

ЗАВИСИМОСТЬ УГЛОВОГО КОЭФФИЦИЕНТА В ДВУХМАСШТАБНОЙ МОДЕЛИ УЭПР МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ ОТ ВИДА СПЕКТРА ВОЛНЕНИЯ

B.B. Малиновский

ООО "ДВС ЛТД"
г. Севастополь, ул. Капитанская, 4, к. 111
E-mail: dvs@alpha.mhi.iuf.net

Рассматриваются особенности расчета углового коэффициента в двухмасштабной модели УЭПР морской поверхности для X – и C – диапазонов радиоволн. Показано, что учет формы спектра ветровых волн и сильные вариации его уровня при изменении скорости ветра приводят к ветровой зависимости углового коэффициента и изменению модельных значений УЭПР моря на 20-40% и 10-15%, соответственно, в X – и C – диапазонах.

Радиолокационные (РЛ) измерения стали одними из основных источников получения информации о состоянии поверхности океана и атмосферного погранслоя. Круг задач, решаемых с помощью РЛС, достаточно широк. С одной стороны, они используются для изучения механизмов формирования РЛ изображений морской поверхности, что позволяет, в конечном итоге, переходить к решению обратных задач. К таким исследованиям можно, например, отнести изучение особенностей отображения температурных океанических фронтов в РЛ сигнале [1,2].

С другой стороны, спутниковые РЛС широко используются в прикладных целях. Их традиционным применением является контроль ледовой обстановки (см., например, [3]). В настоящее время скаттерометры, установленные на ряде зарубежных ИСЗ (ERS, ADEOS, QUIKSCAT, NSCAT и др.) работают в штатном режиме, позволяющем получать регулярную информацию о поле скорости ветра над Мировым океаном.

Алгоритмы восстановления физических параметров по РЛ данным базируются на 2-х масштабной модели брегговского рассеяния радиоволн [4], одним из параметров которой

является геометрический коэффициент g^P , связанный с эффектом модуляции рассеивающей ряби длинной волной (здесь и далее верхний индекс P указывает на поляризацию радиосигнала: v - вертикальная; h - горизонтальная). Как правило, при расчетах значений g^P спектр поверхности задается в виде $S(k) = \beta \cdot k^{-4}$, где β – константа Филлипса. Такой подход при определении углового коэффициента является традиционным и зависимости g^P от угла падения θ можно найти во многих работах, посвященных проблеме формирования удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) морской поверхности σ_0^P (см., например, [5]). При этом, значение коэффициента g^P определяется только углом наблюдения θ и при его фиксированном значении оказывается практически одинаковым в различных метеоусловиях, в частности, при различных скоростях ветра U . Однако, исследования последних лет показали, что как уровень спектра, так и его форма в интервале коротких ветровых волн сильно изменяются при изменении U [6]. Тогда следует ожидать появления зависимости g^P от скорости ветра и соответствующих поправок в модельных значениях σ_0^P . В этом случае необходимо оценить, насколько существенными окажутся различия в указанных величинах при использовании различных видов $S(k)$.

Целью настоящей работы является оценка влияния формы и уровня коротковолнового участка спектра поверхностных волн при различных скоростях ветра на формировании углового коэффициента рассеяния и теоретические значения σ_0^P .

В рамках 2-х масштабной модели брегговского рассеяния [4] УЭПР морской поверхности может быть записана в виде:

$$\sigma_0^P \approx \sigma_{0br}^P \left(1 + g^P \cdot \overline{\zeta_i^2} \right) \quad (1)$$

