

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

### ОСОБЕННОСТИ КЛАССИФИКАЦИИ ТИПОВ ВОЛНЕНИЯ В ЗАДАЧАХ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2013 г. В. Ю. Караев<sup>1\*</sup>, Е. М. Мешков<sup>1</sup>, К. Чу<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород

<sup>2</sup> Институт океанологии Китайской академии наук, Гуанчжоу

\*E-mail: volody@hydro.appl.sci-nnov.ru

Поступила в редакцию 02.11.2012 г.

Обсуждается классификация типов поверхностного волнения применительно к вопросу радиолокационного (РЛ) зондирования морской поверхности. Объединенный массив радиолокационных и буйковых данных использовался для определения типа волнения на основе океанографического определения возраста волнения. Было выделено четыре типа волнения и показано, что наиболее сильная корреляция между сечением обратного рассеяния и морским волнением наблюдается в случае доминирования ветрового волнения. В рамках развития РЛ-описания волнения было проведено исследование зависимости сечения обратного рассеяния от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, восстановленной по данным дождевого радиолокатора, и показано, что использование при классификации параметров волнения, влияющих на процесс рассеяния радиолокационного сигнала, позволяет значительно точнее вычислять сечение обратного рассеяния. Для полноты РЛ-описания волнения необходимо уметь дополнительно измерять дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости и коэффициент корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости.

**Ключевые слова:** морское волнение, сечение обратного рассеяния, скорость ветра, возраст волнения, классификация типов волнения, дисперсия наклонов крупномасштабного волнения

DOI: 10.7868/S0205961413040088

#### ВВЕДЕНИЕ

Сложность построения теоретической модели обратного рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона взволнованной водной поверхностью связана с тем, что на рассеивающей поверхности одновременно присутствуют волны разных пространственных масштабов относительно длины волны падающего излучения. В связи с этим традиционные подходы, например метод возмущений, оказываются неприменимы в явном виде.

Решением стало введение понятия двухмасштабной модели волнения в соответствии с которой морская поверхность представляется в виде крупномасштабного волнения, покрытого мелкой рябью (Исакович, 1952; Фукс, 1966). Побочным эффектом такого деления стало появление двух областей обратного рассеяния, отличающихся по своим свойствам: в области малых углов падения рассеяние считается квазизеркальным и происходит на участках волнового профиля, ориентированных перпендикулярно падающему излучению (метод Кирхгофа) и область средних углов падения, где рассеяние предполагается резонансным и рассеивателем выступает мелкая рябь, расположенная на крупной волне.

Как показали многочисленные исследования, связь скорости ветра и сечения обратного рассея-

ния не является однозначной. Это обусловлено тем, что формирование морского волнения происходит не только под воздействием локального ветра, но зависит также ряда других параметров, например, от интенсивности волн зыби и длины ветрового разгона. В связи с этим представляется интересным рассмотреть различные типы волнения и исследовать их связь с сечением обратного рассеяния.

Прежде всего, рассмотрим прямую задачу: по данным морских буев о волнении и скорости приповерхностного ветра надо вычислить сечение обратного рассеяния и сравнить с сечением обратного рассеяния, измеренным дождевым радиолокатором (PR-радиолокатором) (NASDA, 2001).

Данный сенсор предназначен для измерения интенсивности осадков в широкой полосе относительно экватора ( $\pm 40^\circ$ ). В PR-радиолокаторе используется сканирующий режим и измерения выполняются под разными углами падения. Его задачей является измерение интенсивности осадков, поэтому при стандартной обработке PR-данных информация из последнего по дальности элемента не используется.

После запуска PR-радиолокатора и формирования массива данных были предприняты успешные попытки измерять дисперсию наклонов

крупномасштабного волнения и определять скорость приповерхностного ветра (Freilich, Vanhoff, 2003; Li et al., 2004; Tran et al., 2007; Караев и др., 2012).

