

DOI: <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2021.10.6>

УДК: 551.46

ГОДОВОЙ ХОД ПОГРЕШНОСТИ РАДИОАЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ, ОБУСЛОВЛЕННОЙ НЕЛИНЕЙНОСТЬЮ МОРСКИХ ВОЛН

А. С. Запевалов

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

Статья поступила в редакцию 5 октября 2021 г.

Аннотация. Анализируется изменчивость погрешности альтиметрического определения уровня поверхности Черного моря, обусловленная нелинейностью морских волн ΔL . Нелинейность приводит к отклонениям распределения возвышений отражающей радиоволны поверхности от распределения Гаусса. Погрешность возникает вследствие того, что медиана квазигауссова распределения возвышений поверхности не совпадает со средним уровнем поверхности. Анализ проводится в рамках модели Брауна (Brown), описывающей форму отраженного от морской поверхности импульса радиоальтиметра, который установлен на космическом аппарате. Для анализа используются данные численной оперативной модели поля поверхностных волн. При расчетах формы отраженного импульса альтиметра введен дополнительный предиктор – крутизна волн. Показано, что существует четко выраженный годовой ход погрешности ΔL . Ее наиболее высокие значения наблюдаются в зимний период, когда среднемесячное значение достигает уровня 0.25 м, в летний период эта погрешность снижается до 0.08-0.10 м. Для Черного моря максимальное значение ΔL , рассчитанное по трехчасовым характеристикам поверхностных волн, равно 0.4 м, среднее за год значение ΔL равно 0.17 м.

Ключевые слова: альтиметрия, модель Брауна, поверхностные волны, распределение возвышений поверхности.

Abstract. The variability of the error of the altimetric determination of the Black Sea level ΔL due to the nonlinearity of sea waves is analyzed. The nonlinearity leads to deviations in the distribution of elevations of the reflecting radio wave surface from the Gaussian distribution. The error occurs due to the fact that the median of the non-Gaussian distribution of surface elevations does not coincide with the average surface level. The analysis is carried out within the framework of the Brown model, which describes the shape of an altimetric pulse reflected from the sea surface. Data from a numerical operational model of the surface wave field are used for the analysis. When calculating the shape of the reflected pulse of the altimeter, an additional predictor is introduced – the steepness of the waves. It is shown that there is a clearly defined annual variation of the error ΔL . Its highest values are observed in winter, when the average monthly value reaches the level of 0.25 m, in summer this error decreases to 0.08-01 m. The maximum value calculated from the three-hour characteristics of surface waves is 0.4 m, the average value is 0.17 m.

Key words: altimetry, Brown model, surface waves, distribution of surface elevations.

Введение.

Развитие спутниковой океанографии в первую очередь связано с совершенствованием средств зондирования океана из космоса, углублением нашего понимания процесса формирования сигнала, регистрируемого на космическом аппарате, а также с углублением наших знаний о структуре и изменчивости морской поверхности [1-4].

Одним из главных направлений спутниковой океанографии является радиоальтиметрия. Достигнутая к настоящему времени точность альтиметрического измерения уровня морской поверхности недостаточна для решения ряда океанографических задач, что делает актуальной задачу ее повышения [5, 6]. Основным фактором, который влияет на ошибку измерения уровня моря, является изменчивость топографических характеристик его

поверхности, которые формируют отраженный сигнал радиоальтиметра [7, 8]. Одной из составляющих, приводящих к возникновению указанной ошибки, являются отклонения распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса [9, 10].

Повышение точности альтиметрических измерений не может быть достигнуто только путем совершенствования технических средств. В настоящее время разрабатываются методы коррекции ошибок измерения уровня, в которых изменчивость состояния морской поверхности учитывается в рамках оперативных волновых моделей [11].

Условия волнообразования для разных акваторий Мирового океана в разные сезоны существенно отличаются, как следствие различны их характеристики и соответственно различны ошибки, вызванные изменением состояния морской поверхности. Коррекцию альтиметрических данных необходимо проводить с учетом региональных особенностей. В настоящей работе на основе оперативной волновой модели MFWAM [12] для Черного моря анализируются ошибки, вызванные сезонной изменчивостью ветрового волнения.

