

УДК 551.465.6

ВЛИЯНИЕ АСИММЕТРИИ И ЭКСЦЕССА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗВЫШЕНИЙ ВЗВОЛНОВАННОЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ТОЧНОСТЬ АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ЕЕ УРОВНЯ

© 2012 г. А. С. Запевалов

*Морской гидрофизический институт НАН Украины
99011 Украина, Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail: sevzepter@mail.ru*

Поступила в редакцию 28.10.2010 г., после доработки 30.03.2011 г.

Оценивается влияние наблюдаемых в натурных условиях изменений асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской поверхности на точность восстановления уровня морской поверхности вдоль трассы спутника. Для разных значений значимой высоты поверхностных волн получены численные оценки погрешности восстановления рельефа, обусловленной одновременным изменением асимметрии и эксцесса. Показано, что с уменьшением эксцесса влияние изменений асимметрии на точность альтиметрических измерений уровня возрастает. Отмечены ограничения в использовании модели Грама–Шарлье при моделировании формы радиоимпульсов, отраженных морской поверхностью.

Ключевые слова: альтиметрические измерения, морская поверхность, асимметрия, эксцесс.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время основным фактором, определяющим ошибки альтиметрических измерений уровня морской поверхности, является изменение ее состояния. Принято выделять три группы ошибок [1]. К первой группе относятся ошибки, обусловленные отклонением распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса [2, 3]. Ошибки второй группы связаны с тем, что интенсивность отражения радиоволн меняется вдоль профиля доминантной поверхностной волны [4]. Третья группа – это ошибки, связанные с предварительной обработкой регистрируемых сигналов на борту спутника [5]. В данной работе анализируются ошибки, относящиеся к первой группе.

Расстояние от спутника до морской поверхности определяется по времени регистрации переднего фронта отраженного от морской поверхности радиоимпульса. Изменчивость статистических моментов возвышений морской поверхности приводит к изменению формы радиоимпульса [6, 7]. В свою очередь, изменение формы радиоимпульса приводит к ошибкам альтиметрического определения уровня, которые по предварительным оценкам могут достигать величин порядка 10 см [2].

При расчете формы отраженного радиоимпульса используются модели плотности вероятностей, построенные на основе рядов Грама–Шарлье, коэффициенты которых рассчитывают-

ся по статистическим моментам [8]. Как правило, в приложениях, связанных с отражением радиоволн, используются аппроксимации, в которых учитывается только асимметрия распределения возвышений морской поверхности [2, 9]. При этом изменение статистических моментов более высокого порядка не анализируется.

Целью настоящей работы является анализ влияния на точность альтиметрических измерений одновременных изменений асимметрии и эксцесса распределения возвышений морской поверхности. Анализ проводится на основе данных натурных волнографических измерений.

ФОРМА ОТРАЖЕННОГО РАДИОИМПУЛЬСА

При квазивертикальном зондировании средняя форма отраженного от морской поверхности радиоимпульса описывается сверткой (модель Брауна [6])

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

где t – время; $F_r(t)$ – форма импульса, отраженного от плоской поверхности; $q_s(t)$ – функция, связанная с плотностью точек зеркального отражения; $s_r(t)$ – форма зондирующего импульса; символ $*$ – означает свертку.

Для размещенных на космических аппаратах альтиметров форма отраженного от плоской поверхности импульса имеет вид [6]

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

где a — амплитуда; c — скорость света; γ — ширина луча антенны; h — высота орбиты космического аппарата; ξ — абсолютное значение угла падения; I_0 — модифицированная функция Бесселя первого рода; $H(t)$ — единичная функция Хевисайда. 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.

Морское волнение является слабо нелинейным процессом [10, 11], а распределение его характеристик относится к квазигауссовым распределениям, что необходимо учитывать в задачах дистанционного зондирования [12]. Плотность вероятностей возвышений морской поверхности $P(\eta)$, как правило, описывается распределением Грама–Шарлье,

$$P_{G-C}(\eta) = \sum_{i=0}^{\infty} a_i H_i(\eta) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}\eta^2\right), \quad (4)$$

где η — возвышение морской поверхности; H_i — полиномы Чебышева–Эрмита i -го порядка; a_i — коэффициенты ряда [8].

