



УДК 504.064.3:551.466.1

© 2009

Член-корреспондент НАН України **В. А. Иванов, В. В. Малиновский, В. Е. Смоллов, Ю. Ю. Юровский**

Экспериментальные исследования радиолокационного рассеяния на морской поверхности при больших углах падения

Розглядається підхід до відновлення характеристик морського середовища за даними берегових радіолокаційних станцій, що ґрунтується на фізичних уявленнях про компоненти розсіювання і гідрометеорологічні мінливості. Результатами натурних досліджень встановлено, що варіації радіолокаційного сигналу при великих кутах падіння визначаються переважно зміною параметрів обвалень вітрових хвиль. Облік компоненти розсіювання, що зв'язана з обваленнями, та її внесок у сумарний сигнал дозволяють фізично обґрунтованого визначення параметрів морської поверхні.

Радиолокационные (РЛ) методы мониторинга морской среды используются для решения широкого круга прикладных задач, в частности, для определения ветро-волновой обстановки, контроля нефтяных загрязнений, идентификации динамических процессов на морской поверхности. Преимущество РЛ систем обусловлено возможностью работы в любое время суток при различных метеорологических условиях. Эффективным инструментом, который позволяет осуществлять оперативный контроль состояния морской среды, могут служить радиолокационные станции (РЛС), установленные на береговых или судовых носителях.

В настоящее время известны РЛ системы, которые обеспечивают обнаружение загрязнений, определение океанографических характеристик волнения, скорости ветра в районах нефтяных платформ и морских портов [1–3]. Алгоритмы, использующиеся в этих системах, основаны на эмпирических зависимостях обратного рассеяния радиоволн на морской поверхности. Следует отметить, что эмпирические зависимости осреднены по широкому диапазону различных параметров морской среды. Данный подход приводит к тому, что ошибки восстанавливаемых величин могут зависеть от многих факторов, например, на скорость ветра может влиять влажность воздуха, разность температур вода — атмосфера, высота волн [3]. Следовательно, для получения достоверных результатов требуется множество эмпирических законов, описывающих РЛ сигнал как функцию состояния морской поверхности и атмосферы, что значительно усложняет решение обратной задачи и снижает универсальность РЛ средств.

Использование эмпирического подхода — в некоторой степени вынужденная мера, поскольку отсутствуют модели, удовлетворительно объясняющие РЛ рассеяние в диапазоне санти- и миллиметровых радиоволн при малых и близких к ним углах скольжения, характерных для измерений с береговых РЛ постов. Проблемы теоретического описания обратной задачи связаны с существенным влиянием РЛ рассеяния от элементов поверхности в этом диапазоне углов, ассоциируемых с обрушениями ветровых волн. Механизм взаимодействия радиоволн с обрушениями изучен недостаточно и требует создания адекватной радиофизической теории рассеяния. Кроме того, зависимость параметров самих обрушений от внешних условий, а также общий механизм их генерации остаются мало исследованными.

Восстановление параметров морской среды по измеренной мощности рассеянного излучения требует решения обратной задачи. Один из подходов к решению данной задачи основан на создании следующих методов:

физических представлений об элементах поверхности, участвующих в РЛ рассеянии (рассеивателях) и об изменчивости их характеристик в зависимости от гидрометеорологических условий;

радиофизических моделей взаимодействия радиоволн с различными рассеивателями; анализа РЛ сигнала с целью оценки количественных характеристик рассеивателей по их вкладам в суммарную площадь рассеяния;

использования этих оценок для восстановления значений параметров морской поверхности и атмосферы.

В настоящем сообщении проанализирован подход, позволяющий построить физически обоснованные алгоритмы восстановления характеристик морской среды, по данным береговых РЛС.

Количественной мерой интенсивности РЛ сигнала служит удельная эффективная площадь рассеяния σ_0 (УЭПР). В формировании УЭПР морской поверхности в диапазоне санти- и миллиметровых волн принимают участие несколько различных механизмов, вклад каждого из них зависит как от параметров морской поверхности при заданной геометрии наблюдения, так и от угла падения θ при неизменных гидрометеорологических условиях. Здесь и далее под θ будем понимать угол между направлением зондирования и надиром.