В наших работах был рассмотрен алгоритм восстановления дисперсии наклонов и проведена обработка PR-данных. Для исследования был сформирован объединенный массив данных, включающий как спутниковые данные, так и измерения морских буюв, согласованные по времени. Это позволило сравнить эффективность алгоритмов обработки PR-данных с контактными измерениями.

Кроме того, впервые был проведен подробный анализ взаимосвязи интегральных волновых параметров, описывающих морскую поверхность, с РЛ-измерениями (Chu et al., 2012). Полученные в ходе этих двух исследований результаты позволили разработать новые алгоритмы анализа и обработки РЛ-данных.

Проведенные исследования и создание общей базы данных РЛ- и буйковых измерений позволяет продолжить рассмотрение задачи классификации типов волнения с точки зрения эффективного решения задач РЛ-зондирования морской поверхности. В теоретической постановке (по модели спектра волнения) эта задача уже рассматривалась и было показано, что переход к описанию волнения через статистические моменты крупномасштабного волнения позволяет успешно классифицировать типы волнения и вычислять спектральные и энергетические характеристики отраженного сигнала (Караев и др., 2011). Такое описание назвали “радиолокационным”, так как измерив радиолокатором статистические моменты можно классифицировать тип волнения (Караев и др., 2011), не измеряя непосредственно спектр волнения.

В данной работе обсуждается классификация типов поверхностного волнения на основе данных морских буюв и рассматривается применение данной информации для вычисления сечения обратного рассеяния и оценивается точность.

Определение дисперсии наклонов крупномасштабного волнения по данным PR-радиолокатора позволяет перейти от теоретического анализа возможностей РЛ-описания волнения к количественным оценкам и сравнить эффективность двух подходов к классификации волнения при решении прямой задачи РЛ-зондирования.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для проведения исследований были взяты измерения сечения обратного рассеяния при малых углах падения, выполненные PR-радиолокатором. Данные были предоставлены Goddard Distributed Active Archive Center и извлечены из стандартного продукта 2A21 (версия-6).

Информация о скорости и направлении ветра, а также о параметрах волнения была получена из архива National Data Buoy Center (NDBC). NDBC буй обеспечивают измерения скорости и направления ветра каждые 10 мин на высоте 5 м над морской поверхностью.

Последующая обработка позволила сформировать объединенный массив РЛ- и буйковых данных, охватывающий период с 2001 по 2009 гг. В качестве критерия использовались следующие условия:

1) расстояние между буюм и ячейкой, где измеряется сечение обратного рассеяния, не превосходит 25 км;

2) временной интервал между РЛ- и буйковыми измерениями не более 10 минут.

При первичной обработке были отсеяны измерения в области дождя, когда происходит значительное ослабление мощности отраженного сигнала. Скорость ветра была пересчитана на высоту 10 м по логарифмическому профилю (Masuko et al., 1986).

В результате каждый элемент объединенного массива содержал следующую информацию: 1) скорость и направление ветра; 2) высоту значительного волнения и направление распространения; 3) сечение обратного рассеяния и угол падения; 4) направление движения спутника; 5) направление сканирования; 6) координаты буюа и элементарной рассеивающей ячейки. Кроме того, записывался спектр волнения и в ходе последующей обработки был вычислен ряд интегральных характеристик волнения.

Окончательный массив для последующего анализа был сформирован при условии, что скорость ветра была не ниже 3 м/с и включал 3601 точку. При более слабых скоростях ветра может происходить генерации ветрового волнения (Donelan, Pierson, 1987) и, следовательно, ветер и волнение будут не связанными.

### *Характеристики волнения*

Приведем определения основных интегральных характеристик, применяемых для описания морского волнения.

Статистический момент  $i$ -порядка определяется следующим образом:

$$m_i = \int_0^{f_c} f^i S(f) df, \quad (1)$$

где  $S(f)$  – измеренный буюм спектр волнения,  $f_c$  – частота отсечки буюа ( $\Gamma_c$ ), т.е. морской буюа не способен измерять спектр на более высоких частотах (короткие волны).

