

Всероссийская открытая научная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции волн» - Муром 2021

К вопросу о моделировании морской поверхности применительно к решению задач дистанционного зондирования

К.А. Понур¹, В.Ю. Караев¹, М.С. Рябкова¹

¹ *Федеральный исследовательский центр Институт прикладной физики РАН
603950, Нижний Новгород, ул. Ульянова, 46.
E-mail: ponur@ipfran.ru*

Рассмотрены особенности численного моделирования морской поверхности известным методом суперпозиции синусоидальных волн по модели спектра волнения в предположении независимости гармоник. Для модифицированной модели спектра волнения были получены зависимости граничного волнового числа, которое, в соответствии с двухмасштабной моделью рассеивающей поверхности, делит спектр волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную, по сравнению с длиной волны радиолокатора, составляющие, для Ku-, X-, C-, и L- диапазонов. Показано влияние длины волны зондирующего излучения на статистические характеристики рассеивающей поверхности.

Ключевые слова: численное моделирование, метод суперпозиции синусоидальных волн, длина волны

On the issue of modeling the sea surface as applied to solving problems of remote sensing

К.А. Ponur¹, V.Yu. Karaev¹, M.S. Ryabkova¹

¹*Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences
603950, Nizhny Novgorod, st. Ulyanov, 46.
E-mail: ponur@ipfran.ru*

In this paper the features of the numerical modeling of the sea surface by the well-known method of superposition of sinusoidal waves according to the model of the sea wave spectrum under the assumption of the independence of the harmonics were considered. For the modified model of the spectrum, the dependences of the boundary wave number were obtained, which, in accordance with the two-scale model of the scattering surface, divides the sea wave spectrum into large-scale and small-scale components in comparison with radar wavelength for Ku-, X-, C-, and L-bands. The influence of the radar wavelength on the statistical characteristics of the scattering surface is shown.

Keywords: numerical simulation, method of superposition of sinusoidal waves, wavelength

Введение

Численное моделирование активно применяется для решения задач дистанционного зондирования и одним из критериев при выборе используемого подхода является скорость счета. Можно выделить три основных подхода.

Прежде всего, можно опираться на решение уравнений гидродинамики, однако в общем виде задача пока не по силам современной вычислительной технике. Благодаря упрощениям и предположениям задача становится «счетной», но требует слишком много вычислительных ресурсов, поэтому этот подход в основном используется для решения научно-исследовательских задач, например, [1]–[3].

Упрощенные уравнения также применяются в так называемых моделях третьего поколения, наиболее известные из которых это модели WAM (WaveModel), SWAN

(Simulation Waves Nearshore) и WaveWatch III [4]–[6]. Однако моделируется только длинноволновая часть спектра, что ограничивает ее возможности применения для анализа микроволнового рассеяния.

Поэтому для оценки эффективности работы радиолокационной аппаратуры больше подходит третий подход, опирающийся на модель спектра волнения, например, [7]. В этом случае морская поверхность представляется в виде набора гармоник, амплитуда которых вычисляется по спектру волнения. При таком подходе смоделированная морская поверхность утрачивает ряд свойств, присущих реальной морской поверхности, но становится более удобной для вычислений. Именно этот подход выбран для моделирования морской поверхности в данной работе. Точность такого моделирования в значительной степени зависит от используемой модели спектра волнения.

Целью данной работы ставится уточнение границ моделирования морской поверхности по спектру волнения [8], а также сравнение статистических характеристик поверхностей в основных частотных диапазонах радиолокаторов, применяемых при дистанционном зондировании морской поверхности.

Моделирование волнения

Способ моделирования морской поверхности по известному спектру волнения заключается в суммировании гармоник с детерминированными амплитудами и случайными фазами. Поле возвышений ζ в этом случае представляется в виде

$$\zeta(\vec{r}, t) = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M A_{nm}(\vec{k}_{nm}) \cos(\omega_{nm}t + \vec{k}_{nm}\vec{r} + \psi_{nm}), \quad (1)$$

где \vec{k} – двумерный волновой вектор, $\vec{r} = (x, y)$ – радиус-вектор точек морской поверхности в плоскости XY ; ψ_{nm} – случайная фаза, равномерно распределенная в интервале от 0 до 2π ; $\omega_n(k_{nm})$ – частота, связанная с волновым числом известным дисперсионным соотношением [9].