В работе [7] проанализирован случай, когда функции $F_r(t)$ и $s_r(t)$ заданы выражениями (2) и (3) соответственно, и когда функция $P(\eta)$ описывается полученным в работе [13] выражением

$$P_{G-C}(\eta) = \frac{\exp\left(-\frac{\eta^2}{2D_\eta}\right)}{\sqrt{2\pi D_\eta}} \left[1 + \frac{A_\eta}{6} H_3\left(\frac{\eta}{\sqrt{D_\eta}}\right) + \frac{E_\eta}{24} H_4\left(\frac{\eta}{\sqrt{D_\eta}}\right) + \frac{A_\eta^2}{72} H_6\left(\frac{\eta}{\sqrt{D_\eta}}\right)\right], \quad (5)$$

где D_η , A_η и E_η — соответственно дисперсия, асимметрия и эксцесс возвышений морской поверхности. При анализе данных прямых волнографических измерений, а также при анализе альтиметрических измерений часто вместо параметра D_η используется значимая высота волн H_s , т.е. средняя высота трети самых высоких волн. Между собой параметры H_s и D_η связаны соотношением $H_s = 4\sqrt{D_\eta}$ [9, 14].

Функция $q_s(t)$ рассчитывается путем преобразования плотности вероятностей возвышений морской поверхности $P_\eta(\eta)$ с помощью соотношения, связывающего возвышение поверхности η и время t

$$t = \eta/(c/2). \quad (6)$$

Если плотность вероятностей $P(\eta)$ описывается распределением Грама–Шарлье в форме (5), то

$$q_s(t) = \frac{\exp\left(-\frac{t^2}{2D_s}\right)}{\sqrt{2\pi D_s}} \left[1 + \frac{A_\eta}{6} H_3\left(\frac{t}{\sqrt{D_s}}\right) + \frac{E_\eta}{24} H_4\left(\frac{t}{\sqrt{D_s}}\right) + \frac{A_\eta^2}{72} H_6\left(\frac{t}{\sqrt{D_s}}\right)\right], \quad (7)$$

где $D_s = (4/c^2) D_\eta$.

Для случая, когда функции $q_s(t)$ и $s_r(t)$ описываются соответственно выражениями (3) и (7), их свертка

$$I(t) = q_s(t) * s_r(t) = \frac{\exp\left(-\frac{t^2}{2D}\right)}{\sqrt{2\pi D}} \times \left[1 + \frac{\tilde{A}_\eta}{6} H_3\left(\frac{t}{\sqrt{D}}\right) + \frac{\tilde{E}_\eta}{24} H_4\left(\frac{t}{\sqrt{D}}\right) + \frac{\tilde{A}_\eta^2}{72} H_6\left(\frac{t}{\sqrt{D}}\right)\right], \quad (8)$$

где $D = D_s + D_r$; $\tilde{A} = A_\eta(D_s/D)^{3/2}$; $\tilde{E} = E_\eta(D_s/D)^2$. Далее, интегрируя почленно свертку $I(t) * F_r(t)$, получаем для вертикального зондирования ($\xi = 0$) среднюю форму отраженного от морской поверхности импульса [7]

$$V(t) = \frac{a}{6} \exp\left[-d\left(\tau + \frac{d}{2}\right)\right] C(t), \quad (9)$$

где $\tau = \frac{t-t_0}{\sqrt{D}} - d$; $d = \frac{\ln 4}{\sin^2(\theta_w/2)h} \frac{c}{\sqrt{D}}$;

$$C = C_0 + \tilde{E} C_1 + \tilde{A}^2 C_2; \quad (10)$$

$$C_0 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\tau} [6 + A_\eta H_3(z+d)] \exp\left(-\frac{z^2}{2}\right) dz,$$

$$C_1 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\tau} H_4(z+d) \exp\left(-\frac{z^2}{2}\right) dz, \quad (11)$$

$$C_2 = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\tau} H_6(z+d) \exp\left(-\frac{z^2}{2}\right) dz,$$

где θ_w — ширина луча антенны, определенная по уровню половинной мощности.