Средний волновой период задается следующим образом:

$$T_a = m_0 / m_1. \quad (2)$$

Таблица 1. Структура факторов

Параметр	Первый фактор (ветровой)	Второй фактор (волновой)
Скорость ветра, $U_{10}$	<b>0.884</b>	0.109
Крутизна, $\delta_a$	<b>0.937</b>	-0.198
Крутизна, $\delta_p$	<b>0.798</b>	-0.459
Высота значительного волнения, $H_S$	<b>0.631</b>	<b>0.728</b>
Волновой период, $T_a$	-0.0786	<b>0.931</b>
Волновой период, $T_p$	-0.296	<b>0.885</b>

В связи с тем, что морские буи не способны измерять высокочастотную часть спектра, достаточно точно можно оценить высоту значительного волнения и моменты первого и второго порядка. Момент четвертого порядка (дисперсия наклонов), вычисленный по измеренному бум спектру, будет существенно занижен.

Еще одной важной характеристикой является “крутизна” волн (wave steepness), которая определена следующим образом:

$$\delta_a = H_S / L_a, \quad (3)$$

где  $L_a$  – средняя длина волны, которая вычисляется по дисперсионному соотношению для гравитационных волн (по  $T_a$ );  $H_S$  – высота значительного волнения.

Традиционно при описании волнения используются также следующие определения волнового периода  $T_p$  и крутизны волн  $\delta_p$ :

$$T_p = 1/f_p \quad \delta_p = H_S / L_p, \quad (4)$$

где  $L_p$  и  $f_p$  – доминантная длина волны в спектре и соответствующая ей частота.

Из формул видно, что всегда  $T_p \geq T_a$  и, следовательно,  $\delta_a \geq \delta_p$ . Обычно волны зыби существенно длиннее ветровых волн, поэтому для смешанного волнения (ветровое + зыбь), различие между волновыми периодами будет больше, а для ветрового волнения – меньше.

Проведем факторный анализ данных, чтобы оценить взаимосвязь имеющихся в нашем распоряжении параметров: скорости ветра на высоте 10 м  $U_{10}$ , высоты значительного волнения  $H_S$ , волновых периодов и крутизн.

Факторный анализ – это процедура, с помощью которой большое число переменных, описывающих процесс, сводится к меньшему числу независимых величин, называемых факторами (Бююль, Цефель, 2005). Исходный элемент факторного анализа – корреляционная матрица. Для матрицы определяются собственные значения и собственные векторы. Собственные значения сортируются в порядке убывания, и отбирается столько факторов, сколько имеется собственных значений, превосходящих обычно 1. Собствен-

ные векторы, соответствующие этим значениям, образуют факторы.

В один фактор объединяются переменные, сильно коррелирующие между собой. Переменные из разных факторов между собой коррелируют слабо. Таким образом, целью факторного анализа является нахождение таких комплексных факторов, которые как можно более полно объясняют наблюдаемые связи между переменными, имеющимися в наличии.

В результате обработки были получены два фактора, которые приведены в табл. 1.

Из табл. 1 видно, что факторы можно условно назвать: 1) “ветровой” (скорость ветра  $U_{10}$ , крутизны  $\delta_a$  и  $\delta_p$ , высота значительного волнения  $H_S$ ); 2) “волновой” (периоды  $T_p$  и  $T_a$ , высота волнения  $H_S$ ). В совокупности они объясняют 87.2% наблюдаемых взаимосвязей.

Первый фактор назван ветровым, потому что в нем наиболее важными являются скорость ветра и крутизна  $\delta_a$ , которая зависит от скорости ветра. Во втором факторе наиболее значимыми являются волновые периоды  $T_p$  и  $T_a$ , в формировании которых могут участвовать волны зыби.

С точки зрения классификации типов волнения первый фактор описывает ветровое волнение, когда доминируют ветровые волны, а второй – смешанное волнение, когда преобладают волны зыби. В оба фактора входит высота значительного волнения, которая зависит как от скорости ветра, так и от параметров зыби. Иллюстрация взаимосвязи ветрового фактора и скорости ветра приведена на рис. 1а. Из рис. 1б видно, что отсутствует связь волнового фактора и скорости ветра.

