

Влияние нелинейности морских волн на результаты радиоальтиметрических измерений

А.С. Запевалов, В.В. Пустовойтенко

*Морской гидрофизический институт НАН Украины
99000, Украина, Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail: sevzepter@mail.ru*

Рассмотрено влияние на форму эхо-сигнала альтиметра нелинейных эффектов в поле морских поверхностных волн, приводящих к отклонению распределений возвышений поверхности от распределения Гаусса. Показаны ограничения существующих моделей распределений (в том числе распределения Грама-Шарлье) при анализе данных альтиметрических измерений. Отмечено, что одной из проблем моделирования эхо-сигнала альтиметра является отсутствие модели, описывающей распределение возвышений морской поверхности на масштабах более чем в полтора раза, превосходящих значимую высоту волн.

Ключевые слова: спутниковая альтиметрия, состояние морской поверхности, распределение возвышений; нелинейность морских волн.

Введение

Достигнутая к настоящему времени точность альтиметрических измерений уровня моря значительно ограничивает круг океанографических задач, которые решаются на основе данных, получаемых с космических аппаратов (КА). Погрешность может достигать 10 см, а в некоторых ситуациях и превышать этот уровень (Rodriguez, 1988). Повышение точности альтиметрических измерений идет путем улучшения технических характеристик установленных на КА альтиметров (использование многочастотных альтиметров, совершенствование моделей ионосферы и тропосферы, использование системы точного позиционирования в пространстве GPS и т.д.) и совершенствования алгоритмов обработки информации (Егоров, Мин-Хо, 2005; Мин-Хо, Егоров, 2005; Баскаков, Егоров, 2008; Лаврова и др., 2011; Ginzburg et al., 2011). Последнее связано с углублением понимания процессов формирования преобразованного эхо-сигнала (Пустовойтенко, Запевалов, 2012), который далее будем называть эхо-сигналом.

Всю информацию об уровне морской поверхности вдоль трассы КА и о ее локальных параметрах несет передний фронт эхо-сигнала (Barrick, Lipa, 1985; Callahan, Rodriguez, 2004). Наряду с измерениями уровня моря по данным альтиметрических измерений определяются еще два параметра морской поверхности: по наклону переднего фронта определяется значимая высота волн (Queffeuilou, 2004), по его амплитуде – уровень шероховатости морской поверхности, по которому рассчитывается скорость приводного ветра (Glazman, Greysukh, 1993). Исследуется возможность по изменениям наклона разных участков переднего фронта определять асимметрию распределения возвышений взволнованной морской поверхности (Gómez-Enri et al., 2007; Запевалов, Пустовойтенко, 2012).

Проблема повышения точности альтиметрических измерений связана с тем, что априори не известны характеристики отражающей поверхности (Басс и др., 1975). Изменение ее состояния является одним из основных факторов, определяющих ошибки

определения расстояния от КА до уровня морской поверхности (Fu, Cazenave, 2001). Этот фактор, получивший в англоязычной литературе название «sea-state bias» (*SSB*), имеет три составляющие.

Первая составляющая *SB* («skewness bias») – это ошибки, обусловленные отклонением распределений возвышений морской поверхности от распределения Гаусса (Gómez-Enri et al., 2006; Tran et al., 2006). Асимметрия распределения возвышений морской поверхности приводит к тому, что медиана распределения рассеивающей поверхности лежит ниже среднего значения. Вторая составляющая *EB* («electromagnetic bias») связана с тем, что интенсивность рассеяния радиоволн меняется вдоль профиля доминантной волны (Rodriguez, Martin, 1994; Kumar et al., 2003), что также обусловлено нелинейностью поверхностных волн (Bar, Agnon, 1997). Дисперсия уклонов морской поверхности в окрестности гребня выше, чем во впадине, что приводит к более высокой интенсивности рассеяния от участков поверхности, расположенных во впадине, чем от участков, расположенных на гребне (Yarlee et al., 1971; Галаев и др., 1978). Третья составляющая *TB* («tracker bias») связана с предварительной обработкой данных альтиметра на борту КА (Gómez-Enri et al., 2006).

В настоящем обзоре мы ограничимся анализом тех эффектов, которые создают *SB* погрешность. Если распределение возвышений морской поверхности является Гауссовым, то время прохождения радиоимпульса до морской поверхности и обратно t_0 соответствует времени между посылкой зондирующего импульса и моментом регистрации на переднем фронте эхо-сигнала точки, где достигается его половинная мощность. Отклонения от распределения Гаусса приводят к изменению формы эхо-сигнала и к смещению точки t_0 , соответствующей уровню невозмущенной поверхности (Науне, 1980; Запевалов, 2012а).

Целью настоящей работы является анализ влияния отклонений распределения возвышений морской поверхности от распределения Гаусса на форму эхо-сигнала спутникового радиоальтиметра, а также анализ возможности описать этот эффект на основе существующих моделей возвышений морской поверхности.

Формирование эхо-сигнала радиоальтиметра

Одной из первых работ, посвященных изучению процесса формирования импульса РЛ-сигнала при зондировании морской поверхности с помощью альтиметра космического базирования, является, по-видимому, работа (Moore, Williams, 1957), в которой анализировалось некогерентное (по мощности) рассеяние радиоволн шероховатой поверхностью. Последовавшее за этой работой развитие радиовысотометрии позволило в 70-е годы сформулировать ее основные положения (см. монографии (Бакут и др., 1964; Жуковский и др., 1979) и их библиографию).

В работе (Brown, 1977) была построена модель, названная по имени ее автора моделью Брауна, которая описывала среднюю форму эхо-сигнала при квазивертикальном зондировании. Модель представляет собой свертку трех функций

$$V(t) = \chi(t) * s(t) * q(t), \quad (1)$$

где $\chi(t)$ – форма радиоимпульса, отраженного от плоской поверхности; $s(t)$ – форма зондирующего радиоимпульса; $q(t)$ – функция, связанная с плотностью вероятностей высот точек зеркального отражения; символ $*$ означает свертку; t – время.

В рамках модели (1) предполагается, что точки зеркального отражения равномерно распределены вдоль профиля волны, т.е. функция $q_s(t)$ однозначно определяется плотностью вероятностей возвышений морской поверхности $P(\eta)$. Отсюда следует

$$q(t) = \frac{d\eta}{dt} P(\eta(t)),$$

где связь между временной и пространственной переменными задается соотношением $\eta = (c/2)t$. Отклонения от предположения о равномерности распределения зеркальных точек создают указанную выше EB составляющую погрешности определения уровня морской поверхности (Bar, Agnon, 1997), анализ которой выходит за рамки настоящей работы.