Амплитуда гармоники $A_{nm}(\vec{k}_{nm})$ с волновым вектором \vec{k}_n , вычисляемая по спектру волнения $S(k_{nm})$ как мощность с азимутальной функцией распределения $\Phi(\vec{k}_{nm})$ на интервале частот Δk и интервале углов $\Delta\varphi$

$$A_{nm}(\vec{k}_{nm}) = \int_{k_{n-1}}^{k_n} S(k) dk \cdot \int_{\varphi_{m-1}}^{\varphi_m} \Phi(k_n, \varphi) d\varphi \quad (2)$$

Уклоны поверхности в каждой точке можно найти дифференцируя выражение для поля высот

$$\begin{aligned} \xi_{xx}(\vec{r}, t) &= \frac{\partial \zeta(\vec{r}, t)}{\partial x} = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M -\kappa_x A_{nm}(\vec{k}_{nm}) \cdot \sin(\omega_{nm}t + \vec{k}_{nm}\vec{r} + \psi_{nm}) \\ \xi_{yy}(\vec{r}, t) &= \frac{\partial \zeta(\vec{r}, t)}{\partial y} = \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M -\kappa_y A_{nm}(\vec{k}_{nm}) \cdot \sin(\omega_{nm}t + \vec{k}_{nm}\vec{r} + \psi_{nm}) \end{aligned} \quad (3)$$

Спектр волнения

Для решения задач радиолокационного зондирования морской поверхности необходимо использовать спектр волнения, работающий в интервале от сотен метров до миллиметров. Многие современные модели спектров корректно описывают только длинноволновую часть спектра волнения и имеют проблемы с угловым распределением. В связи с этим возникла необходимость уточнить коротковолновую часть спектра волнения.

Модифицированный спектр ветрового волнения [8] был разработан на основе модели спектра [10] и в коротковолновой части опирался на результаты измерений на океанографической платформе около поселка Кацивели на Черном море [17]. Экспериментальные данные были получены для скоростей ветра U_{10} от 5 м/с до 15 м/с. В

модели интервал скоростей ветра был расширен и скорость ветра может принимать значения от 3 до 20 м/с, чтобы делать оценки для большинства состояний морской поверхности.

Для описания развивающегося волнения необходимо знать безразмерный ветровой разгон $\tilde{x} = \frac{x \cdot g}{U_{10}^2}$, где x – ветровой разгон в метрах. Если волнение развивается от берега, то ветровой разгон равен расстоянию от берега до точки наблюдения. Для развивающегося ветрового волнения в модифицированной модели спектра волнения безразмерный ветровой разгон \tilde{x} принимает значения от 1430 до 20170.

Характерный вид спектра высот $S(\kappa)$ при скоростях ветра 5 м/с, 10 м/с, 15 м/с представлен на рис. 1. Азимутальное распределение $\Phi(\vec{\kappa})$ [10] показано на рис. 2.