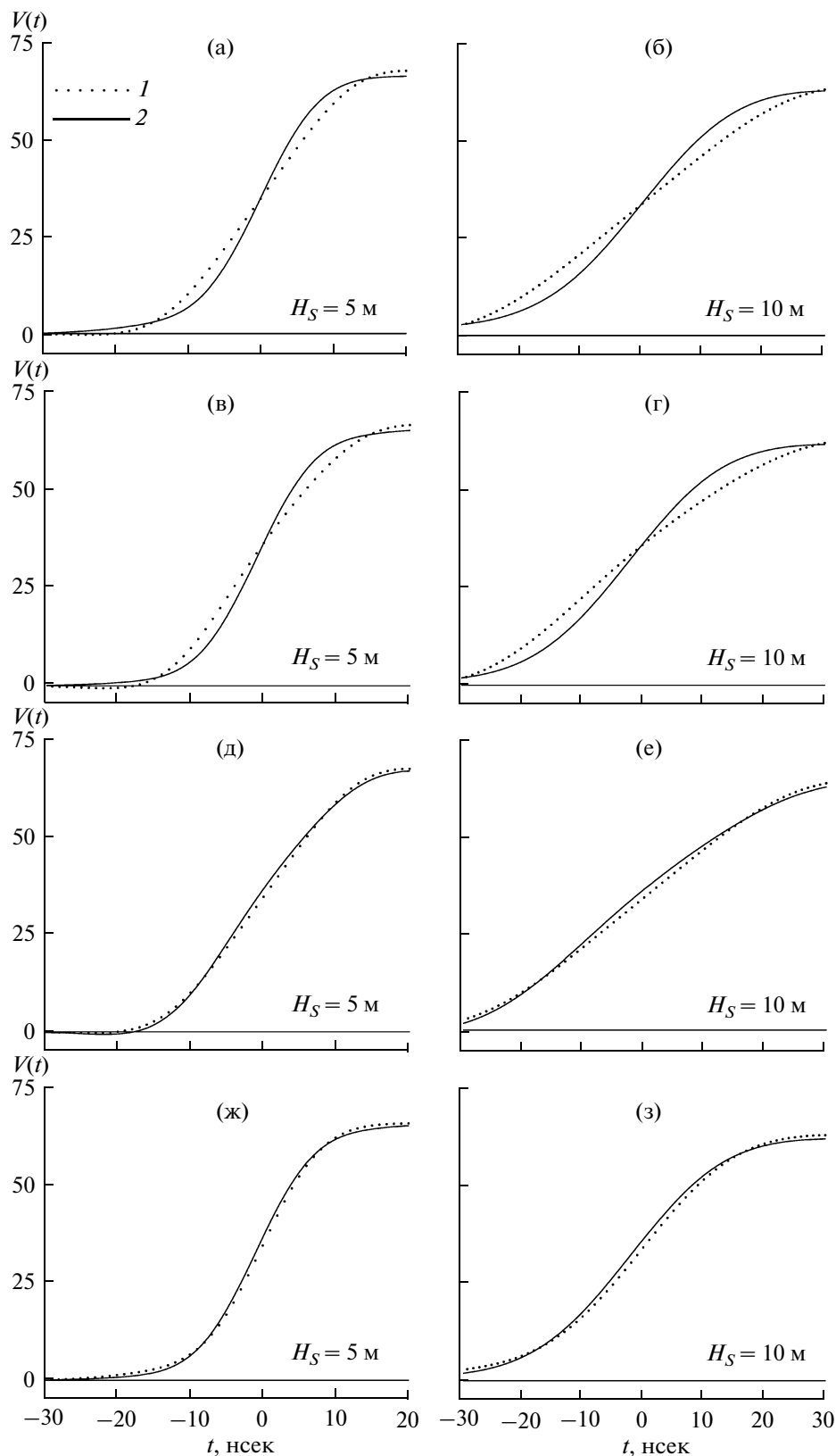


Рис. 1. Формы радиоимпульсов $V(t)$, отраженных от взволнованной морской поверхности: а, б – кривая 1 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = -0.40$, кривая 2 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = 0.40$; в, г – кривая 1 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = -0.40$, кривая 2 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = 0.40$; д, е – кривая 1 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = -0.40$, кривая 2 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = -0.40$; ж, з – кривая 1 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = -0.40$, кривая 2 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = 0.40$.