Модели плотности вероятностей возвышений морской поверхности

Нелинейность морских поверхностных волн

Различным аспектам нелинейных эффектов в поле морских поверхностных волн посвящено большое количество работ. Здесь мы ограничимся рассмотрением отклонений распределений возвышений от распределения Гаусса, которые влияют на форму эхо-сигнала при квазивертикальном зондировании шероховатой поверхности.

Несмотря на то что еще в 1849 г. Стокс опубликовал работу (Stokes, 1849), в которой показал кинематическую нелинейность профиля волн конечной амплитуды, длительное время именно линейная модель оставалась основной моделью, описывающей поле морских поверхностных волн. В ее рамках поле морских волн представляют в виде суммы большого числа независимых синусоидальных составляющих, амплитуды которых являются случайными переменными, а фазы случайно распределены с равной вероятностью в интервале $(0, 2\pi)$. В силу центральной предельной теоремы подобная модель предполагает, что возвышение поверхности подчиняется распределению Гаусса (Лонге-Хиггинс, 1962).

Активные исследования нелинейных эффектов в поле морских волн начали проводить в начале второй половины прошлого столетия. Стимулом послужили работы, в которых показано, что взаимодействие между волновыми составляющими приводит к отклонениям распределений его характеристик от распределения Гаусса (Phillips, 1961; Longuet-Higgins, 1963). Экспериментальные исследования показали, что поле морских поверхностных волн является слабо нелинейным, и отклонения от распределения Гаусса являются небольшими (Kinsman, 1965; Jha, Winterstein, 2000; Запевалов и др., 2011). Это позволяет отнести распределения возвышений морской поверхности к классу квазигауссовых распределений, которые обычно описываются распределениями Грама-Шарлье (Кендалл, Стьюарт, 1966).

Теоретически показано (Phillips, 1961; Longuet-Higgins, 1963), что возникающие в результате межволновых взаимодействий отклонения от распределения Гаусса пропор-

циональны среднему уклону волн, $\varepsilon = \sqrt{\lambda_2}/L_0$, где λ_2 – дисперсия возвышений морской поверхности; L_0 – длина доминантных волн.

Цикл лабораторных экспериментов подтвердил, что кумулянты возвышений поверхности до восьмого порядка включительно действительно зависят от среднего уклона (Huang, Long, 1980). Исключение составил кумулянт четвертого порядка (эксцесс), для которого зависимость от ε не была выявлена. В натуральных экспериментах (Запевалов, 2011) также была обнаружена хорошо выраженная зависимость асимметрии распределения возвышений поверхности от среднего уклона. Коэффициент корреляции между параметрами $\tilde{\lambda}_3$ и ε равен 0,43. Статистическая связь между параметрами $\tilde{\lambda}_4$ и ε выражена хуже, коэффициент корреляции равен 0,24.

Распределение Грама-Шарлье

Основным распределением возвышений морской поверхности в приложениях, связанных с рассеянием радиоволн на морской поверхности, является распределение Грама-Шарлье. На основе рядов Грама-Шарлье плотность вероятностей квазигAUССОВА распределения случайной величины x можно представить в виде (Кендалл, Стьюарт, 1966)

$$P_{G-C}(x) = \sum_{n=0}^{\infty} a_n H_n(x) \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{1}{2}x^2\right),$$

где a_n – коэффициенты ряда; $H_n(x)$ – полином Чебышева-Эрмита порядка n .

Коэффициенты ряда выражают через статистические моменты случайной величины x или ее кумулянты λ_n . Если среднее значение случайной величины x равно нулю, то первые четыре кумулянта ее распределения описываются выражениями

$$\lambda_1 = 0, \quad \lambda_2 = \mu_2, \quad \lambda_3 = \mu_3, \quad \lambda_4 = \mu_4 - 3\mu_2^2,$$

где $\mu_n = \int_{-\infty}^{\infty} x^n P(x) dx$ – моменты распределения; $P(x)$ – плотность вероятностей случайной величины x . Кумулянты распределения Гаусса старше второго порядка равны нулю, что делает их эффективным инструментом для анализа нелинейных эффектов.

Введем нормирование $\tilde{\eta} = \eta/\sqrt{\lambda_2}$, тогда кумулянт $\tilde{\lambda}_3$ является асимметрией распределения, $\tilde{\lambda}_4$ – эксцессом. Обычно при моделировании плотности вероятностей возвышений морской поверхности используется Эджвортова форма типа А рядов Грама-Шарлье (Huang, Long, 1980)

$$P_{G-C}(\tilde{\eta}) = \frac{\exp(-\tilde{\eta}^2/2)}{\sqrt{2\pi}} \left[1 + \frac{\tilde{\lambda}_3}{6} H_3(\tilde{\eta}) + \frac{\tilde{\lambda}_4}{24} H_4(\tilde{\eta}) + \frac{\tilde{\lambda}_5}{120} H_5(\tilde{\eta}) + \right. \\ \left. + \frac{\tilde{\lambda}_6 + 10\tilde{\lambda}_3^2}{720} H_6(\tilde{\eta}) + \frac{\tilde{\lambda}_7 + 35\tilde{\lambda}_4\tilde{\lambda}_3}{5040} H_7(\tilde{\eta}) + \frac{\tilde{\lambda}_8 + 56\tilde{\lambda}_5\tilde{\lambda}_3 + 35\tilde{\lambda}_4^2}{40320} H_8(\tilde{\eta}) + \dots \right]. \quad (2)$$

Если взять в (2) первые шесть членов и положить, что $\lambda_n = 0$, при $n \geq 5$, то выражение (2) совпадает с выражением для распределения возвышений морской поверхности в приближении слабой нелинейности, полученным Лонге-Хиггинсом (Longuet-Higgins, 1963).