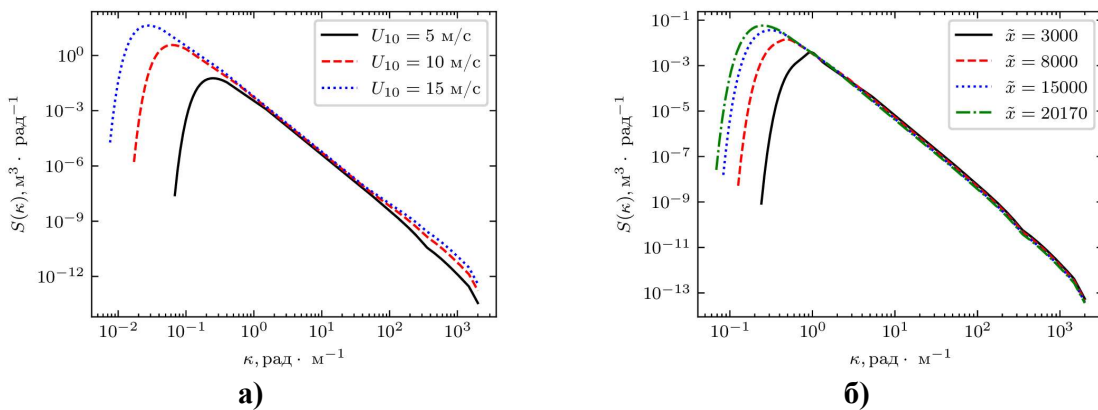


Рис. 1. Одномерные спектры высот $S(\kappa)$ для а) скоростей ветра U_{10} 5 м/с, 10 м/с, 15 м/с и полностью развитого ветрового волнения $\tilde{x} = 20170$ и б) безразмерного ветрового разгона \tilde{x} 3000, 8000, 15000, 20170 и скорости ветра U_{10} 5 м/с

По известному спектру волнения можно вычислить дисперсию высот σ_{ξ}^2 и полную дисперсию уклонов $\sigma_{\xi}^2 = \sigma_{\xi_{xx}}^2 + \sigma_{\xi_{yy}}^2$. Для оптического диапазона длин волн значения дисперсий будут равны

$$\sigma_{\xi}^2 = \int_0^{\infty} S(\kappa) d\kappa, \quad \sigma_{\xi}^2 = \int_0^{\infty} \kappa^2 S(\kappa) d\kappa \quad (4)$$

При численном моделировании морской поверхности, возникает необходимость выбора граничного волнового числа κ_b , которое делит спектр волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную, по сравнению с длиной волны радиолокатора, составляющие.

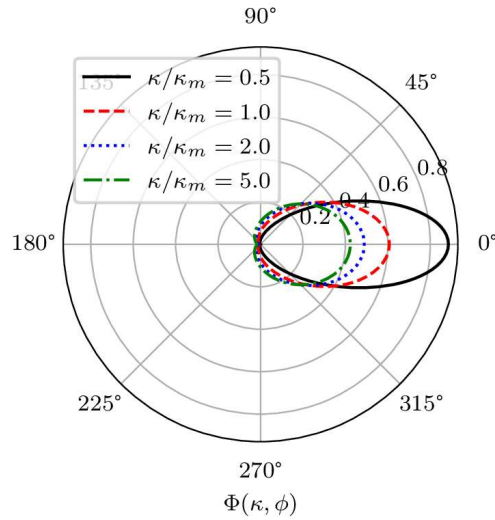


Рис. 2. Азимутальное распределение $\Phi(\kappa, \varphi)$ для разных соотношений κ/κ_m , скорость ветра $U_{10} = 5$ м/с, полностью развитое ветровое волнение

Выбор граничного волнового числа

В рамках двухмасштабной модели рассеивающей поверхности, морское волнение представляется в виде крупномасштабного, по сравнению с длиной волны радиолокатора, волнения, покрытого мелкой рябью. Спектр волнения S представляется как сумма крупномасштабного волнения $S_{\zeta}(\kappa)$ и спектра ряби $S_{\eta}(\kappa)$

$$S(\kappa) = S_{\zeta}(\kappa) + S_{\eta}(\kappa) \quad (5)$$

Критерий разделения волнения на мелкомасштабную и крупномасштабную составляющие известен [11]: отношение длины волны падающего излучения к радиусу кривизны поверхности должно быть много меньше единицы

$$\varepsilon = \sqrt[3]{\left(\frac{\lambda}{2\pi R(\kappa_b)}\right) \frac{1}{\cos\theta_0}} \ll 1, \quad (6)$$

где $\frac{1}{R^2} = \int_0^{\kappa_b} \kappa^4 S(\kappa) d\kappa$ – крутизна, κ_b – граничное волновое число, θ_0 – угол падения, λ – длина волны излучения.