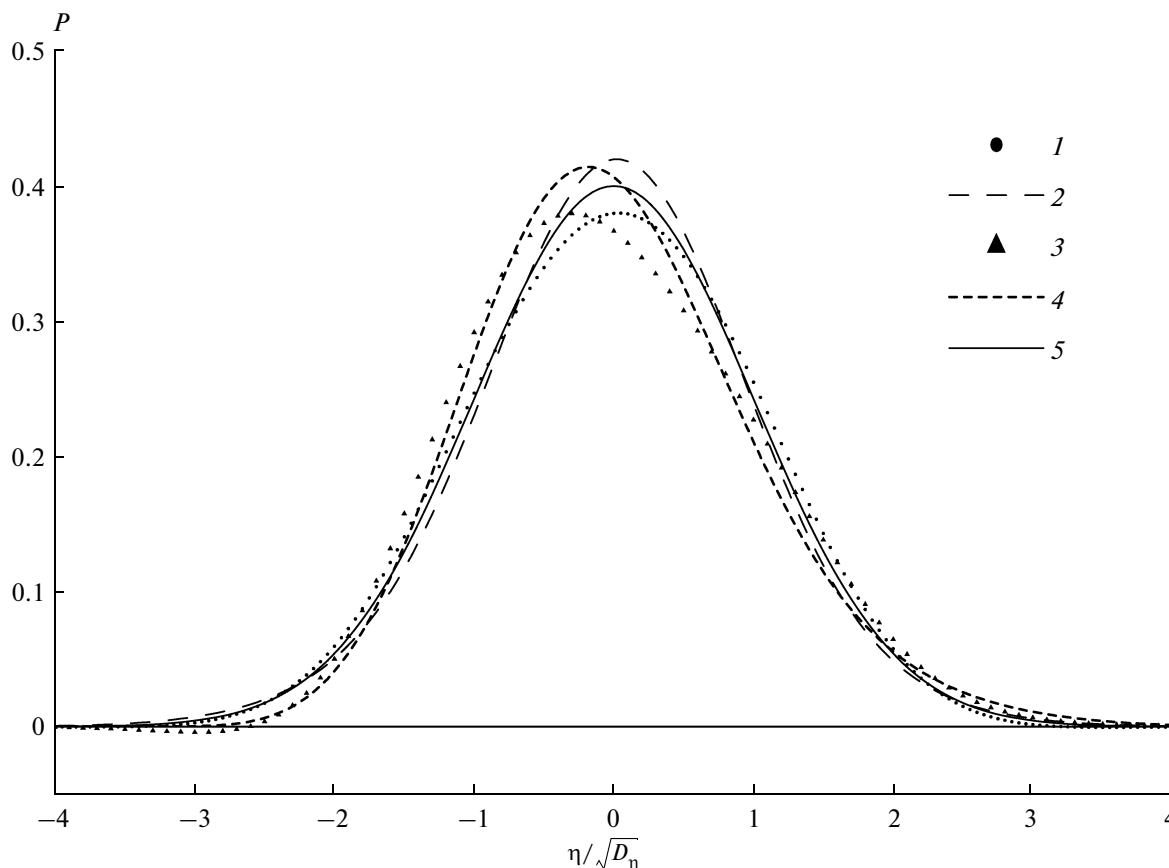


Рис. 2. Модели плотности вероятностей возвышений морской поверхности P : кривая 1 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = -0.4$; кривая 2 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = 0.4$; кривая 3 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = -0.4$; кривая 4 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = 0.4$; кривая 5 – $A_\eta = 0$, $E_\eta = 0$ (распределение Гаусса).

ЗАВИСИМОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ОТРАЖЕННОГО РАДИОИМПУЛЬСА ОТ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗВЫШЕНИЙ МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Для дальнейшего анализа воспользуемся данными прямых натурных волнографических измерений, которые представлены в работе [15]. Измерения проводились с расположенной в Северном море платформе Ekofisk, установленной на глубине около 70 м. Было получено, что в ситуациях, когда значимая высот волн превышала 4.5 м, значения асимметрии и эксцесса в основном лежат в диапазонах

$$-0.05 \leq A_\eta \leq 0.4, \quad (12)$$

$$-0.4 \leq E_\eta \leq 0.4. \quad (13)$$

Более высокие значения асимметрии и эксцесса были получены при сильных штормах, когда наблюдались аномальные волны, т.е. волны, высота которых более чем в два раза превышала значимую высоту H_s [16]. Для анализа были отобраны данные, полученные при $H_s \geq 10$ м. Для указанных условий среднее значение асимметрии

$\overline{A_\eta} = A^{(s)} = 0.32$ при среднеквадратическом отклонении 0.088, среднее значение эксцесса $\overline{E_\eta} = E^{(s)} = 0.73$ при среднеквадратическом отклонении 0.45.

Как изменения состояния морской поверхности влияют на форму отраженного радиоимпульса показано на рис. 1. При расчетах значения параметров θ_w , $\sqrt{D_r}$ и h , как в работе [7], приняты соответствующими параметрам альтиметра, установленного на SEASAT-1: $\theta_w = 1.6^\circ$, $\sqrt{D_r} = 1.327$ нсек и $h = 8 \times 10^5$ м.

На форму отраженного радиоимпульса влияют три параметра, характеризующих состояние морской поверхности: H_s , A_η и E_η . Приведенные на рис. 1 графики сгруппированы таким образом, чтобы показать влияние изменений одного из указанных параметров при фиксированных значениях двух других.