1. Формирование сигнала радиоальтиметра.

Физическим механизмом, определяющим формирование сигнала радиоальтиметра, является механизм квазизеркального отражения. Зеркальное отражение создают поверхностные волны, длина которых много больше длины радиоволны [13]. Более короткие поверхностные волны создают диффузное рассеяние. Зеркальное отражение радиоволн от шероховатой поверхности описывает метод Кирхгофа (метод касательной плоскости), который основан на предположении, что отраженное поле можно описать, используя законы геометрической оптики.

В общем виде сигнал радиоальтиметра, установленного на космическом аппарате, описывается сверткой трех функций [14]

$$V(t) = F_r(t) * s_r(t) * q_s(t), \quad (1)$$

где t – время; $F_r(t)$ – форма импульса, отраженного от плоской поверхности; $s_r(t)$ – форма зондирующего импульса; $q_s(t)$ – функция, связанная с плотностью точек зеркального отражения; символ $*$ – означает свертку. Функции $F_r(t)$ и $s_r(t)$ определяются характеристиками альтиметра и условия зондирования, функция $q_s(t)$ определяется характеристиками морской поверхности. Форма отраженного от плоской поверхности импульса имеет вид [15]

$$F_r(t) = a \exp\left[-\frac{4c}{\gamma h} \cos(2\xi_0)t\right] I_0\left(2\sqrt{\frac{4c}{\gamma^2 h} \sin^2(2\xi_0)t}\right) H(t), \quad (2)$$

где a – амплитуда; c – скорость света; γ – ширина луча антенны; h – высота орбиты космического аппарата; ξ_0 – абсолютное значение угла падения; I_0 – модифицированная функция Бесселя первого рода; $H(t)$ – единичная функция Хевисайда. Если зондирование осуществляется строго вертикально ($\xi_0 = 0$), то функция I_0 равна единице. Будем полагать, что форма зондирующего радиоимпульса является гауссовой

$$s_r(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi D_r}} \exp\left(-\frac{t^2}{2D_r}\right), \quad (3)$$

где параметр D_r определяет ширину радиоимпульса.

Распределение высот точек зеркального отражения на морской поверхности предполагается совпадающим с распределением ее возвышений. Соответственно функция $q_s(t)$ может быть получена путем замены переменных функции плотности вероятностей возвышений морской поверхности $P(\eta)$ на основе линейного соотношения [10]

$$t = \eta/(c/2). \quad (4)$$

где η – возвышение поверхности. Аппроксимацию функции плотности вероятностей построим на основе усеченного ряда Грама-Шарлье

$$P_{G-c}(\eta) = \frac{\exp\left(-\frac{\eta^2}{2D}\right)}{\sqrt{2\pi D}} \left[1 + \frac{A}{6} H_3\left(\frac{\eta}{\sqrt{D}}\right) + \frac{E}{24} H_4\left(\frac{\eta}{\sqrt{D}}\right)\right], \quad (5)$$

где D , A и E – дисперсия, асимметрия и эксцесс соответственно; H_3 и H_4 – ортогональные полиномы Эрмита третьего и четвертого порядков. При анализе данных волнографических измерений вместо параметра D принято использовать значительную высоту волн h_s , равную средней высоте трети самых высоких волн, $h_s = 4\sqrt{D}$. Таким образом, функцию $q_s(t)$, а соответственно и ошибку определения уровня, вызванную отклонением от распределения Гаусса, определяют три параметра, h_s , A и E .

Для численных расчетов значения параметров, характеризующих условие альтиметрических измерений и характеристики самого альтиметра, примем равными соответствующим параметрам альтиметра, установленного на космическом аппарате SEASAT-1: $\theta_w = 1.6^\circ$, $\sqrt{D_r} = 1.327$ нс и $h = 8 \times 10^5$ м [15]. Отметим, что замена значений указанных параметров, на характеристики, соответствующие альтиметрам, установленным на современных космических аппаратах, не вносит принципиальных изменений [10].

Смещение переднего фронта отраженного импульса при изменении асимметрии распределения возвышений морской поверхности и $E = 0$ показаны на рис. 1. При построении рис. 1 использовалось нормирование, в соответствии с которым $\max(V(t)) = 1$. Значительная высота волн принята равной 3 м. Видно, что при росте асимметрии происходит запаздывание переднего фронта.