Дисперсия уклонов крупномасштабного волнения для Ка- и Ку-диапазонов была восстановлена при анализе данных двухчастного дождевого радиолокатора. Данные морских буев о скорости ветра и высоте волнения позволили выделить случай полностью развитого волнения [12] и найти связь скорости ветра и дисперсии уклонов

$$\sigma_{\xi Ku}^2 = 0.0101 + 0.0022 \cdot U_{10} . \quad (7)$$

Численное моделирование показало, что крутизна $1/R^2$ обратно пропорциональна длине волны излучения. Следовательно, зная дисперсию уклонов в Ку-диапазоне и вычислив соответствующее граничное волновое число κ_b , можно получить оценку сверху критерия малости. Поскольку статистических данных в [12] было больше в Ку-диапазоне, то для дальнейших вычислений используется критерий малости ε_{Ku}

$$\sqrt[3]{\left(\frac{\lambda}{2\pi} \frac{1}{R(\kappa_b)}\right) \frac{1}{\cos\theta_0}} \ll \sqrt[3]{\left(\frac{\lambda_{Ku}}{2\pi} \frac{1}{R(\kappa_b^{Ku})}\right)} \quad (8)$$

Выполнив поиск корня κ_b в интегральном уравнении, получим граничное волновое число для длины волны λ .

На рис. 3 представлены графики зависимости граничного волнового числа κ_b от скорости ветра U_{10} для полностью развитого ветрового волнения ($\tilde{\chi} = 20170$) и частоты максимума спектральной мощности κ_m .

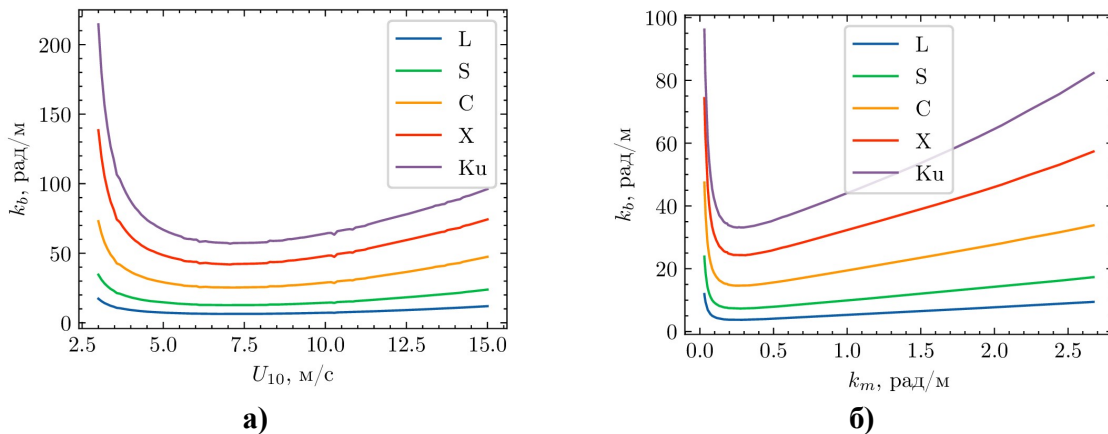


Рис. 3. Зависимость граничного волнового числа κ_b от а) скорости приводного ветра U_{10} б) волнового числа κ_m , соответствующего максимуму спектра волнения для L-, S-, C-, X-, Ku-диапазонов (снизу вверх - 20 см, 10 см, 5.5 см, 3 см, 2.2 см соответственно)

Для удобства использования полученные зависимости $\kappa_b(k_m)$ были аппроксимированы полиномом

$$\kappa_b = a \cdot x + b \cdot x^{-1} + c,$$

где a, b, c – коэффициенты аппроксимации для выбранного диапазона. Значения коэффициентов приведены в таб. 1.

Таблица 1. Коэффициенты аппроксимации для эмпирические формул выбора волнового числа

	a	b
L (20 см)	3.3246	0.3031
S (10 см)	6.0416	0.6066
C (5.5 см)	11.2138	1.1344
X (3 см)	17.8308	1.6743
Ku (2.2 см)	25.0319	2.1007

Морская поверхность для разных длин волн радиолокатора

Введение в рассмотрение граничного волнового числа приведет к изменению поверхности, участвующей в отражении электромагнитного излучения. Выполним моделирование крупномасштабной составляющей морской поверхности для разных длин волн и сравним результаты.