Отметим появление в некоторых ситуациях отрицательных значений в модели $V(t)$. Данный нефизический эффект обусловлен следующим. Включающие небольшое число членов модели Грама–Шарлье (в частности (5)), позволяют опи-

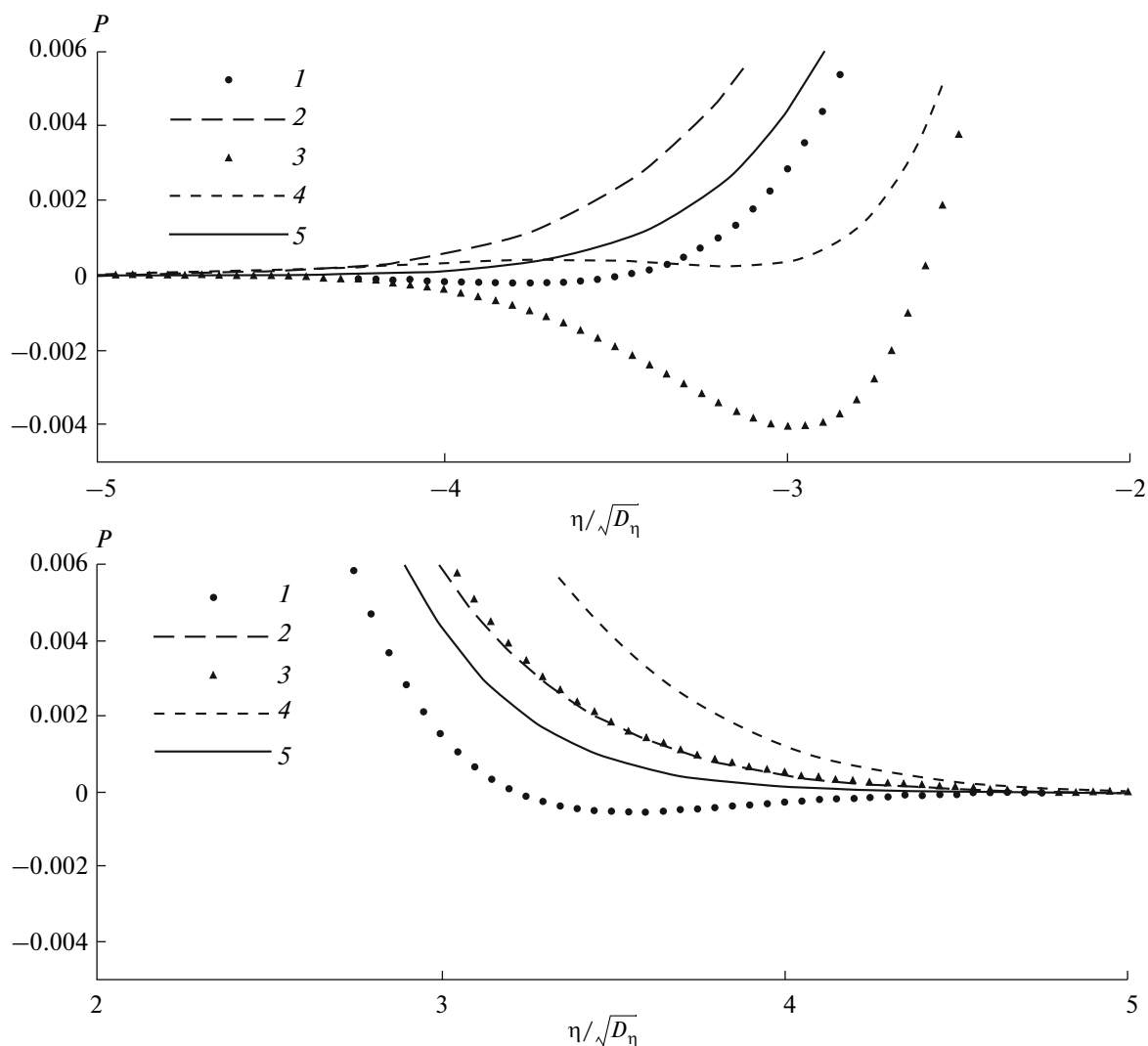


Рис. 3. Поведение модели плотности вероятностей возвышений морской поверхности P в области $2.5 < |\eta/\sqrt{D_\eta}| < 5$: кривая 1 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = -0.4$; кривая 2 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = 0.4$; кривая 3 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = -0.4$; кривая 4 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = 0.4$; кривая 5 – $A_\eta = 0$, $E_\eta = 0$.

сывать плотность вероятностей только в ограниченной области изменения случайной величины, за пределами которой возникают существенные искажения, и значения P_{G-C} могут быть отрицательными [8].

Плотности вероятностей возвышений морской поверхности как функции безразмерного возвышения морской поверхности $\eta/\sqrt{D_\eta}$, рассчитанные по модели (5), представлены на рис. 2. Использованы те же значения асимметрии и эксцесса, для которых рассчитывались формы отраженных радиопульсов, приведенные на рис. 1. Видно, что при полученных в натурных условиях значениях асимметрии и эксцесса отклонения распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса существенны.