В исследуемом интервале больших θ основными компонентами УЭПР будем считать резонансную (брэгговскую) составляющую σ_{br}^p и компоненту σ_{wb} , связанную с рассеянием на зонах обрушений ветровых волн [4]:

$$\sigma_0^p = \sigma_{br}^p(1 - q) + \sigma_{wb}q, \quad (1)$$

где q — доля поверхности моря, покрытой обрушениями; индекс p указывает на поляризацию (вертикальную (ВП) и горизонтальную (ГП)). Относительно σ_{br}^p известны модели, описывающие как резонансное рассеяние (F. G. Bass, I. M. Fuks, A. I. Kalmykov, 1968), так и поведение рассеивателей (гравитационно-капиллярной ряби) под действием внешних факторов (ветра, волн, ПАВ) [4]. Относительно небрэгговской компоненты σ_{wb} существуют гипотезы, объясняющие увеличение УЭПР в области обрушения ветровых волн. К ним относятся дифракция на заостренных гребнях волн перед обрушением (A. I. Kalmykov, V. V. Pustovoytenko, 1976), рассеяние на брызгах (А. И. Калмыков, А. С. Курекин, Ю. А. Лемента, 1976), многолучевое распространение [5], квази-зеркальные отражения [6]. Существенную роль при таких углах может играть затенение части поверхности гребнями длинных волн [5]. С другой стороны, изменчивость самих небрэгговских рассеивателей (обрушений) под влиянием внешних условий плохо поддается теоретическому описанию. Например,