При описании плотности вероятностей возвышений морской поверхности с помощью рядов Грама-Шарлье чаще других используется аппроксимация в форме

$$P_{G-C}(\tilde{\eta}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\tilde{\eta}^2}{2}\right) \left\{ 1 + \frac{\tilde{\lambda}_3}{6} H_3(\tilde{\eta}) + \frac{\tilde{\lambda}_4}{24} H_4(\tilde{\eta}) \right\}. \quad (3)$$

Аппроксимация (3) позволяет описать плотность вероятностей моделируемой характеристики только в ограниченном диапазоне ее изменений (Запевалов, 2011; Запевалов и др., 2011). Наглядным примером ограничений в использовании данной аппроксимации является появление отрицательных значений функции $P_{G-C}(\tilde{\eta})$ (рис. 1). Отрицательные значения в аппроксимации (3) появляются при $|\tilde{\eta}| \geq 3$. Граница появления отрицательных значений (наименьший по модулю корень уравнения $P_{G-C}(\tilde{\eta}) = 0$) не зависит от величины среднего уклона и стадии развития волнового поля (Запевалов, 2012б).

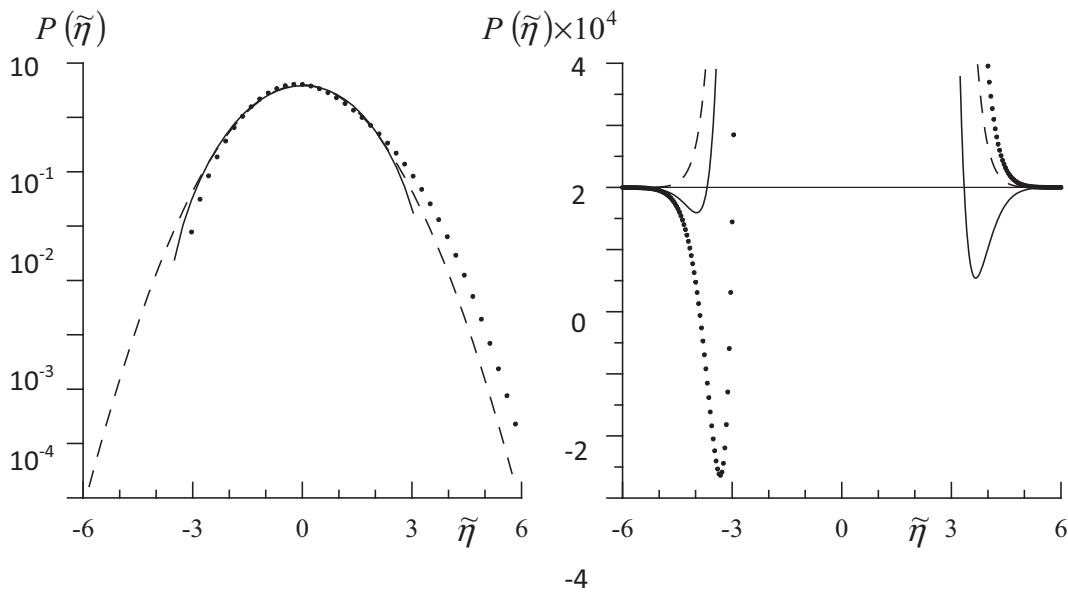


Рис. 1. Модели плотности вероятностей $P(\tilde{\eta})$:
 сплошная линия – $P_{G-C}(\tilde{\eta})$ ($\tilde{\lambda}_3 = -0,05$, $\tilde{\lambda}_4 = -0,3$);
 пунктирная линия $P_{G-C}(\tilde{\eta})$ ($\tilde{\lambda}_3 = 0,3$, $\tilde{\lambda}_4 = -0,1$); штриховая линия – $P_G(\tilde{\eta})$

Гипотеза о соответствии распределения возвышений морской поверхности модели (3) по критерию согласия Колмогорова не соответствует данным измерений и должна быть отвергнута (Запевалов и др., 2011). Использование данной модели приводит к ошибкам, которые анализировались с помощью двух статистических характеристик: относительной погрешности и оценки разброса ее значений

$$R(\tilde{\eta}) = \frac{P_E(\tilde{\eta}) - \tilde{P}_{G-C}(\tilde{\eta})}{\tilde{P}_{G-C}(\tilde{\eta})}, \quad \delta R(\tilde{\eta}) = \sqrt{\overline{(R(\tilde{\eta}) - \overline{R(\tilde{\eta})})^2}}.$$

При изменении $\tilde{\eta}$ в диапазоне $-3 < \tilde{\eta} < 3$ значения функции $\overline{R(\tilde{\eta})}$ лежат в диапазоне от $-0,02$ до $0,07$ (рис. 2). За пределами указанного диапазона значения функции $\overline{R(\tilde{\eta})}$ резко возрастают. В области $-1 < \tilde{\eta} < 1$ среднее квадратическое отклонение $\delta R(\tilde{\eta}) < 0,08$. За пределами указанной области с ростом $|\tilde{\eta}|$ функция $\delta R(\tilde{\eta})$ быстро растет, что определяет ограничения в использовании модели (7).

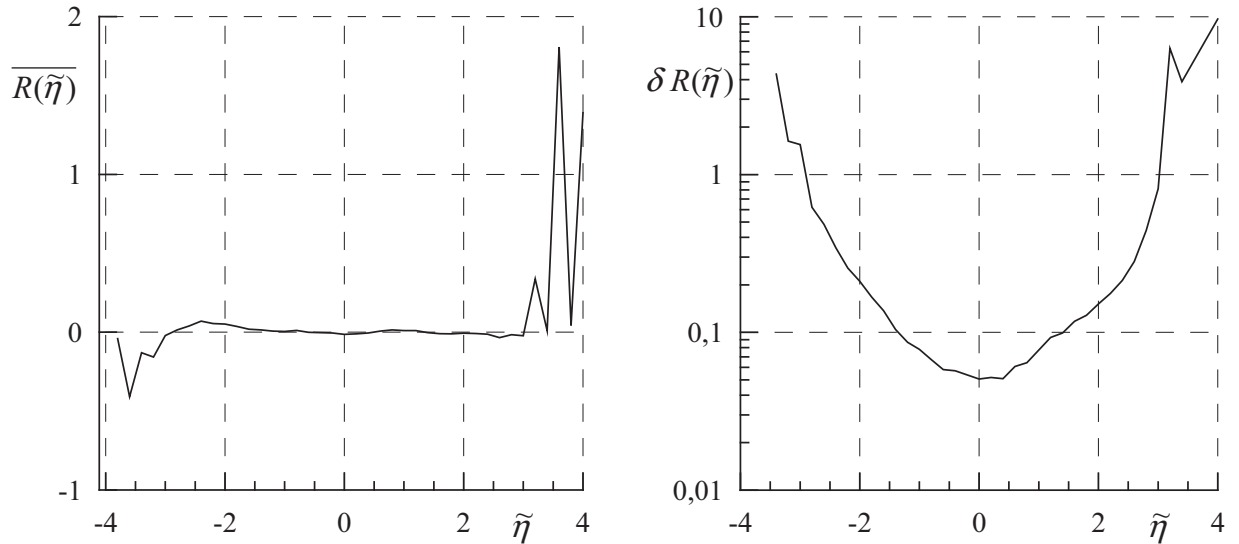


Рис. 2. Отклонения модельных функций плотности вероятностей от экспериментальных: $\overline{R(\tilde{\eta})}$ – среднее значение относительной ошибки; $\delta R(\tilde{\eta})$ – среднее квадратическое значение относительной ошибки