Из рис. 2 также следует, что в некоторых ситуациях при $|\eta/\sqrt{D_\eta}| > 2.5$ значения модели (5) являются отрицательными. Отрицательные значения могут иметь место как в области отрицательных, так и в области положительных значений возвышений морской поверхности. Фрагменты модели (5), построенные для областей $-5 < \eta/\sqrt{D_\eta} < -2$ и $2 < \eta/\sqrt{D_\eta} < 5$, представлены на рис. 3.

Следует отметить, что хотя отрицательные значения $V(t)$ малы по сравнению с амплитудой отраженного импульса, их появление указывает на необходимость построения модели плотности вероятностей, позволяющей корректно описывать распределение возвышений морской поверхности в широком диапазоне.

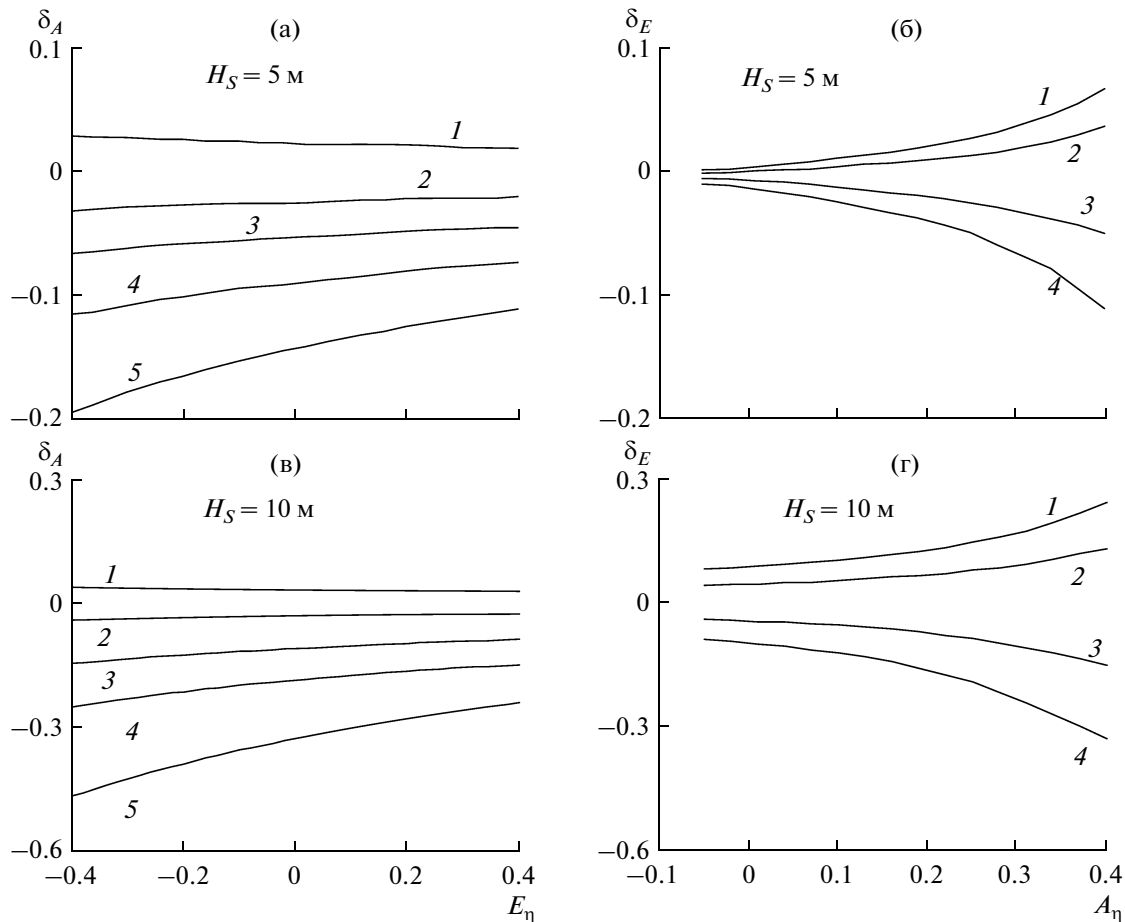


Рис. 4. Погрешности альтиметрического определения уровня морской поверхности δ_A и δ_E , вызванные соответственно отклонением асимметрии A_η и эксцесса E_η от нулевого значения; а, в – кривая 1 – $A_\eta = -0.05$; кривая 2 – $A_\eta = 0.1$; кривая 3 – $A_\eta = 0.2$; кривая 4 – $A_\eta = 0.3$; кривая 5 – $A_\eta = 0.4$; б, г – кривая 1 – $E_\eta = 0.4$; кривая 2 – $E_\eta = 0.2$; кривая 3 – $E_\eta = -0.2$; кривая 4 – $E_\eta = -0.4$.