Пусть параметр Δt соответствует смещению переднего фронта импульса $V(t)$ относительно импульса, отраженного от идеализированной гауссовой поверхности. Тогда ошибка определения уровня, обусловленная нелинейностью морских волн, равна

$$\Delta L = (C/2)\Delta t. \quad (6)$$

Смещение переднего фронта на 0.1 нс соответствует изменению расчетного уровня поверхности на 1.5 см.

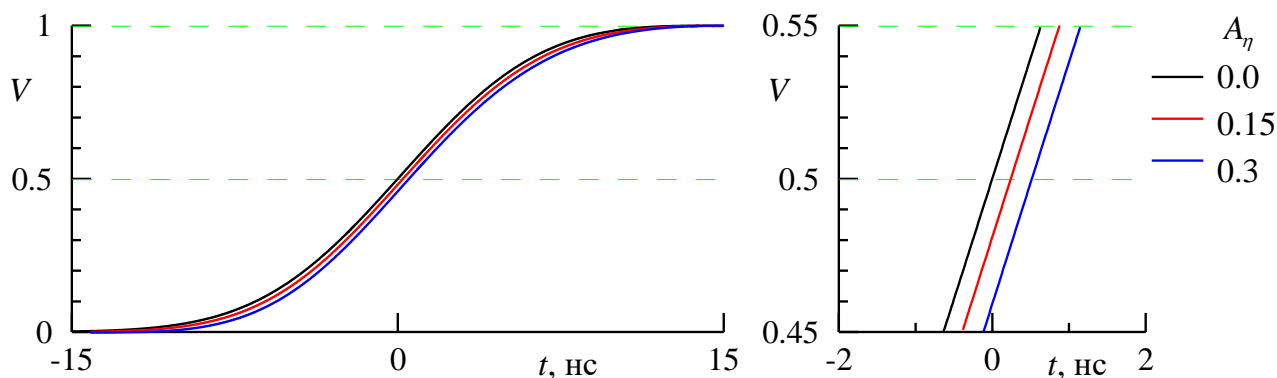


Рис.1. Смещение переднего фронта отраженного от морской поверхности импульса альтиметра $V(t)$.

2. Моделирование характеристик морских волн.

Одним из путей снижения ошибок определения уровня является их параметризация. Обычно используются два предиктора, каковыми являются значительная высота волн и скорость ветра. В последние годы в качестве еще одного предиктора рассматривается возможность дополнительно использовать средний период волн T_0 [9, 11], который, как и первые два, можно определить по данным альтиметрических измерений [16, 17].

Теоретические работы, выполненные в середине прошлого века, показали, что основным параметром, определяющим нелинейность морских волн, является их крутизна ε [18, 19]. Зависимость от крутизны ε отклонений от распределения Гаусса была подтверждена в лотковых [20] и натуральных экспериментах [4]. Крутизна волн определяется как

$$\varepsilon = 4h_s k_0, \quad (7)$$

где k_0 – волновое число. Для гравитационных волн на глубокой воде волновое число k_0 связано с периодом доминантных волн T_0 дисперсионным соотношением

$$(2\pi/T)^2 = g k, \quad (8)$$

где g – гравитационное ускорение. Отсюда получаем

$$\varepsilon = 4h_s (2\pi/T_0)^2 / g. \quad (9)$$

В настоящее время для моделирования поля поверхностных волн на разных акваториях Мирового океана используется ряд концептуально подобных численных моделей [21, 22]. Здесь мы используем продукт, полученный с помощью модели MFWAM (Meteo France WAve Model), в которой для повышения достоверности ассимилируются данные радиоальтиметров, которые установлены на космических аппаратах Jason-2 и Jason-3, SARAL и CryoSat-2. Расчеты в модели MFWAM проводятся с шагом по времени, равным 3 ч на пространственной сетке с размерами ячеек $1/12^\circ$, что примерно соответствует размерам 8×8 км [12].