где σ_{0br}^P – “чисто” брэгговская компонента рассеяния [7]

$$\sigma_{0br}^P(\theta, \phi) = 16\pi k_r^4 |G^P|^2 S(k_b, \phi) \quad (2)$$

k_r – волновое число радиоволны; $k_b = 2k_r \sin \theta$ – волновое число резонансно – рассеивающей волны; $S(k_b, \phi)$ – спектр возвышений морской поверхности на волновом числе k_b ; ϕ – азимут наблюдения относительно направления “на ветер”; $|G^V|^2$ – коэффициент, зависящий от геометрии наблюдения [4], равный для вертикальной и горизонтальной поляризаций, соответственно

$$|G^V(\theta)|^2 = \frac{\cos^4 \theta (1 + \sin^2 \theta)^2}{(\cos \theta + 0.111)^4} \quad (3)$$

$$|G^H(\theta)|^2 = \frac{\cos^4 \theta}{(0.111 \cdot \cos \theta + 1)^4}$$

ζ_i^2 – среднеквадратичный наклон волн, несущих брэгговскую рябь, в направлении плоскости падения радиоволны. Входящий в (1) геометрический коэффициент g^P определяется как

$$g^P = 1 / (2\sigma_{0br}^P) \cdot \partial^2 \sigma_{0br}^P / \partial \theta^2 \quad (4)$$

Величина $g^P(\theta)$ может быть легко найдена с учетом соотношений (2) – (4). Принимая во внимание (2), отметим, что геометрический коэффициент оказывается пропорциональным кривизне спектра поверхности на волновом числе рассеивающей ряби $g^P \sim \partial^2 S[k_b(\theta)] / \partial \theta^2$. В таком случае принципиальным становится выбор $S(k)$. В настоящей работе будем использовать модель спектра, предложенную в [6]

$$S(k, \phi) = k^{-4} \cdot B(k, \phi), \text{ характеризующую-}$$

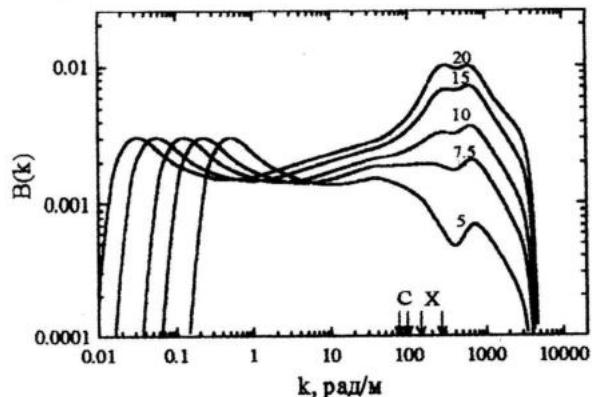


Рис.1 – Сечения спектра $B(k)$ в направлении “на ветер”, рассчитанные по модели [6] для значений U , обозначенных цифрами. Стрелками (\downarrow) и буквами отмечены интервалы изменений k_b , характерные для X, C – диапазонов радиоволн спутниковых РЛС.

ся сильными изменениями $B(k, \phi)$ при изменении U . В качестве примера на рис.1 показано сечение уровня спектра в направлении “на ветер”. Стрелками и буквами на рисунке отмечены интервалы изменений волновых чисел брэгговской ряби в X – и C – диапазонах радиоволн, используемых, соответственно, на отечественных и зарубежных спутниковых РЛС. Цифрами над кривыми на рис.1 обозначены значения скорости ветра. Как видно из рисунка, уровень спектра и его форма в коротковолновой части сильно зависят от U . Причем в X – диапазоне эти изменения являются более сильными, чем в C – диапазоне. Тем не менее, в обоих случаях они оказываются достаточно существенными и следует ожидать зависимости g^P от скорости ветра. На рис.2 представлены расчеты геометрического коэффициента и УЭПР морской поверхности в направлении “на ветер” как для вертикальной, так и горизонтальной поляризаций излучения/приема радиосигнала X – диапазона, выполненные для двух случаев: g^P , σ_0^P , при $B = \text{const}$ и g_B^P , σ_{0B}^P при учете вида $B(k, \phi)$ по модели [6].