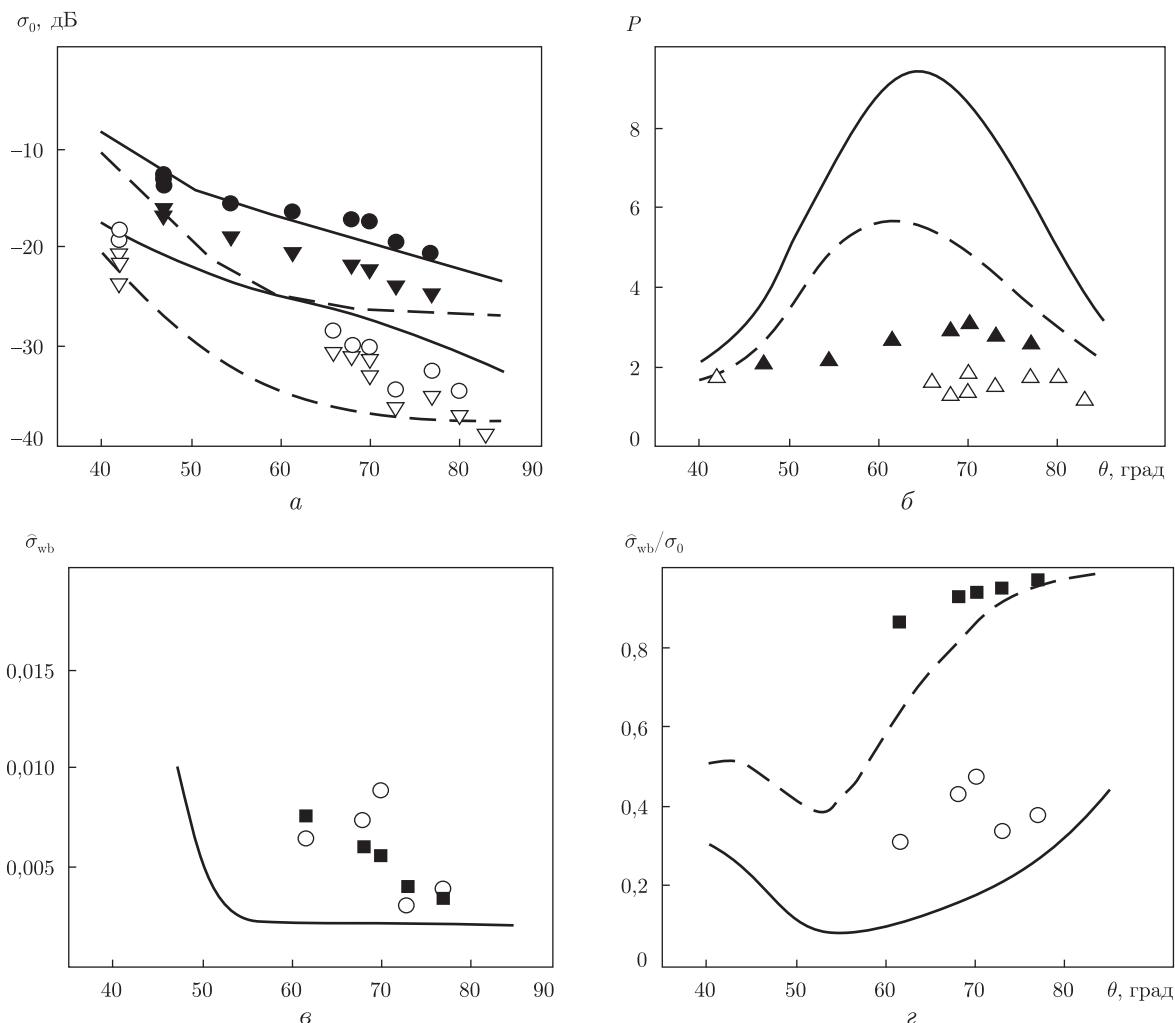


Рис. 1. Угловые зависимости УЭПР морской поверхности (а); поляризационного отношения (б); УЭПР обрушений (в) и ее вклада в σ_0 (г).

Условные обозначения: \blacktriangledown — ГП при ветре 15 м/с; \bullet — ВП при ветре 15 м/с; ∇ — ГП при ветре 6 м/с; \circ — ВП при ветре 6 м/с; \triangle — ВП/ГП при ветре 6 м/с; \blacktriangle — ВП/ГП при ветре 15 м/с; для графиков а и б: сплошная линия — теоретические значения ВП/ГП при ветре 6 м/с; пунктирная — при ветре 15 м/с; \blacksquare — ГП; \circ — ВП; для графиков в и г: пунктирная линия — теоретические оценки на ГП, сплошная — на ВП

параметризации зависимостей q от скорости ветра U могут отличаться более чем на порядок [7]. Отметим также, что характеристики брэгговских и небрэгговских рассеивателей существенно различны при изменении гидрометеорологических условий, что затрудняет анализ и интерпретацию РЛ данных.

Продемонстрируем этот факт на примере сопоставления модели УЭПР морской поверхности [4], верифицированной для $\theta < 60^\circ$, с результатами натурального эксперимента, проведенного нами на океанографической платформе [8]. В качестве основного инструмента использовался доплеровский радиолокатор непрерывного излучения, работающий на длине волны 8 мм (37,5 ГГц). Методика и условия эксперимента приведены в [8].

Угловые зависимости σ_0 на вертикальной и горизонтальной поляризациях излучения, полученные при различных скоростях ветра, представлены на рис. 1, а. Как следует из

рисунка, с увеличением угла падения значения УЭПР на обеих поляризациях уменьшаются, причем более быстрое падение σ_0 наблюдается с уменьшением скорости ветра. (На рис. 1, *a* показаны теоретические оценки угловой зависимости УЭПР, полученные по модели [4] для углов, скоростей ветра и поляризаций, соответствующих нашим условиям измерений: сплошные линии — ВП, пунктирные — ГП; нижняя и верхняя группы кривых построены для $U = 6$ м/с и $U = 15$ м/с.)

Хорошее соответствие теории и опыта проявляется при $\theta < 50^\circ$. При больших углах и сильном ветре (~ 15 м/с) различия начинают увеличиваться, причем более существенные отклонения экспериментальных точек от теоретических кривых (3–5 дБ) наблюдаются на ГП. При скорости ветра 6 м/с и возрасте волн $\sim 0,7$ теория дает в несколько раз завышенные значения σ_0 на ВП и заниженные — на ГП.