Выходными параметрами модели MFWAM, в частности, являются высота значительных волн и средняя частота волн f_0 . Последняя определяется как средняя частота с весом пропорциональным спектру возвышений

$$f_0 = \frac{1}{(h_s/4)^2} \int f S(f) df, \quad (10)$$

где $S(f)$ – волновой спектр. Соответственно период доминантных (основных энергонесущих) волн $T_0 = 1/f_0$. Для узкополосного спектра частота f_0 близка к частоте спектрального максимума. Проанализирован двухлетний массив данных, полученный в интервал времени с 01.06.2016 г. по 31.05.2018 г. Сезонные изменения характеристик поверхностных волн в центральной глубоководной части Черного моря представлены на рис. 2.

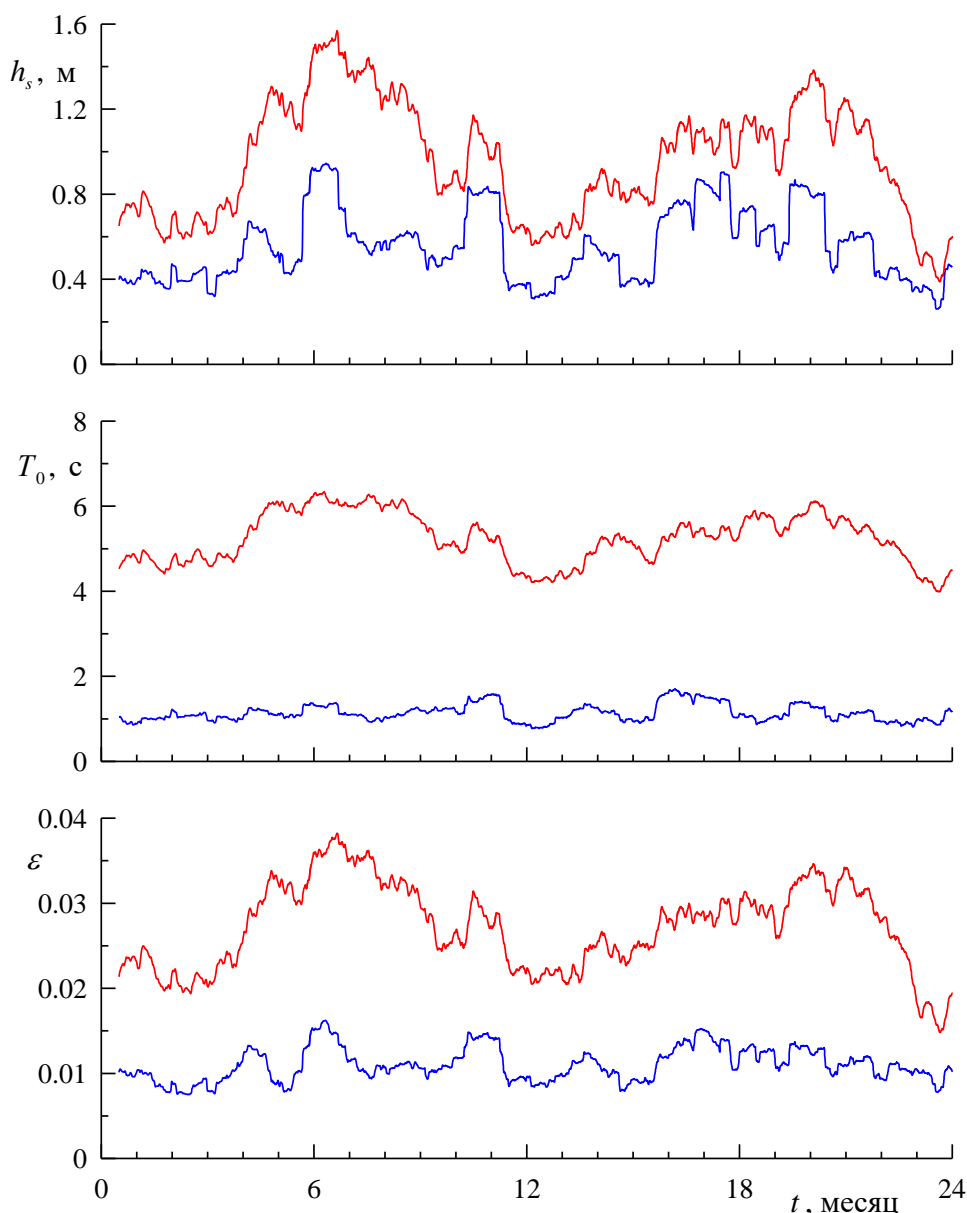


Рис. 2. Сезонные изменения характеристик поверхностных волн в Черном море. Красная линия – среднее значение, синяя – среднеквадратическое отклонение.