Учет кумулянтов пятого λ_5 и шестого λ_6 порядков не улучшает ситуацию. При моделировании плотности вероятностей возвышений морской поверхности рядами Грама-Шарлье целесообразно ограничиться членами пропорциональными полиномам Чебышева-Эрмита до четвертого порядка включительно, даже при наличии оценок кумулянтов λ_5 и λ_6 . Этот вывод подтверждают результаты лабораторных экспериментов (Sun, Ping-Xing, 1994).

Комбинированная модель

Что бы исключить отмеченные выше недостатки модели (3) была предложена комбинированная модель, которая в области малых значений возвышений ($|\tilde{\eta}| < 2,5$) близка к модели Грама-Шарлье, за пределами указанной области близка к распределению Гаусса (Запезалов, Пустовойтенко, 2010). Комбинированную модель можно представить в виде

$$P_C(\tilde{\eta}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\tilde{\eta}^2}{2}\right) \left\{ 1 + \left[\frac{\tilde{\lambda}_3}{6} H_3(\tilde{\eta}) + \frac{\tilde{\lambda}_4}{24} H_4\left(\frac{\tilde{\eta}}{2}\right) \right] F(\tilde{\eta}) \right\}, \quad (4)$$

где функция F выполняет роль фильтра. В качестве фильтра F используется двухпараметрическая функция, $F(\tilde{\eta}) = \exp\left[-(|\tilde{\eta}|/d)^n\right]$, где параметр d определяет область, внутри которой $F(\tilde{\eta}) \approx 1$, параметр n определяет скорость, с которой функция F стремится к нулю

за пределами этой области. Задача выбора численных значений параметров n и d рассмотрена в работе (Запевалов, 2012б), рекомендуется $n = 3,5$, $d = 3,4$.

Модель Хоу

Модель Хоу предложена в работе (Хоу, 2006) и названа здесь так по фамилии первого автора. При ее построении использовался подход, в рамках которого статистическое описание случайного процесса сочетается с решением динамических уравнений. Модель Хоу имеет вид

$$P_H(\tilde{\eta}) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} |1 - \delta\tilde{\eta}| \exp(-\delta\tilde{\eta}) \exp\left(-\frac{1}{2}\tilde{\eta}^2 \exp(-2\delta\tilde{\eta})\right),$$

где параметр δ связан со средним уклоном морской поверхности ε соотношением $\delta = 2\pi\varepsilon$. При стремлении параметра δ к нулю модель Хоу приближается к распределению Гаусса. Рис. 3 позволяет сравнить поведение модели Хоу при разных значениях среднего уклона ε в двух областях изменения параметра $\tilde{\eta}$.

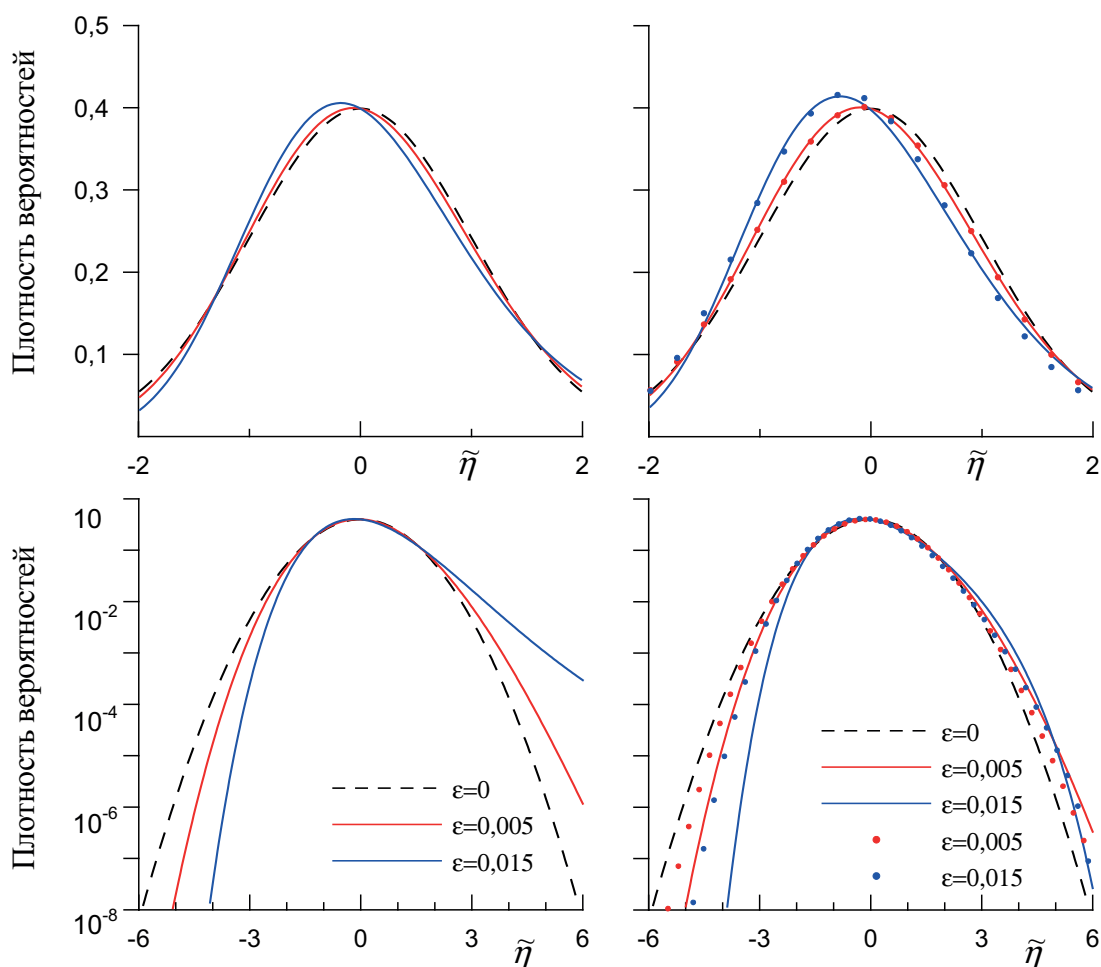


Рис. 3. Модели плотности вероятностей возвышений морской поверхности. Левый столбец – $P_H(\tilde{\eta})$, правый столбец – $P_{S1}(\tilde{\eta})$ (сплошная линия) и $P_{S2}(\tilde{\eta})$ (пунктирная линия)

Распределение для узкополосного волнового спектра соответствующего амплитудно-модулированной волне Стокса с поправкой второго порядка, с заданной средней частотой и случайным распределением фазы было построено в работе (Tayfun, 1980). Данный подход развит в работе (Huang, 1983), где построено распределение, основанное на приближении Стокса третьего порядка. Это распределение обозначим как P_S .