На рис. 4 представлены двумерные сечения трехмерной морской поверхности в рамках двухмасштабной модели поверхности при скорости ветра $U_{10} = 5$ м/с и полностью

развитого ветрового волнения $\tilde{\chi} = 20170$ для Ku- C- и L-диапазонов и полного спектра волнения.

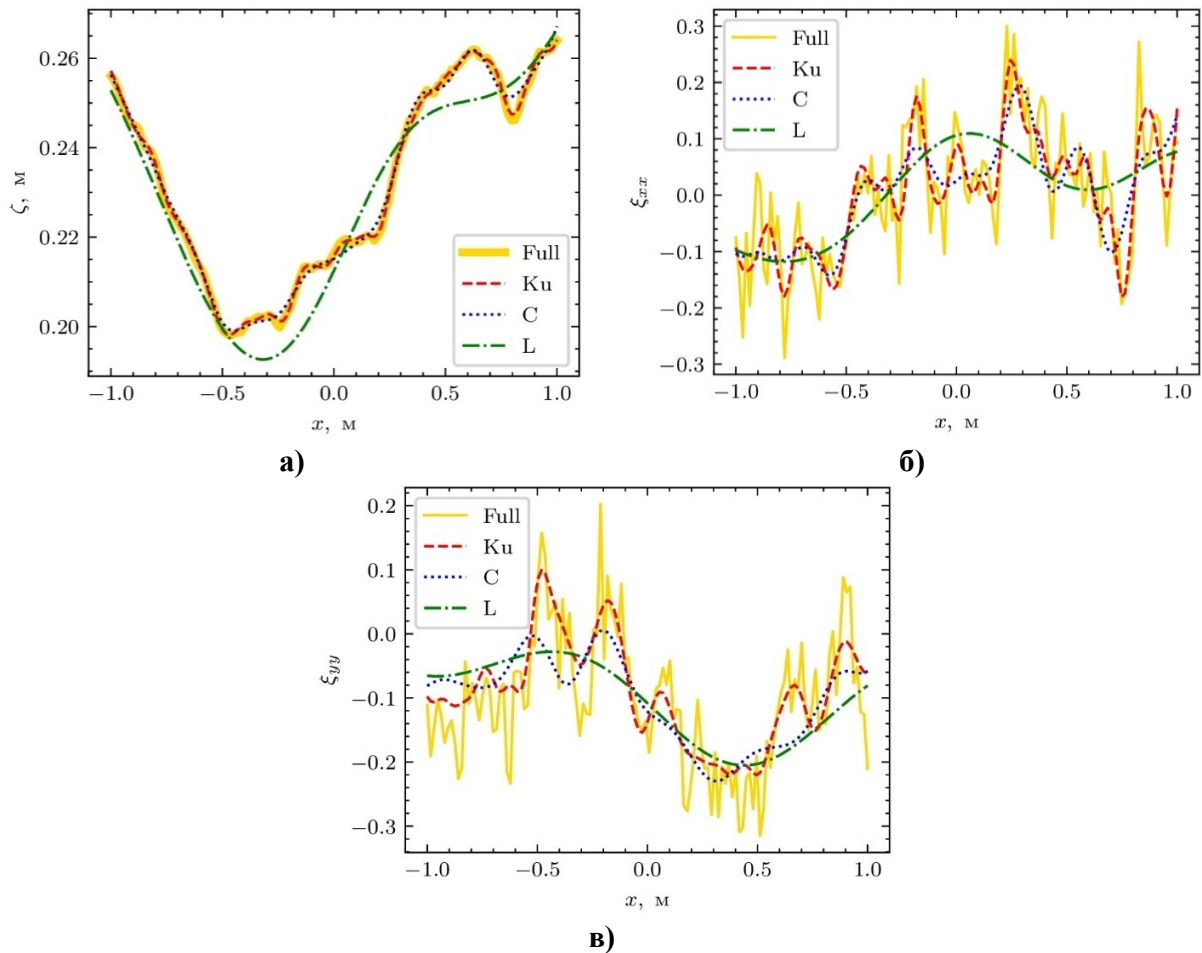


Рис. 4. Двумерные сечения полей а) высот, б) уклонов вдоль распространения волны, в) уклонов поперек распространения волны для Ku-, C- и L-диапазонов (красные, синие и зеленые кривые соответственно) в сравнении с полем для полного спектра волнения (желтая кривая). Полностью развитое волнение, скорость ветра $U_{10} = 5$ м/с