На оси абсцисс за нулевой момент времени принято 01.06.2016 г. Чтобы выделить сезонные изменения модельные данные были сглажены фильтром скользящего среднего, длина которого соответствовала одному месяцу.

Для дальнейших расчетов будем использовать нелинейную модель второго порядка, основанную на разложении волнового профиля по степеням малого параметра [23, 24]. Малым параметром является крутизна ε . Модель описывает возвышение поверхности в виде суммы двух составляющих

$\eta(x, t) = \eta_L(x, t) + \eta_N(x, t)$. Первая (линейная) составляющая представляет собой суперпозицию синусоидальных волн

$$\eta_L(x, t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos \psi_n, \quad (11)$$

где x – пространственная координата; a_n – амплитуда; $\psi_n = k_n x - \omega_n t + \varphi_n$; k_n – волновое число; ω_n – угловая частота; φ_n – фаза. Вторая (нелинейная) составляющая описывается уравнением

$$\eta_N(x, t) = \sum_{m=1}^{\infty} \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ a_n a_m \left[B_{mn}^- \cos(\psi_m - \psi_n) + B_{mn}^+ \cos(\psi_m + \psi_n) \right] \right\}, \quad (12)$$

где B_{mn}^- и B_{mn}^+ – передаточные функции второго порядка. Функции B_{mn}^- и B_{mn}^+ рассчитываются из уравнения Лапласа для потенциала скоростей с нелинейными граничными условиями. Аналитические зависимости, связывающие статистические моменты поверхностных волн и их крутизну, имеют вид

$$A = 3\varepsilon + O(\varepsilon^3), \quad (13)$$

$$E = 12\varepsilon^2 + O(\varepsilon^4). \quad (14)$$

3. Численное моделирование ошибки определения уровня ΔL .

Параметры поверхностных волн характеризуются сильной временной изменчивостью, соответственно сильная изменчивость присуща ошибке ΔL . Для Черного моря максимальное значение ошибки ΔL , рассчитанное по “мгновенным” значениям волновых параметров, равно 0.40 м. Мгновенными в данном случае являются значения, соответствующие трехчасовому шагу в модели MFWAM. Среднее за анализируемый период значение ΔL равно 0.17 м при среднеквадратическом отклонении 0.11 м. В этот период значительная высота волн достигала 5.6 м, ее среднее значение составило 0.92 м.

Изменение во времени сглаженной фильтром скользящего среднего ошибки ΔL подобно изменению волновых параметров h_s , T_0 и ε (см. рис. 3). Был выбран тот же период сглаживания (один месяц), что и при построении рис. 2. Видно, что наблюдается хорошо выраженный годовой ход ΔL . Наиболее

высокие значения ΔL наблюдаются в зимний период, когда среднемесячное значение достигает уровня 0.25 м. В летний период погрешность снижается до 0.08-0.10 м.