В приближении третьего порядка возвышение морской поверхности в точке x , создаваемое каждой компонентой волнового поля, можно записать в виде

$$\eta(x,t) = \frac{1}{2}a^2k + a \cos X + \frac{a^2k}{2} \cos 2X + \frac{3a^3k^2}{2} \cos 3X, \quad (5)$$

где a – амплитуда; t – время; $X = kx - \omega t + \varphi$; k и ω – волновое число и циклическая частота; φ – фаза. Амплитуды компонент первого порядка предполагаются распределенными по закону Рэлея, фазы имеют равномерное распределение.

Построены две модели $P_{S1}(\tilde{\eta})$ и $P_{S2}(\tilde{\eta})$, отличающиеся тем, что во второй не учитывается постоянный член $(1/2)a^2k$ в (5). Распределение $P_{S1}(\tilde{\eta})$ описывается выражением

$$P_{S1}(\tilde{\eta}) = \frac{\exp(-h_1/2)}{\sqrt{2\pi}} \left[\frac{f_1}{\sqrt{R_1}} + \frac{9}{8} \frac{\delta^2}{N_1} R_1^{-3/2} \right],$$

где $N_1 = 1 + \delta^2$; $R_1 = 1 + \frac{9}{4} \delta^2 \tilde{\eta}^2$; $f_1 = N_1 \left[1 - 2\delta\tilde{\eta} + \delta^2 \left(\frac{39}{8} \tilde{\eta}^2 - 2 \right) \right]$;

$$h_1 = N_1^2 \left[\tilde{\eta} - \delta(\tilde{\eta}^2 - 1) + \delta^2 \left(\frac{13}{8} \tilde{\eta}^3 - 2\tilde{\eta} \right) \right]^2.$$

Второе распределение $P_{S2}(\tilde{\eta})$ описывается выражением,

$$P_{S2}(\tilde{\eta}) = \frac{\exp(-h_2/2)}{\sqrt{2\pi}} \left[\frac{f_2}{\sqrt{R_2}} + \frac{9}{8} \delta^2 \frac{f_2}{R_2^{-5/2}} + \frac{5\delta^2}{8N_2R_2^{3/2}} \right],$$

где $N_2 = 1 + \frac{1}{2} \delta^2$; $R_2 = 1 + \delta\tilde{\eta} + \frac{3}{4} \delta^2 \tilde{\eta}^2$; $f_2 = N_2 \left[1 - 2\delta\tilde{\eta} + \frac{3}{8} \delta^2 \tilde{\eta}^2 \right]$;

$$h_2 = N_2^2 \left[\tilde{\eta}^2 - \delta\tilde{\eta}^3 + \frac{1}{2} \delta^2 \tilde{\eta}^4 \right].$$

Оба распределения $P_{S1}(\tilde{\eta})$ и $P_{S2}(\tilde{\eta})$ являются однопараметрическими. Как и модель Хоу, их можно описать, задав только средний уклон поверхности ε . При $\varepsilon \rightarrow 0$ они приближаются к распределению Гаусса. Из рис. 3 видно, что учет постоянного члена $(1/2)a^2k$ в выражении (5) существенно влияет на характер распределения возвышений поверхности.

Следует отметить, что модели $P_H(\eta)$, $P_{S1}(\eta)$ и $P_{S2}(\eta)$ позволяют описать распределение возвышений поверхности в ограниченном диапазоне значений $\tilde{\eta}$. При выходе за

пределы этого диапазона асимметрия распределений и эксцесс существенно отличаются от значений этим характеристикам, полученным по данным прямых волнографических измерений (Запевалов, 2012б).

Зависимость формы эхо-сигнала от распределения возвышений морской поверхности

С помощью модели Брауна (1) построим эхо-сигнал для ситуаций, когда распределения возвышений морской поверхности описывается одной из рассмотренных выше моделей. Для размещенных на космических аппаратах альтиметров форма отраженного от плоской поверхности импульса имеет вид (Brown, 1977):

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

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

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

где параметр D_r определяет ширину радиоимпульса.

При расчетах значения параметров θ_w , $\sqrt{D_r}$ и h , как в работе (Hayne, 1980), примем 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. Отметим, что замена значений указанных параметров на значения, соответствующие современным альтиметрам не вносит принципиальных изменений. Принято, что амплитудный множитель в выражении (2) $a = 100$.

На *рис. 4* показаны формы эхо-сигналов, построенных для случая, когда плотность вероятностей возвышений морской поверхности описывается моделью (3). Учтено, что при значимой высоте волн больше 4,5 м, значения асимметрии и эксцесса в основном лежат в диапазонах $-0,05 \leq \tilde{\lambda}_3 \leq 0,4$ и $-0,4 \leq \tilde{\lambda}_4 \leq 0,4$ (Jha, Winterstein, 2000). Результаты расчетов при $H_s = 5$ м, соответствующие границам указанных диапазонов, представлены на *рис. 4*.

Отметим появление в некоторых ситуациях отрицательных значений в модели $V(t)$. Данный нефизический эффект обусловлен рассмотренными выше искажениями распределения Грама-Шарлье в области $\tilde{\eta} > 2,5$. Хотя отрицательные значения $V(t)$ малы по сравнению с амплитудой эхо-сигнала, их появление указывает на необходимость построения модели, позволяющей корректно описывать распределение возвышений морской поверхности в более широком диапазоне изменения $\tilde{\eta}$. В частности, таковой является комбинированная модель (4).