Используемые в моделях представления о небрэгговской компоненте УЭПР дают оценку вклада σ_{wb} в σ_0 менее 0,6–0,7 при $\theta \sim 60^\circ$. В рамках двухмасштабной композитной модели с учетом гипотезы $\sigma_{wb}^v = \sigma_{wb}^h = \sigma_{wb}$ (v — ВП, h — ГП) [9] следует ожидать, что поляризационное отношение $P = \sigma_0^v / \sigma_0^h$ составит величину порядка 5–10. Сравним эти оценки со значениями P , полученными экспериментально. Поляризационные отношения для данных, показанных на рис. 1, *a*, демонстрирует рис. 1, *б*. При фиксированном ветре поляризационное отношение слабо зависит от угла падения. С ростом скорости наблюдается увеличение значений P . Заметим, что как для умеренного, так и сильного ветра в интервале рассматриваемых углов падения θ величины P лежат в пределах 1,5–2,0. Теоретические угловые зависимости поляризационного отношения, приведенные сплошной линией ($U = 6$ м/с) и пунктирной ($U = 15$ м/с), существенно превышают экспериментальные.

Наиболее естественным объяснением расхождений между моделями и натурными данными может служить недостаточно точное теоретическое описание небрэгговской компоненты и ее доли в суммарной УЭПР на различных поляризациях при углах падения $> 60^\circ$. Вклад σ_{wb} зависит от доли поверхности моря, покрытой обрушениями. Как отмечалось выше, само поведение q изучено недостаточно, в связи с чем определить соотношение между σ_{wb} и σ_{br}^p весьма трудно.

Оценка вклада σ_{wb} в σ_0^p может быть выполнена с использованием данных, представленных на рис. 1, *a* для скорости ветра 15 м/с (верхняя группа точек). Определим величину небрэгговской составляющей УЭПР следующим образом: $\hat{\sigma}_{wb}^p = \sigma_0^p - \sigma_{br}^p$. Здесь σ_0^p — экспериментальные значения, а брэгговская компонента σ_{br}^p может быть рассчитана по модели [4] для ветроволновых условий, наблюдавшихся во время эксперимента. Полученные зависимости $\hat{\sigma}_{wb}^p$ от θ приведены на рис. 1, *в*, где сплошной линией показаны расчеты по модели [4]. Из рисунка следует важный вывод: при фиксированных θ оценки $\hat{\sigma}_{wb}^p$ на ВП и ГП близки. Это согласуется с результатами лабораторных измерений УЭПР индивидуальных обрушений [9]. Таким образом, при анализе РЛ данных, полученных при больших углах падения, можно считать, что $\sigma_{wb}^v \cong \sigma_{wb}^h$. Другим выводом, вытекающим из рис. 1, *в*, являются заниженные, по сравнению с экспериментальными данными, теоретические оценки $\hat{\sigma}_{wb}^p$.

Отношения $\hat{\sigma}_{wb}^p / \sigma_0^p$, определяющие вклады небрэгговской компоненты в суммарную УЭПР на обеих поляризациях, проиллюстрированы на рис. 1, *г*, где теоретические расчеты для ГП и ВП показаны, соответственно, пунктирной и сплошной линиями. Анализируя рисунок, можно утверждать следующее. Во-первых, модель дает заниженные значения вкладов σ_{wb} на обеих поляризациях. Во-вторых, при больших θ преобладающую роль в рассеянии горизонтально поляризованного излучения играет нерезонансное рассеяние, вклад которого достигает $\sim 0,9$ на ГП и $\sim 0,4$ на ВП.

Учет отмеченных выше особенностей формирования РЛ сигнала принципиален при восстановлении параметров морской поверхности. Продемонстрируем это на примере измерения характеристик ветрового волнения. В основе РЛ методов определения спектров волнения лежат эффекты гидродинамической модуляции рассеивающей ряби и изменения локального угла наблюдения вдоль профиля длинной волны. Другими словами, в качестве информативного параметра, за счет которого происходит модуляция РЛ сигнала, рассматривается брэгговская рябь. Однако из рис. 1, *в* и *г* следует, что вариации УЭПР должны определяться в основном изменением характеристик обрушений вдоль профиля длинных волн. Задача пространственной изменчивости обрушений в волновом поле требует детального исследования. Нам известна только одна работа, в которой получены экспериментальные оценки модуляции характеристик обрушений энергонесущими волнами [10]. Согласно данным [10], значения модуляционной передаточной функции величины q для умеренных и сильных ветров составляют ~ 20 , что в 2–3 раза сильнее модуляции РЛ сигнала за счет гидродинамического изменения брэгговской ряби. Следовательно, в качестве основного информативного параметра при определении характеристик волнения по РЛ измерениям можно рассматривать обрушения ветровых волн.