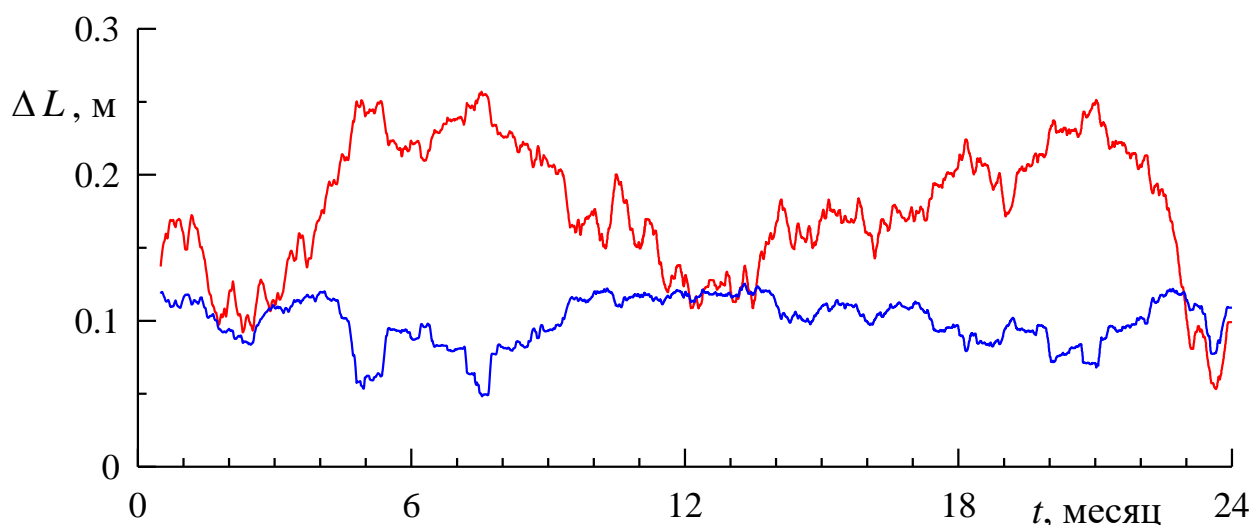


Рис. 3. Сезонный ход ошибки определения уровня Черного моря ΔL . Красная линия – среднее значение, синяя – среднеквадратическое отклонение

Заключение.

Проведен анализ погрешности ΔL альтиметрических измерений уровня Черного моря, вызванной нелинейностью поля поверхностных волн. Для моделирования формы отраженного импульса альтиметра использовалась модель Брауна, в которой входными данными являлись результаты расчета параметров поверхностных волн по модели MFWAM. Расчет функции плотности вероятностей возвышений морской поверхности осуществлялся в рамках нелинейной модели поверхностных волн второго порядка.

Показано, что существует четко выраженный годовой ход погрешности ΔL . Ее наиболее высокие значения наблюдаются в зимний период, когда среднемесячное значение ΔL достигает уровня 0.25 м, в летний период эта погрешность снижается до 0.08-0.10 м.

Среднее за весь анализируемый период (с 01.06.2016 г. по 31.05.2018 г.) значение ΔL равно 0.17 м при среднеквадратическом отклонении 0.11 м. В этот

период значительная высота волн достигала 5.6 м, ее среднее значение составило 0.92 м.

Финансирование.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме: 0555-2021-0003 «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. Пустовойтенко В.В., Радайкина Л.Н., Терехин Ю.В., Коротаев Г.К. Космические средства радиолокационного мониторинга морских акваторий. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2008. №16. С.45-83.
2. Pustovoitenko V.V., Bolshakov A.N. Short-wave radiolocation in oceanography. *Physical Oceanography*. 1994. V.5. P.309-317.
<https://doi.org/10.1007/BF02197022>
3. Danilychev M.V., Nikolaev A.N., Kutuza B.G. Application of the kirchhoff method for practical calculations in microwave radiometry of wavy sea surface. *Journal of Communications Technology and Electronics*. 2009. V.54. №8. P.869-878.
4. Запевалов А.С., Гармашов А.В. Асимметрия и эксцесс поверхностных волн в прибрежной зоне Черного моря. *Морской гидрофизический журнал*. 2021. Т.37. № 4. С. 447-459. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2021-4-447-459>
5. Ablain M., Legeais J.F., Prandi P., Marcos M., Fenoglio-Marc L., Dieng H.B., Benveniste J., Cazenave A. Satellite altimetry-based sea level at global and regional scales. *Surveys in Geophysics*. 2017. V.38. P.7-31. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9389-8>