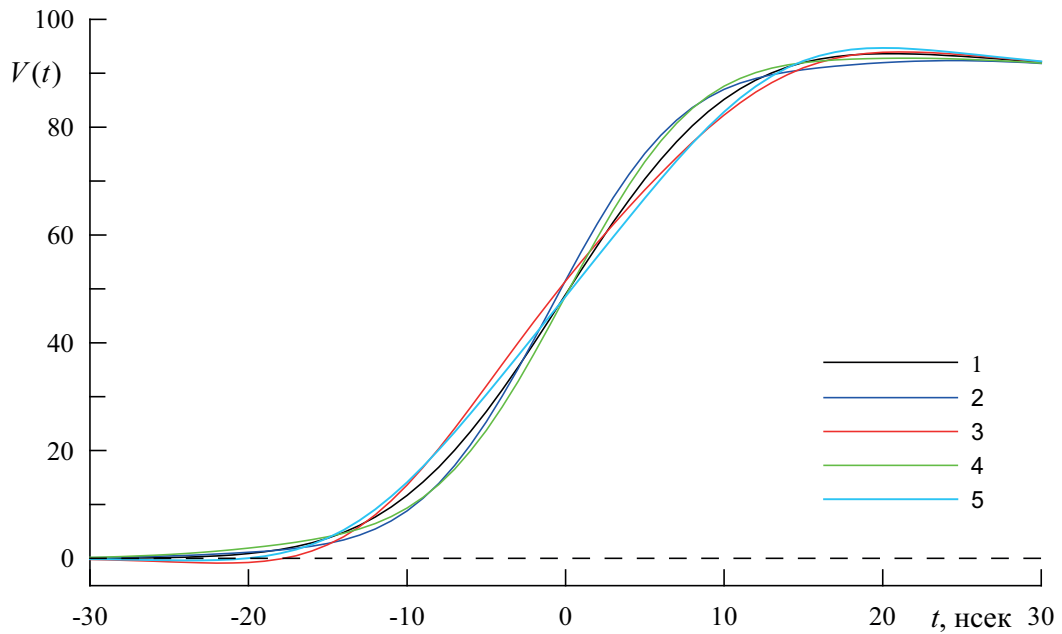


Рис. 4. Формы эхо-сигналов $V(t)$ при зондировании морской поверхности, распределение возвышений которой описывается распределением Грама-Шарлье (7).

- 1 – $\tilde{\lambda}_3 = 0, \tilde{\lambda}_4 = 0$; 2 – $\tilde{\lambda}_3 = 0,4, \tilde{\lambda}_4 = 0,4$; 3 – $\tilde{\lambda}_3 = 0,4, \tilde{\lambda}_4 = -0,4$;
 4 – $\tilde{\lambda}_3 = -0,05, \tilde{\lambda}_4 = 0,4$; 5 – $\tilde{\lambda}_3 = -0,05, \tilde{\lambda}_4 = -0,4$

Формы эхо-сигналов, рассчитанных по моделям $P_H(\eta)$, $P_{S1}(\eta)$ и $P_{S2}(\eta)$ при $H_s = 5$ м, представлены на рис. 5. Учитывая, что при фиксированной дисперсии волнового поля указанные модели определяются одним параметром (средним уклоном ε), интересно оценить, как выбор модели распределения возвышений поверхности влияет на определение расстояния от КА до морской поверхности. Видно, что при одних и тех же значениях параметра ε смещения фронта импульса относительно импульса рассчитанного для гауссовой поверхности различно, оно минимально для модели $P_H(\eta)$ и максимально для модели $P_{S2}(\eta)$.

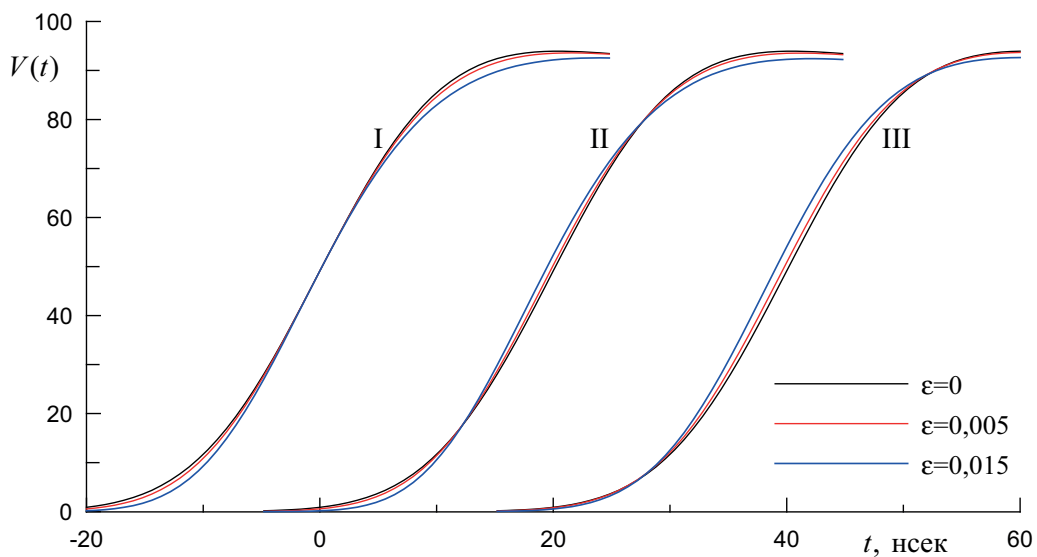


Рис. 5. Формы эхо-сигналов $V(t)$ при зондировании морской поверхности, распределение возвышений которой описывается моделями $P_H(\tilde{\eta})$, $P_{S1}(\tilde{\eta})$ и $P_{S2}(\tilde{\eta})$: группа I – $P_H(\tilde{\eta})$; группа II – $P_{S1}(\tilde{\eta})$; группа III – $P_{S2}(\tilde{\eta})$

Смещение фронта эхо-сигнала на одну наносекунду соответствует изменению расстояния от КА до морской поверхности на 15 см. Для модели $P_H(\eta)$ изменение расстояния по сравнению с расстоянием, рассчитанным для гауссовой поверхности составило 2,1 см при $\varepsilon = 0,015$ и 0,5 см при $\varepsilon = 0,005$; для модели $P_{S1}(\eta)$ – 12,8 см и 4,4 см соответственно; для модели $P_{S2}(\eta)$ – 17,6 см и 6,1 см соответственно.