Оценим количественно смещения переднего фронта отраженного радиоимпульса, обусловленные изменением состояния морской поверхности. Будем рассчитывать смещения по точке соответствующей половине амплитуды отраженного радиоимпульса, положение которой на оси времени обозначим как t_s .

Обусловленную асимметрией распределения возвышений морской поверхности погрешность в определении расстояния от спутника до невозмущенной морской поверхности можно описать выражением

$$\delta_A = \frac{c}{2} [t_s(A_\eta, E_\eta) - t_s(A_\eta = 0, E_\eta)], \quad (14)$$

которое рассчитывается при $H_s = \text{const}$. Зависимость параметра δ_A от эксцесса при значимой высоте волн $H_s = 5$ м и $H_s = 10$ м представлена на рис. 4а и 4в. Видно, что со смещением эксцесса в область отрицательных значений влияние изме-

нений асимметрии на точность альтиметрических измерений возрастает.

Аналогичным образом оценим разность в определении расстояния от спутника до невозмущенной морской поверхности, обусловленную отклонением эксцесса от нулевого значения

$$\delta_E = \frac{c}{2} [t_s(A_\eta, E_\eta) - t_s(A_\eta, E_\eta = 0)]. \quad (15)$$

Зависимость параметра δ_E от эксцесса при значимой высоте волн $H_s = 5$ м и $H_s = 10$ м представлена на рис. 4б и 4г.

При анализе погрешности определения уровня моря, обусловленной отклонением распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса, как правило, учитывается только изменение его асимметрии [1, 2, 9]. Проведенный анализ указывает на необходимость одновременно с асимметрией распределения учитывать его эксцесс.

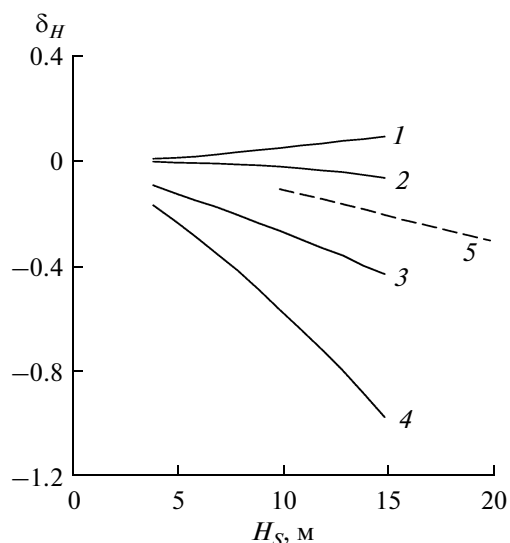


Рис. 5. Зависимости погрешности δ_H альтиметрического определения уровня морской поверхности от значимой высоты волн H_s : кривая 1 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = 0.4$; кривая 2 – $A_\eta = -0.05$, $E_\eta = -0.4$; кривая 3 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = 0.4$; кривая 4 – $A_\eta = 0.4$, $E_\eta = -0.4$; кривая 5 – $A_\eta = 0.32$, $E_\eta = 0.73$.

Величина погрешности, созданная отклонением распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса, увеличивается с увеличением значимой высоты волн H_s . Данную зависимость можно характеризовать параметром

$$\delta_H = \frac{c}{2} \left[t_s(H_s, A_\eta, E_\eta) - t_s(H_s, A_\eta = 0, E_\eta = 0) \right]. \quad (16)$$

Параметр δ_H описывает разность в дистанционном определении уровня морской поверхности в ситуациях, когда распределение возвышений морской поверхности является квазигауссовым и гауссовым. Зависимости параметра δ_H от значимой высоты волн H_s для значений асимметрии и эксцесса, соответствующих границам диапазонов (12) и (13) представлены на рис. 5. На этом же рисунке штриховой линией показана зависимость параметра δ_H от H_s , рассчитанная при асимметрии и эксцессе равных средним значениям, определенным в штормовых условиях: $A_\eta = A^{(s)}$ и $E_\eta = E^{(s)}$. Видно, что при $H_s > 5$ м, зависимость параметра δ_H от H_s близка к линейной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведен анализ погрешностей альтиметрических измерений уровня морской поверхности, создаваемых отклонениями распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса. Анализ выполнен в рамках предложенной в работе [5] модели, описывающей среднюю форму

му отраженного от морской поверхности радиоимпульса. Для численных расчетов использованы данные прямых измерений морских поверхностных волн.

Разность в определении уровня морской поверхности, создаваемая отклонениями распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса, зависит от значимой высоты волн H_s . При значимой высоте $H_s > 5$ м разность в определении уровня гауссовой и квазигауссовой поверхности с ростом H_s линейно растет.