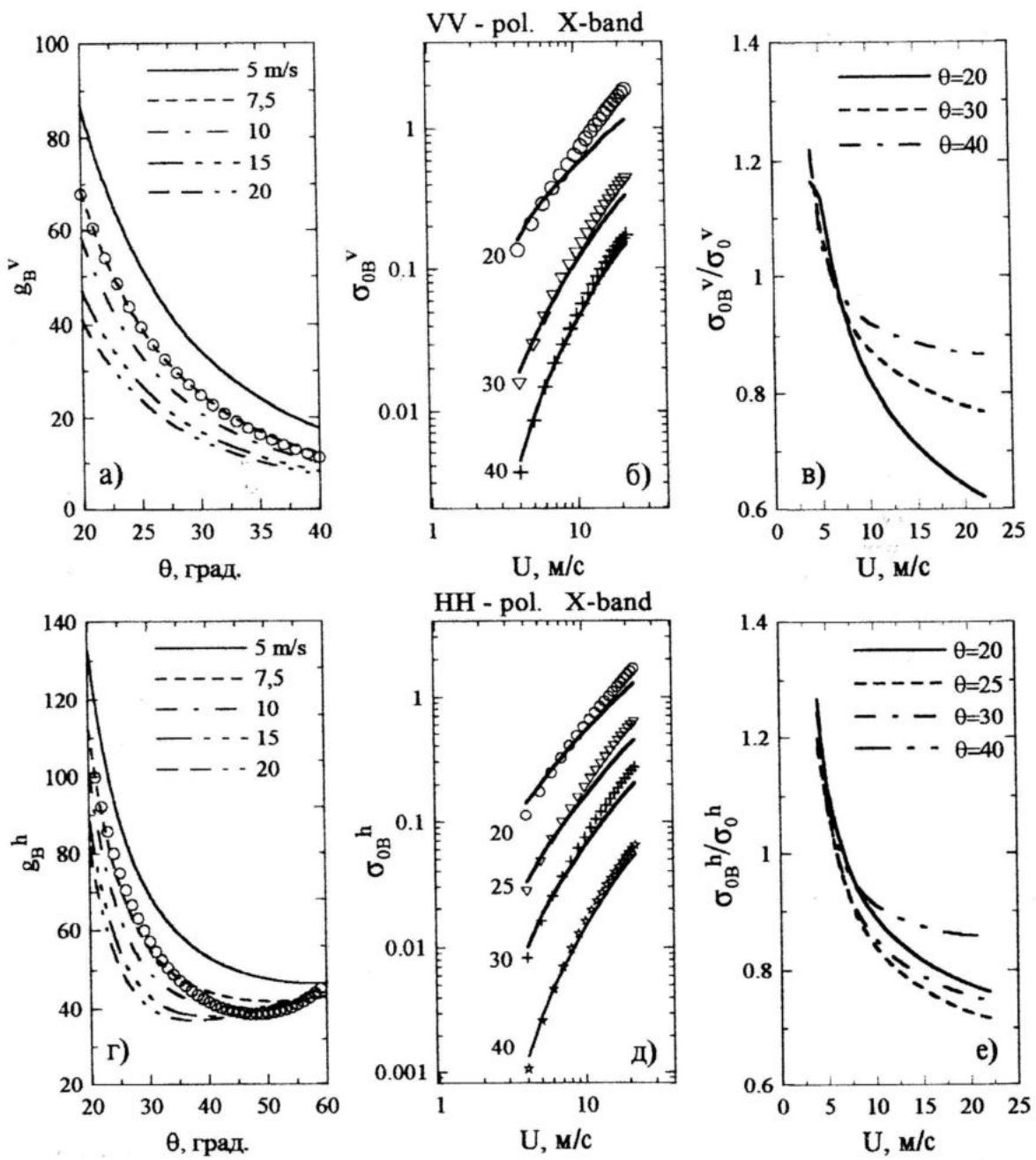


Рис.2 – Зависимости для X -диапазона при V - и h -поляризациях: а), в) - g^P от θ ; линии – расчеты с учетом $B(k)$ [6], символы (O) – при $B = \text{const}$, цифрами в легенде указаны значения скорости ветра; б), д) – σ_0^P от U , цифрами около кривых указаны значения θ ; в), е) – ветровые зависимости отношения $\sigma_{0B}^P / \sigma_0^P$.