Несмотря на явные визуальные отличия поверхностей в разных диапазонах, для поля высот различия оказываются несущественными и дисперсия высот оказывается фактически одинаковой (см. рис. 5). Следовательно, в задачах альтиметрии, в которых для восстановления высоты до поверхности оценивается дисперсия высот [9, 13], излученная длина волны не играет существенной роли.

Значение граничного волнового числа оказывается важным для поля уклонов, дисперсия которых используются при восстановлении удельного сечения обратного рассеяния (УЭПР) и, как следствие, скорости приводного ветра [12].

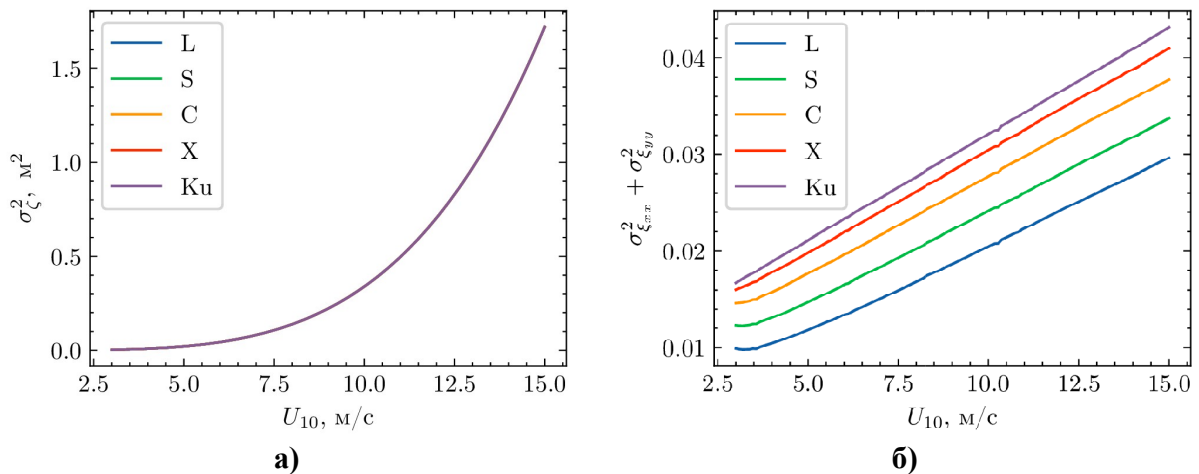


Рис. 5. а) дисперсия высот б) полная дисперсия уклонов для L-, S-, C-, X-, Ku-диапазонов (снизу вверх - 20 см, 10 см, 5.5 см, 3 см, 2.2 см соответственно)

Выводы

Численное моделирование морского волнения активно используется для изучения рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона морской поверхностью и решения обратных задач, т. е. определения параметров волнения и скорости приводного ветра по данным дистанционного зондирования. Проведение «численных» экспериментов позволяет исследовать свойства отраженного радиолокационного сигнала для широкого спектра условий, которые зачастую невозможно наблюдать в эксперименте из-за ограниченности длительности экспериментов. Точность моделирования в значительной степени зависит от «качества» используемой модели спектра волнения. При моделировании скаттерометров и оценке точности алгоритмов определения скорости приводного ветра использовались геофизические модельные функции, например, [14]. Геофизические модельные функции дают однозначную связь скорости ветра и сечения обратного рассеяния, что не соответствует действительности. Исследования показали, что степень развития волнения оказывает сильное влияние на точность восстановления скорости приводного ветра по скаттерометрическим и альтиметрическим данным, например, [15], [16]. Для того, чтобы исследовать этот эффект с помощью численного моделирования, необходимо использовать модель спектра волнения. В [8] была построена модифицированная модель спектра волнения для выполнения численного моделирования скаттерометрических измерений с целью получения оценки влияния параметров волнения и степени его развития на точность алгоритма восстановления скорости проводного ветра.