Заключение

В настоящее время все оценки ошибок в определении расстояния от КА до уровня морской поверхности, обусловленные изменением ее состояния (*SSB*), являются эмпирическими (Hausman, Zlotnicki, 2010). Во многом это обусловлено недостатком информации об изменчивости структуры морской поверхности, а также отсутствием моделей описывающих эту изменчивость в широком диапазоне метеорологических и гидрологических условий.

Несмотря на всю актуальность и многолетнюю историю, проблема описания структуры морской поверхности еще далека от своего решения. С одной стороны, это объясняется сложностью построения математических моделей, в которых необходимо учитывать нелинейность процесса и большое число самых разных по своей физической природе факторов, роль которых меняется с изменением метеорологических и гидрологических условий (Христофоров и др., 1991; Шарков, 2009; Мельникова, Показеев, 2009; Melnikova et al., 2008). С другой стороны, это трудность натурных исследований распределений возвышений морской поверхности на масштабах $|\tilde{\eta}| > 3$, которые оказывают заметное влияние на формирование эхо-сигнала радиоальтиметра.

Существует большое число моделей, построенных в рамках различных физических гипотез и подходов, которые описывают плотность вероятностей возвышений морской поверхности (Tayfun, 1980; Cieřlikiewicz, 1989; Srokosz, 1998; Dai, 2002; Запевалов, Ратнер, 2003; Ноу, 2006). Их общим недостатком является то, что они учитывают только какой-то один физический механизм, определяющий отклонения от распределения Гаусса, что накладывает значительные ограничения на возможность их применения.

Основным при описании морской поверхности в приложениях, связанных с рассеянием электромагнитных волн остается распределение Грама-Шарлье. Однако и оно имеет ряд существенных недостатков. Сравнение распределений возвышений морской поверхности, построенных с помощью моделей Грама-Шарлье с результатами натурных экспериментов показывает, что они позволяют описать возвышения только в ограниченном диапазоне $|\tilde{\eta}| < 2.5$. Следствием искажений на крыльях распределения возвышений поверхности является появление отрицательных значений в расчетной форме эхо-сигнала.

Таким образом, в настоящее время одним из основных факторов, препятствующих корректному описанию формы эхо-сигнала установленного на спутнике радиоальтиметра, является отсутствие моделей, описывающих распределение возвышений морской поверхности на масштабах более чем в полтора раза, превосходящих значимую высоту волн.

Литература

1. Бакут П.А., Большаков И.А., Герасимов Б.М., Курикуша А.А., Ретин В.Г., Тартаковский Г.П., Широков В.В. Вопросы статистической теории радиолокации. М.: Сов.радио, 1964. Т. 2. 1087 с.
2. Баскаков А.И., Егоров В.В. Перспективный высокоточный спутниковый альтиметр // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 1. С. 225–228.
3. Басс Ф.Г., Брауде С.Я., Калмыков А.И., Мень А.В., Островский И.Е., Пустовойтенко В.В., Розенберг А.Д., Фукс И.М. Методы радиолокационных исследований морского волнения (радиоокеанография) // Успехи физических наук. 1975. Т. 116. С. 741–743.
4. Галаев Ю.М., Большаков А.Н., Ефимов В.Б., Калмыков А.И., Курекин А.С., Лементя Ю.А., Нелепо Б.А., Островский И.Е., Пичугин А.П., Пустовойтенко В.В., Терехин Ю.В. Некоторые характеристики радиолокационных отражений поверхностью моря при углах падения, близких к вертикальным // Препринт № 1. Севастополь: МГИ АН УССР. 1978. 22 с.
5. Егоров В.В., Мин-Хо Ка. Вопросы точности аэрокосмической альтиметрии // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 5. С. 48–55.
6. Жуковский А.П., Оноприенко Е.И., Чижев В.И. Теоретические основы радиовысотометрии / Под ред. А.П. Жуковского. М.: Сов радио, 1979. 320 с.
7. Запевалов А.С. Влияние асимметрии и эксцесса распределения возвышений взволнованной морской поверхности на точность альтиметрических измерений ее уровня // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 2012а. Т. 48. № 2. С. 224–231.
8. Запевалов А.С. Старшие кумулянты возвышений морской поверхности // Метеорология и гидрология. 2011. № 9. С. 78–85.
9. Запевалов А.С. Статистические модели взволнованной морской поверхности. Для задач дистанционного зондирования: LAP LAMBERT Academic Publishing, 2012б. 69 с.
10. Запевалов А.С., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Моделирование плотности вероятностей возвышений морской поверхности с помощью рядов Грама-Шарлье // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 432–439.
11. Запевалов А.С., Пустовойтенко В.В. К вопросу определения асимметрии распределения возвышений морской поверхности по данным альтиметрических измерений // Исследования Земли из космоса. 2012. № 5. С. 12–21.
12. Запевалов А.С., Пустовойтенко В.В. Моделирование плотности вероятностей уклонов морской поверхности в задачах рассеяния радиоволн // Известия вузов. Радиофизика. 2010. Т. 53. № 2. С. 110–121.
13. Запевалов А.С., Ратнер Ю.Б. Аналитическая модель плотности вероятностей уклонов морской поверхности // Морской гидрофизический журнал. 2003. № 1. С. 3–17.
14. Кендалл М.Дж., Стьюарт А. Теория распределений. Пер. с англ. М.: Наука, 1966. 587 с.
15. Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.