На рис.2а линиями показаны угловые зависимости g_B^v при различных скоростях ветра. Как следует из рисунка, при v -поляризации при фиксированных значениях θ величины g_B^v значительно отличаются от g^v , обозначенных символами (O). Наиболее близкие значения g_B^v и g^v наблюдаются при $U \approx 7.5$ м/с. Для меньших ветров отношение g_B^v / g^v растет с уменьшением U и увеличением угла падения. При $U = 5$ м/с величины g_B^v / g^v составляют 1,3 и 1,6 для θ , соответственно, 20° и 40° . Отметим, что данный диапазон углов наблюдения характерен для РЛСБО, устанавливаемых на отечественных ИСЗ. При $U > 7.5$ м/с значения g_B^v уменьшаются с ростом скорости ветра, а величина g_B^v / g^v лежит в пределах 0.6–0.65 в интервале $\theta = 20^\circ - 40^\circ$. Характер изменения σ_0^v от U иллюстрируются на рис.2б, на котором сплошными линиями и символами показаны расчеты выполненные по формуле (1) с использованием угловых коэффициентов, соответственно, g_B^v и g^v для $\theta = 20^\circ, 30^\circ, 40^\circ$. Как следует из рис.2б, использование g_B^v в (1) уменьшает наклон ветровых зависимостей УЭПР. Наиболее сильно это проявляется в диапазоне $\theta = 20^\circ - 30^\circ$, т.е. наиболее “информационной” части РЛ изображений. Отношение $\sigma_{0B}^v / \sigma_0^v$ при различных скоростях ветра и углах наблюдения показаны на рис.2в, из которого видно, что при слабых ветрах учет $B(k, \phi)$ увеличивает модельные значения σ_0^v в ~ 1.2 раза (при $U = 5$ м/с) по отношению к “традиционным” расчетам, а при сильных ветрах (20 м/с) – уменьшает в ~ 1.6 раза при $\theta = 20^\circ$ и в ~ 1.2 раза при $\theta = 40^\circ$.

При h -поляризации радиосигнала применение в расчетах спектра $B(k, \phi)$ приводит к аналогичному поведению g^h и σ_0^h , показанных на рис.2г-е. Отметим только, что наиболее сильные отклонения g_B^h от g^h при изменении U наблюдаются, особенно для сильных ветров, в интервале $\theta = 20^\circ - 35^\circ$. Так же, как и при v -поляризации, ветровые зависимости $\sigma_{0B}^h(U)$, представленные на рис.2д, имеют меньший наклон по сравнению с $\sigma_0^h(U)$. Отношение $\sigma_{0B}^v / \sigma_0^v$ при $U = 5$ м/с близко к 1,2, а для сильных скоростей ветра (20 м/с) оно составляет от ~ 0.7 при $\theta = 25^\circ$ до ~ 0.85 при $\theta = 40^\circ$.

Рассмотрим целесообразность учета $B(k, \phi)$ при определении σ_0^v для v -поляризации в C -диапазоне, который используется на зарубежных спутниковых РЛС. Актуальность данного вопроса определяется тем, что в распространяемых конечных продуктах РЛ измерений (SAR-изображениях, полях приводного ветра) при обработке данных до настоящего времени применяется коэффициент g_C^v , рассчитанный при $B = \text{const}$. Здесь и далее нижним индексом C будем обозначать параметры, рассчитанные для C -диапазона радиоволн. Полученные значения g_C^v , σ_{0C}^v и отношения $\sigma_{0BC}^v / \sigma_{0C}^v$ для различных U и углов наблюдения представлены на рис.3. Несмотря на то, что изменения как уровня, так и кривизны $B(k)$ в соответствующем интервале брэгговских волновых чисел (см. рис.1, участок C) при изменении U меньше, чем в X -диапазоне, отличия g_{BC}^v (линии) от g_C^v (символы O) оказываются достаточно существенными. Как следует из рис.3а, при указанных в легенде скоростях ветра значения g_{BC}^v / g_C^v составляют $\sim 1 \pm 0.2$ при $\theta = 20^\circ$ и $\sim 1 \pm 0.25$ при $\theta = 30^\circ$. Применение коэф-