Погрешность определения уровня морской поверхности, создаваемая асимметрией распределения возвышений морской поверхности, зависит от эксцесса. С уменьшением эксцесса влияние асимметрии на точность восстановления уровня морской поверхности возрастает.

Одним из основных факторов, определяющих точность представления формы отраженного радиоимпульса, является корректное описание плотности вероятностей возвышений морской поверхности. Показано, что использование распределения Грама–Шарлье в приложениях, связанных с квазизеркальным отражением радиоволн от морской поверхности, может приводить к появлению отрицательных значений в моделях, описывающих форму отраженного радиоимпульса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Gomez-Enri J., Gommenginger C.P., Challenor P.G. et al. ENVISAT radar altimeter tracker bias // *Marine Geodesy*. 2006. V. 29. P. 19–38.
2. Rodriguez E. Altimetry for non-gaussian oceans: Height biases and estimation of parameters // *J. Geoph. Res.* 1988. V. 93. № C11. P. 14107–14120.
3. Barrick D.E., Lipa B.J. Analysis and interpretation of altimeter sea echo // *Satellite Oceanic Remote Sensing, Adv. in Geophys.* / Eds. B. Saltzman. 1985. V. 27. P. 61–100.
4. Rodriguez E., Martin J.M. Estimation of the electromagnetic bias from retracked TOPEX data // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99. № C12. P. 24971–24979.
5. Hausman J., Lotnick V. Sea State Bias in Radar Altimetry Revisited // *Marine Geodesy*. 2010. V. 33. № S1. P. 336–347. DOI: 10.1080/01490419.2010.487804.
6. Brown G.S. The average impulse response of a rough surface and its applications // *IEEE Trans. Antennas Propagat.* 1977. V. AP-25. P. 67–74.
7. Hayne G.S. Radar altimeter mean return waveforms from near-normal-incidence ocean surface scattering // *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*. 1980. V. AP-28. P. 687–692.
8. Кендалл М.Дж., Стьюарт А. Теория распределений / Пер. с англ. М.: Наука, 1966. 587 с.
9. Callahan P.S., Rodriguez E. Retracking of Jason-1 data // *Marine Geodesy*. 2004. V. 27. P. 391–407. DOI: 10.1080/01490410490902098.

10. Юэн Г., Лейк Б. Нелинейная динамика гравитационных волн на глубокой воде / Пер. с англ. Новое в зарубежной науке. Механика. Вып. 41. М.: Мир, 1987. 179 с.
11. Красильников В.А., Павлов В.И. О взаимодействии случайных волн на поверхности жидкости // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40. № 1. С. 174–177.
12. Заневалов А.С. Моделирование берегового рассеяния электромагнитного излучения сантиметрового диапазона морской поверхностью. Влияние волн более длинных, чем береговые составляющие // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 2. С. 266–275.
13. Longuet-Higgins M.S. The effect of non-linearities on statistical distribution in the theory of sea waves // J. Fluid Mech. 1963. V. 17. № 3. P. 459–480.
14. Basu S., Pandey P.C. Numerical experiment with modelled return echo of a satellite altimeter from a rough ocean surface and a simple iterative algorithm for the estimation of significant wave height // Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.). 1991. V. 100. № 2. P. 155–163.
15. Jha A.K., Winterstein S.R. Nonlinear random ocean waves: prediction and comparison with data // Proc., 19th Intl. Offshore Mech. Arctic Eng. Symp., ASME, Paper No. OMAE 00–6125.
16. Guedes Soares C., Cherneva Z., Antão E.M. Characteristics of abnormal waves in North Sea storm sea states // Applied Ocean Research. 2003. V. 25. P. 337–344.

Effect of Asymmetry and Excess of the Distribution of Sea-Surface Elevations on the Accuracy of Altimetry Surface Measurements

A. S. Zapevalov

*Marine Hydrophysical Institute, National Academy of Sciences of Ukraine,
ul. Kapitanskaya 2, Sevastopol, Crimea, 99011 Ukraine
e-mail: sevzepter@mail.ru*

Received October 28, 2010; in final form, March 30, 2011

Abstract—We assess the influence of changes in the asymmetry and excess of the distribution of elevations on a rough sea surface that were observed in field conditions on the accuracy of the recovery of the sea-surface level along the satellite trace. For different values of a significant height of surface waves, we obtain numerical estimates for the error in relief recovery due to the simultaneous variation in asymmetry and excess. We show that, with a decrease in excess, the effect of asymmetry changes on the accuracy of altimetry measurements of the level increases. We note the limitations of the Gram–Charlier model in simulating the form of radio pulses reflected by the sea surface.

Keywords: altimetry measurements, sea surface, asymmetry, excess.