6. Лебедев С.А., Гусев И.В. Международный опыт калибровки данных спутниковой альтиметрии на стационарных и временных полигонах. *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2021. Т.18. №2. С.18-35. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-18-35>
7. Cheng Y., Xu Q., Gao L., Li X., Zou B., Liu T. Sea state bias variability in satellite altimetry data. *Remote Sensing*. 2019. V.11. №10. P.1176. <https://doi.org/10.3390/rs11101176>
8. Badulin S.I., Grigorieva V.G., Shabanov P.A., Sharmar V.D., Karpov I.O. Sea state bias in altimetry measurements within the theory of similarity for wind-driven seas. *Advances in Space Research*. 2021. V.68. №2. P.978-988. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.11.040>
9. Pires N., Fernandes M., Gommenginger C., Scharroo R. A conceptually simple modeling approach for Jason-1 sea state bias correction based on 3 parameters exclusively derived from altimetric information. *Remote Sensing*. 2016. V.8. №7. P.576. <https://doi.org/10.3390/rs8070576>
10. Запевалов А.С. Влияние асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской поверхности на точность альтиметрических измерений ее уровня. *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2012. Т.48. №2. С.224-231.
11. Tran N., Vandemark D., Labroue S., Feng H., Chapron B., Tolman H.L., Lambin J., Picot N. Sea state bias in altimeter sea level estimates determined by combining wave model and satellite data. *Journal of Geophysical Research*. 2010. V.115. №C3. P.C03020. <https://doi.org/10.1029/2009jc005534>
12. Ardhuin F., et al. Semi empirical dissipation source functions for wind-wave models. Part I: definition and calibration and validation at global scales. *Journal of Physical Oceanography*. 2010. V.40. P.1917-1941. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4324.1>
13. Басс Ф.Г., Фукс И.М. *Рассеяние волн на статистически неровной поверхности*. Москва, Наука. 1972. 424 с.

14. Brown G.S. The average impulse response of a rough surface and its applications. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 1977. V.25. №1. P.67-74. <https://doi.org/10.1109/TAP.1977.1141536>
15. Hayne G.S. Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering. *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 1980. V.28. №5. P.687-692. <https://doi.org/10.1109/TAP.1980.1142398>
16. Quilfen Y., Chapron B., Collard F., Serre M. Calibration/validation of an altimeter wave period model and application to TOPEX/Poseidon and Jason-1 altimeters. *Marine Geodesy*. 2004. V.27. №3-4. P.535-549. <https://doi.org/10.1080/01490410490902025>
17. Караев В.Ю., Мешков Е.М., Коттон Д., Чу К. К вопросу об определении волнового периода морского волнения по радиоальтиметрическим данным. *Известия высших учебных заведений. Радиофизика*. 2013. Т.56. №3. С.135-148.
18. Phillips O.M. On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude. Part 2. *Journal of Fluid Mechanics*. 1961. V.11. P.143-155. <https://doi.org/10.1017/S0022112061000913>
19. Longuet-Higgins M.S. The effect of non-linearities on statistical distribution in the theory of sea waves. *Journal of Fluid Mechanics*. 1963. V.17. №3. P.459-480. <https://doi.org/10.1017/S0022112063001452>
20. Huang N.E., Long S.R. An experimental investigation of the surface elevation probability distribution and statistics of wind-generated waves. *Journal of Fluid Mechanics*. 1980. V.101. №1. P.179-200. <https://doi.org/10.1017/s0022112080001590>
21. Михайличенко С.Ю., Гармашов А.В., Фомин В.В. Верификация модели ветрового волнения SWAN по наблюдениям на стационарной океанографической платформе Черноморского гидрофизического полигона РАН. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря*. 2016. №2. С.52-57.

22. Ратнер Ю.Б., Фомин В.В., Иванчик А.М., Иванчик М.В. Система оперативного прогноза ветрового волнения черноморского центра морских прогнозов. *Морской гидрофизический журнал*. 2017. №5 (197). С.56-66. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-5-56-66>
23. Tayfun M.A., Alkhalidi M.A. Distribution of surface elevations in nonlinear seas. *Offshore Technology Conference Asia*. 2016. OTC-26436-MS. <https://doi.org/10.4043/26436-MS>
24. Gao Z., Sun Z., Liang S. Probability density function for wave elevation based on Gaussian mixture models. *Ocean Engineering*. 2020. V.213. P.107815. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2020.107815>

Для цитирования:

Запевалов А.С. Годовой ход погрешности радиоальтиметрических измерений уровня Черного моря, обусловленной нелинейностью морских волн. *Журнал радиоэлектроники* [электронный журнал]. 2021. №10. <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2021.10.6>