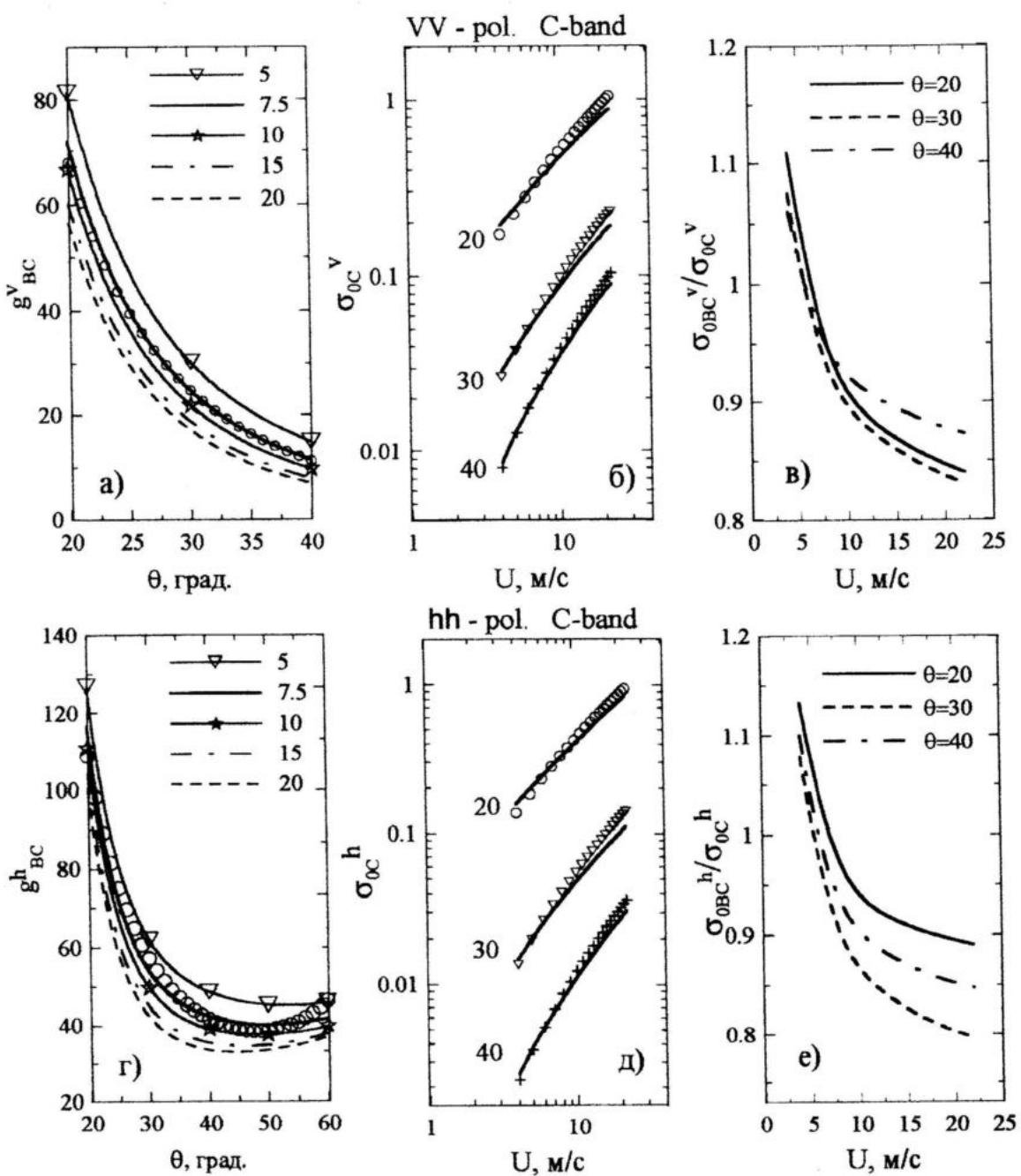


Рис.3 - Зависимости для С – диапазона при V - h – поляризациях радиосигнала: а), в) - g_C^P от θ ; линии – расчеты с учетом $B(k)$ [6], символы (O) – при $B = \text{const}$, цифрами в легенде указаны значения скорости ветра; б), д) – σ_{0C}^P от U для углов наблюдения 20° (символы O), 30° (символы V) и 40° (символы +); г), е) – ветровые зависимости отношения $\sigma_{0BC}^P / \sigma_{0C}^P$ при различных углах наблюдения.