В данной работе для модифицированной модели спектра волнения были получены зависимости граничного волнового числа, которые, в соответствии с двухмасштабной моделью рассеивающей поверхности, делят спектр волнения на крупномасштабную и мелкомасштабную составляющие для Ku-, X-, C-, и L- диапазонов.

Численное моделирование морской поверхности в вышеперечисленных диапазонах показало, что наблюдаются отличия статистических характеристик рассеивающих поверхностей для разных диапазонов длин волн зондирующего излучения и это надо учитывать при решении прямой и обратной задачи.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 20-05-00462-а).

Литература

1. A. Slunyaev, “Nonlinear analysis and simulations of measured freak wave time series,” *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, vol. 25, no. 5, pp. 621–635, 2006, doi: <https://doi.org/10.1016/j.euromechflu.2006.03.005>.
2. A. Slunyaev, “Numerical simulation of ‘limiting’ envelope solitons of gravity waves on deep water” , *J. Exp. Theor. Phys.*, vol. 109, p. 676, 2009, doi: <https://doi.org/10.1134/S1063776109100148>.
3. B. J. West, K. A. Brueckner, R. S. Janda, D. M. Milder, and R. L. Milton, “A new numerical method for surface hydrodynamics,” *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 92, no. C11, pp. 11803–11824, 1987, doi: <https://doi.org/10.1029/JC092iC11p11803>.
4. User manual and system documentation of WAVEWATCH III. U. S. Department of Commerce National Oceanic; Atmospheric Administration National Weather Service, 2016.
5. SWAN – user manual. University of Technology, 2006, p. 129.
6. Gunter, S. Hasselman, and J. P., *The WAM model cycle 4*. University of Technology, 1992, p. 101. M. Longuet-Higgins, “The statistical analysis of a random, moving surface”,
7. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, vol. 249, pp. 321–387, 1957.
8. M. Ryabkova, V. Karaev, J. Guo, and Yu. Titchenko, “A Review of Wave Spectrum Models as Applied to the Problem of Radar Probing of the Sea Surface,” *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 124, no. 10, pp. 7104–7134, 2019.
9. В. Пустовойтенко и А. Запезалов, *Оперативная океанография: современное состояние перспективы и проблемы спутниковой альтиметрии*. Севастополь, 2012, p. 218.
10. К. Караев, Г. Баландина, “Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование”, *Исследование Земли из космоса*, №5, стр.1-12, 2000.
11. Ф. Г. Басс и И. М. Фукс, *Рассеяние волн на статистически неровной поверхности*. Москва, 1972, p. 424.
12. M. A. Panfilova and V. Y. Karaev, “Evaluation of the boundary wave number for the two-scale model of backscatter of microwaves in Ka- and Ku-band by the sea surface using the Dual-frequency Precipitation Radar data.” Beijing, China, 2016, doi: 10.1109/IGARSS.2016.7729956.
13. В. Ю. Караев, Е. М. Мешков и Ю. А. Титченко, “Подводный акустический высотомер”, « *Известия вузов. Радиофизика*, vol. 57, no. 7, 2014.
14. V. Yu. Karaev et al., “Russian scatterometer: Discussion of the concept,” *International Journal of Remote Sensing*, vol. 36, no. 24, pp. 6056–6084, 2015, doi: 10.1080/01431161.2015.1110637.
15. V. Yu. Karaev, M. A. Panfilova, and G. Jie, “Влияние типа волнения на сечение обратного рассеяния в области средних углов падения,” *Исслед. Земли из космоса*, no. 1–2, pp. 1–8, 2016.
16. V. Yu. Karaev et al., “On the problem of the near ocean surface wind speed retrieval by radar altimeter: A two-parameter algorithm,” *International Journal of Remote Sensing*, vol. 23, no. 16, pp. 3263–3283, 2002.
17. Yurovskaya M. V., *Directional short wind wave spectra derived from the sea surface photography / Yurovskaya M. V., Dulov V. A., Chapron B., Kudryavtsev V. N. // Journal of Geophysical Research – 2013. – V.118 –№ 9. – P. 1-15.*