Таким образом, создание методов восстановления характеристик волнения по РЛ данным, основанных на физических представлениях о процессах, происходящих на морской поверхности, требует, как минимум, изучения изменчивости характеристик обрушений вдоль профиля длинных волн; исследования фазовых соотношений между обрушениями и длинными волнами; развития радиофизических моделей обратного рассеяния на обрушениях; определения соотношения между различными компонентами рассеяния. Такой подход, на наш взгляд, может быть использован как для развития алгоритмов диагностики ветрового волнения, так и для повышения достоверности восстановления характеристик ветра, поверхностных загрязнений и динамических процессов на поверхности моря.

Работа выполнена при поддержке проектов INTAS 05-100008-8014, INTAS/ESA 06-100025-9264 и Европейской научной программы FP6 (Contract #SST5-CT-2006-031001, Project MONRUK).

1. *Robinson I. S., Ward N. P., Gommenginger C. P., Tenorio-Gonzales M. A.* Coastal oceanography applications of digital image data from marine radar // *J. Atmos. Ocean. Tech.* – 2000. – **17**. – P. 721–735.
2. *Nieto B., Rodrigues G., Hessner K., Gonzalez B.* Inversion of marine radar images for surface wave analysis // *Ibid.* – 2004. – **21**. – P. 1291–1300.
3. *Dankert H., Hortsmann J.* A marine radar wind sensor // *Ibid.* – 2007. – **24**. – P. 1629–1642.
4. *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 // *J. Geophys. Res.* – 2003. – **108**, N C3 8054 doi: 10.1029/2001JC001003.
5. *Wetzel L. B.* On microwave scattering by breaking ocean waves // *Wave Dynamics and Radio Probing of the Ocean Surface.* – New York: Plenum press, 1986.
6. *Kwoh D. S. W., Lake B. M., Rungaldier H.* Microwave scattering from internal wave modulated surface waves: A shipboard real aperture coherent radar study in the Georgia strait experiment // *J. Geophys. Res.* – 1988. – **94**, N C10. – P. 12235–12248.
7. *Anguelova M. D., Webster F.* Whitecap coverage from satellite measurements: A first step toward modeling the variability of oceanic whitecaps // *Ibid.* – 2006. – **111**, N C03017 doi: 10.1029/2005JC003158.
8. *Юровский Ю. Ю., Малиновский В. В., Смоллов В. Е.* Радиолокационные методы мониторинга прибрежной зоны: возможности и проблемы использования / Под. ред. В. А. Иванова. – Севастополь: Мор. гидрофиз. ин-т НАН Украины. – 2008. – Вып. № 4. – 75 с. [Сб.: Совр. пробл. океанологии.].
9. *Ericson E. A., Lyzenga D. R., Walker D. T.* Radar backscattering from stationary breaking waves // *J. Geophys. Res.* – 1999. – **104**, N C12. – P. 29679–29695.

10. *Dulov V. A., Kudryavtsev V. N., Bolshakov A. N.* A Field Study of White Caps Coverage and its Modulations by Energy Containing Waves // Gas Transfer at Water Surface / Ed. by M. A. Donelan, W. M. Drennan, E. S. Saltzman, R. Wanninkhof. – AGU, 2001. – P. 296–301.

*Морской гидрофизический институт
НАН Украины, Севастополь*

Поступило в редакцию 27.05.2008

Corresponding Member of the NAS of Ukraine **V. A. Ivanov, V. V. Malinovsky,
V. E. Smolov, Yu. Yu. Yurovsky**

Field study of the radar backscattering on the sea surface at high incidence angles

An approach to retrieve sea surface parameters using coastal radar data based on physical representations about backscattering components and their hydrometeorological variability is presented. The field experimental results showed that the radar sea return variations at high incidence angles depend mostly on variations of the wave breaking characteristics. A physically grounded retrieval algorithm has to be based on taking the wave breaking scattering component into account.