фициента g_{BC}^V для вычисления УЭПР, представленных на рис.3б, приводит к достаточно значимым изменениям величин σ_{0BC}^V . При этом, как видно из рис.3в, отношение $\sigma_{0BC}^V / \sigma_{0C}^V$ составляет $\sim 1,1$ для слабых ветров и $\sim 0,8$ для $U = 20$ м/с. Для h -поляризации геометрические коэффициенты и УЭПР, рассчитанные с учетом и без учета $B(k)$, приведены на рис.3г-е. Отметим, что в этом случае учет спектра [6] приводит к заметным ($\pm 15\%$) изменениям σ_0^h .

Заключение. Приведенные в настоящей работе результаты показывают, что при расчетах значений УЭПР морской поверхности, выполняемых в рамках двухмасштабной модели, принципиальным оказывается выбор вида спектра поверхности. Применение в вычислениях спектра коротких ветровых волн, предложенного в [6], характеризующегося сильными вариациями его уровня при различных скоростях ветра, приводит к существенной ветровой зависимости углового коэффициента g^P и, следовательно, соответствующим изменениям теоретических значений σ_0^P . Данный эффект проявляется как в различных диапазонах радиоволн, используемых в спутниковых РЛС, так при различных поляризациях излучения. Учет формы спектра поверхности и изменений его уровня при изменяющихся метеоусловиях позволяет повысить точность восстанавливаемой УЭПР на 20-40% и 10-15%, соответственно, в X - и C -диапазонах. Применение уточненных характеристик модели рассеяния окажется наиболее существенным при анализе изображений РЛСБО, устанавливаемых на украинских ИСЗ, поскольку позволит восстанавливать достоверные параметры морской поверхности, ветра и получать данные, сопоставимые с информацией зарубежных спутников

Работа выполнена при финансовой поддержке Европейского сообщества: грант INTAS INFO 00-598.

ЛИТЕРАТУРА

1. Beal R.C., V. N. Kudryavtsev, D. R. Thompson, S. A. Grodsky, D. G. Tilley, V. A. Dulov and Graber H. C. The influence of the marine atmospheric boundary layer on ERS 1 synthetic aperture radar imagery of the Gulf Stream // J. Geophys. Res. 1997. V.102 . C3. P.5799-5814.
2. В.Н.Кудрявцев, В.В.Малиновский, А.В.Родин. Проявления температурных океанических фронтов в радиолокационных изображениях океана // Иссл.Земли из космоса, 1999, №6, с.16-26.
3. Л.М.Митник, Г.И.Десятова, В.В.Ковбасюк. Определение характеристик ледяного покрова Охотского моря зимой 1983-1984 гг. по данным радиолокационного зондирования // Иссл.Земли из космоса, 1985, №3, с.16-22.
4. Plant W.J. A two-scale model of short wind generated waves and scatterometry // Journ.Geoph.Res. 1986. V.91, C9. P. 10735 – 10749.
5. Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B. A semi-empirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface. 1. Background model // Journ.Geoph.Res., 2003, v.108.
6. V.N.Kudryavtsev, V.K.Makin, B.Chapron. Coupled sea surface – atmosphere model. 2.Spectrum of short wind waves // Journ.Geoph.Res. 1999. V.104, № C4. P.7625 – 7639.
7. Bass F.G., Fuks I.M., Kalmykov A.I., Ostrovsky I.E., Rosenberg A.D. Very high frequency radiowave scattering by a disturbed sea surface. - IEEE Trans. Antennas and Propag. - 1968. - vol.16., № 5. - part 1: p. 554-559; - part 2: p. 560-568.
8. Кудрявцев В.Н., Малиновский В.В., Большаков А.Н., Смолов В.Е. Экспериментальные исследования механизмов модуляции радиолокационного сигнала на масштабах морских поверхностных волн // Исслед.Земли из космоса, 2001, №4, с.13 –30.