16. Лонге-Хиггинс М.С. Статистический анализ случайной движущейся поверхности // Ветровые волны / Пер. с англ. М.: Иностранная литература, 1962. С. 125–218.
17. Мельникова О.Н., Показеев К.В. Усиление нелинейных ветровых волн на чистой воде и при наличии масляной пленки // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 2009. Т. 45. № 3. С. 420–425.
18. Мин-Хо Ка., Егоров В.В. Проблемы неопределенности в задачах альтиметрического зондирования земной поверхности // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 3. С. 32–36.
19. Пустовойтенко В.В., Запезалов А.С. Оперативная океанография: Спутниковая альтиметрия – Современное состояние, перспективы и проблемы // Серия. Современные проблемы океанологии, Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика». 2012. Вып. 11. 218 с.
20. Христофоров Г.Н., Смоллов В.Е., Запезалов А.С. Продольная и поперечная когерентность в энергонесущих ветровых морских волнах // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. 1991. Т. 27. № 8. С. 887–889.
21. Шарков Е.А. Обрушающиеся морские волны: структура, геометрия, электродинамика. М.: Научный мир, 2009. 303 с.
22. Barrick D., Lipa B. Analysis and interpretation of altimeter sea echo // Satellite Oceanic Remote Sensing, Advances in Geophysics. 1985. V. 27. P. 61–100.
23. 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.
24. Callahan P.S., Rodriguez E. Retracking of Jason-1 Data // Marine Geodesy. 2004. V. 27. P. 391–407.
25. Cieřlikiewicz W. Determination of the surface elevation probability distribution of wind waves using maximum entropy principle. Water wave kinematics (Proceeding of the NATO Advanced Research Workshop on Water Wave Kinematics). Molde, Norway: Kluwer. 1989. P. 345–352.
26. Dai D., Wang W., Qian C., Sun F. Comments on the surface elevation distributions derived by Huang // Applied Ocean Research. 2002. V. 24. No. 3. P. 185–188.
27. Fu L.-L., Cazenave A. Satellite Altimetry and Earth Sciences A Handbook of Techniques and Applications // International geophysical series. 2001. V. 69. 463 p.
28. Ginzburg A.I., Kostianoy A.G., Sheremet N.A., Lebedev S.A. Satellite altimetry application in the Black Sea // Coastal altimetry. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 2011. P. 367–388.
29. Glazman R.E., Greysukh A. Satellite altimeter measurements of surface wind // J. Geoph. Res. 1993. V. 98. No. C2. P. 2475–2483.
30. Gómez-Enri J., Gommenginger C.P., Challenor P.G., Srokosz M.A., Drinkwater M.R. ENVISAT radar altimeter tracker bias // Marine Geodesy. 2006. V. 29. P. 19–38.
31. Gómez-Enri J., Gommenginger C.P., Srokosz M.A., Challenor P.G. Measuring global ocean wave skewness by retracking RA-2 Envisat waveforms // J. of Atmospheric and Oceanic Technology. 2007. V. 24. P. 1102–1116.
32. Hausman J., Zlotnicki V. Sea state bias in radar altimetry revisited // Marine Geodesy. 2010. V. 33(S1). P. 336–347.
33. 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.

34. *Hou Y., Song G., Zhao X., Song J., Zheng Q.* Statistical distribution of nonlinear random water wave surface elevation // Chinese J. of Oceanology and Limnology. 2006. V. 24. No. 1. P. 1–5.
35. *Huang N.E., Long S.R., Tung C.C., Yuan Y., Bliven L.F.* A non-Gaussian joint statistical model for surface elevation of nonlinear random wave fields // J. Geophys Res. 1983. V. 88. P. 7597–7606.
36. *Huang N.E., Long S.R.* An experimental investigation of the surface elevation probability distribution and statistics of wind-generated waves // J. Fluid Mech. 1980. V. 101. No. 1. P. 179–200.
37. *Jha A.K., Winterstein S.R.* Nonlinear random ocean waves: prediction and comparison with data // Proc., 19th Intl. Offshore Mech. Arctic Eng. Symp., ASME, 2000. Paper No. OMAE 00–6125.
38. *Kinsman B.* Wind waves: their Generation and Propagation on the Ocean Surface. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice Hall Inc. 1965. 661 p.
39. *Kumar R., Stammer D., Melville W.K., Janssen P.* Electromagnetic bias estimates based on TOPEX, buoy, and wave model data // J. Geophys Res. 2003. V. 108. No. C11. 3351. doi:10.1029/2002JC001525.
40. *Longuet-Higgins M.S.* The effect of non-linearities on statistical distribution in the theory of sea waves // J. Fluid Mech. 1963. V. 17. No. 3. P. 459–480.
41. *Melnikova O.N., Nivina T.V., Pokazeev K.V.* On the amplification of wind nonlinear waves due to the vortex formation in separated flow // Moscow University Physics Bulletin. 2008. V. 63. No 3. P. 226–228.
42. *Moore R.K., Williams C.S.* Radar terrain return at near vertical incidence // Proceedings of the Institute of Radio Engineers. 1957. V. 45. P. 228–238.
43. *Phillips O.M.* On the dynamics of unsteady gravity waves of finite amplitude. Part 2. // J. Fluid Mech. 1961. V. 11. P. 143–155.
44. *Queffelec P.* Long-term validation of wave height measurements from altimeters // Marine Geodesy. 2004. 27. P. 495.
45. *Rodriguez E., Martin J.M.* Estimation of the electromagnetic bias from retracked TOPEX data // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. No. C12. P. 24971–24979.
46. *Rodriguez E.* Altimetry for non-Gaussian oceans: Height biases and estimation of parameters // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. No. C11. P. 14107–14120.
47. *Srokosz M.A.* A new statistical distribution for the surface elevation of weakly nonlinear water waves // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 149–155.
48. *Stokes G.G.* On the theory of oscillatory waves // Trans. Cambridge Philos. Soc. 1849. V. 8. P. 197–229.
49. *Sun F., Ping-Xing D.* A statistical distribution of surface elevation for nonlinear random sea waves and its physical explanation // Science in China (series B). 1994. V. 37. No. 11. P. 1401–1408.
50. *Tayfun M.A.* Narrow-band nonlinear sea waves // J Geophys. Res. 1980. V. 85(C3). P. 1548–1552.
51. *Tran N., Vandemark D., Chapron B., Labroue S., Feng H., Beckley B., Vincent P.* New models for satellite altimeter sea state bias correction developed using global wave model data // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. C 09009. DOI: 10.1029/2005JC003406.

52. Yaplee B.S., Shapiro A., Hammond D.L., Au B.B., Uliana E.A. Nanosecond radar observation of the ocean surface from a stable platform // IEEE Trans. Geosci. Electron. 1971. V. GE-9. P. 170–174.

Influence of non-linearity sea waves on the results of radio altimetr measurements

A.S. Zapevalov, V.V. Pustovoitenko

*Marine Hydrophysical Institute of the National Academy of Sciences of Ukraine
99000, Ukraine, Sevastopol, ul. Kapitanskaya, 2
E-mail: sevzepter@mail.ru*

The influence on the return waveform pulse altimeter nonlinear effects of the sea surface waves that lead to deviation of the distribution surface elevations from Gaussian. Demonstrated the limitations of existing models of distributions (including the distribution of the Gram-Charlier) in the analysis of altimetry. It was noted that one of the problems of the simulation of the return waveform pulse altimeter is no model describing the distribution of sea surface elevation on a scale of more than one and a half times that exceed a significant wave height.

Keywords: satellite altimetry; state sea surface; distribution of elevations, nonlinearity of the sea waves.