* Passive microwave measurements of sea surface roughness // IEEE Trans. Geoscience Electronics. 1971. V. GE-9. No. 3. P. 165–169.
15. *Hughes B. A., Grant H. L., Chappell R. W. A.* A fast response surface-wave slope meter and measured wind-wave components // Deep-Sea Research. 1977. V. 24. No. 12. P. 1211–1223.
16. *Kudryavtsev V. N., Markin V. K., Chapron B.* Coupled sea surface-atmosphere model 2, spectrum of short wind waves // J. Geophysical Research. 1999. V. 104. P. 7625–7639.
17. *Longuet-Higgins M. S., Cartwright D. E., Smith N. D.* Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of the floating buoy // Proc. Conf. Ocean Wave Spectra. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1963. P. 111–132.
18. *Plant W. J.* A stochastic, multiscale model of microwave backscatter from the ocean // J. Geophysical Research. 2002. V. 107. No. C9. 3120. DOI: 10.1029/2001JC000909.
19. *Wilheit T. T.* A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed // IEEE Trans. Geosciences Electronics. 1979. V. GE-17. No. 4. P. 244–249.

Distribution of variance of sea surface slopes by spatial wave range

A. S. Zapevalov

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia
E-mail: sevzepter@mail.ru

The contribution to the variance of sea surface slopes created by waves of different lengths is analyzed. Remote sensing data (radar, radiometric and optical measurements), as well as in situ measurements (measurements by laser slope meters, wave gauge sensors, special construction buoys) are used. The analysis took into account the following physical effects: the magnitude of the variance of the slopes, determined from remote sensing data, depends on the length of the probing radio wave; measured in situ variance of slopes is determined by the design characteristics of the measuring equipment. For wind speeds above 7–8 m/s, the dependence of the change in the variance of slopes in the range from the length of the main energy-carrying waves to the specified length Λ_0 is obtained. It is shown that the dependence of the variance of slopes on the length of the probing wave currently used in radiometric measurements significantly overestimates the variance values in the region where surface waves with a length $\Lambda_0 < 0,1$ contribute to the mirror reflection of radio waves. It is also shown that the contribution to the variance of slopes, which is given by waves longer than 10 m, is less than 20 %.

Keywords: remote sensing, sea surface, slopes, long waves

Accepted: 24.12.2019

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-211-219

References

1. Bass F. G., Fuks I. M., *Rasseyanie voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti* (Wave scattering from statistically rough surface), Moscow: Nauka, 1972, 424 p.
2. Danilychev M. V., Nikolaev A. N., Kutuzov B. G., Application of the kirchhoff method for practical calculations in microwave radiometry of wavy sea surface, *J. Communications Technology and Electronics*, 2009, Vol. 54, No. 8, pp. 869–878.
3. Zapevalov A. S., Statistical characteristics of the moduli of slopes of the sea surface, *Physical Oceanography*, 2002, Vol. 12, Issue 1, pp. 24–31.
4. Zapevalov A. S., Bragg scattering of centimeter electromagnetic radiation from the sea surface: The effect of waves longer than Bragg components, *Izvestiya — Atmospheric and Ocean Physics*, 2009, Vol. 45, Issue 2, pp. 253–261.
5. Zapevalov A. S., Bolshakov A. N., Smolov V. E., Studying the sea surface slopes using an array of wave gauge sensors, *Oceanology*, 2009, Vol. 49, No. 1, pp. 31–38.
6. Kalinin S. A., Leikin I., Izmerenie uklonov vetrovykh voln v Kaspiiskom more (Measurement of the slopes of wind waves in the Caspian Sea), *Izvestiya akademii nauk SSSR. Fizika atmosfery i okeana*, 1988, Vol. 24, No. 11, pp. 1210–1217.
7. Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Balandina G. N., Chu X., Vosstanovlenie dispersii naklonov krupnomasshtabnykh voln po radiolokatsionnym izmereniyam v SVCh-diapazone (Retrieval of the slope variance by microwave measurements), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2012, No. 4, pp. 62–77.
8. Khristoforov G. N., Zapevalov A. S., Babii M., Statisticheskie kharakteristiki uklonov morskoi poverkhnosti pri raznykh skorostyakh vetra (Statistics of sea-surface slope for different wind speeds), *Okeanologiya*, 1992, Vol. 32, No. 3, pp. 452–459.
9. Apel J. R., An improved model of the ocean surface wave vector spectrum and its effects on radar backscatter, *J. Geophysical Research*, 1994, Vol. 99, No. C8, pp. 16269–16291.
10. Chen P., Yin Q., Huang P., Effect of non-Gaussian properties of the sea surface on the low-incidence radar backscatter and its inversion in terms of wave spectra by an ocean wave, *Chinese J. Oceanology and Limnology*, 2015, Vol. 33, No. 5, pp. 1142–1156.
11. Cheng Y., Liu Y., Xu Q., A new wind-wave spectrum model for deep water, *Indian J. Marine Sciences*, 2006, Vol. 35, No. 3, pp. 181–194.
12. Cox C., Munk W., Measurements of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter, *J. Optical Society of America*, 1954, Vol. 44, No. 11, pp. 838–850.

13. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D., A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves, *J. Geophysical Research*, 1997, Vol. 102, No. C7, pp. 15781–15796.
14. Hollinger J.P., Passive microwave measurements of sea surface roughness, *IEEE Trans. Geoscience Electronics*, 1971, Vol. GE-9, No. 3, pp. 165–169.
15. Hughes B.A., Grant H.L., Chappell R.W.A., A fast response surface-wave slope meter and measured wind-wave components, *Deep-Sea Research*, 1977, Vol. 24, No. 12, pp. 1211–1223.
16. Kudryavtsev V.N., Markin V.K. Chapron B., Coupled sea surface-atmosphere model 2, spectrum of short wind waves, *J. Geophysical Research*, 1999, Vol. 104, pp. 7625–7639.
17. Longuet-Higgins M.S., Cartwright D.E., Smith N.D., Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of the floating buoy, *Proc. Conf. Ocean Wave Spectra*, Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1963, pp. 111–132.
18. Plant W.J., A stochastic, multiscale model of microwave backscatter from the ocean, *J. Geophysical Research*, 2002, Vol. 107, No. C9, 3120, DOI: 10.1029/2001JC000909.
19. Wilheit T.T., A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed, *IEEE Trans. Geoscience Electronics*, 1979, Vol. GE-17, No. 4, pp. 244–249.