Задача классификации типов волнения является важной для повышения точности измерения скорости приповерхностного ветра, так как тип поверхностного волнения влияет на связь скорости ветра и сечения обратного рассеяния.

Сформированные таким образом факторы достаточно полно характеризуют волнение и с их помощью можно описать другие, связанные с волнением, процессы, например, процесс обратного рассеяния электромагнитных волн СВЧ-диапазона.

В качестве иллюстрации приведем пример использования факторов для оценки сечения обратного рассеяния (в дБ) с помощью множественной линейной регрессией (Бююль, Цефель, 2005)

$$\sigma_0 = 12.127 - 0.797F_1 + 0.0817F_2 \pm 0.665 \text{ дБ}, \quad (5)$$

где  $F_1$  и  $F_2$  – факторы, характеризующие волнение. Из рис. 1 видно, что пределы изменения факторов примерно равны, поэтому значение коэффициента в формуле определяет важность фактора.

Несмотря на такой простой вид зависимости, удается получить хороший результат в предсказании сечения обратного рассеяния, что видно из рис. 2.

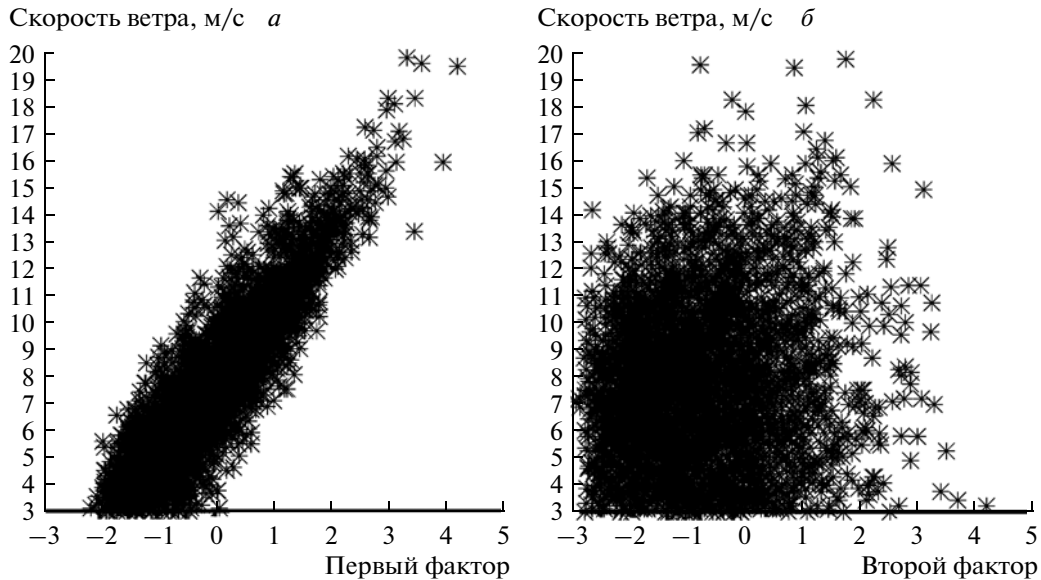


Рис. 1. Связь скорости ветра с ветровым (а) и с волновым (б) факторами.

Даже в рамках линейного приближения среднеквадратическое отклонение (СКО) не превосходит 0.67 дБ.

Несколько существенных отклонений на рис. 2 соответствуют низкой скорости ветра ( $U_{10} < 4.5$  м/с) и случаю  $T_p \approx T_a$ , что ставит вопрос о точности данных буев. Необходимо разработать критерии отсева некорректных данных буев, чтобы решить эту проблему.

#### Радиолокационные данные

Для анализа использовались данные РР-радиолокатора. Пример угловой зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для двух последовательных сканов приведен на рис. 3. Наблюдаемые на рис. 3 флуктуации мощности отраженного сигнала достаточно сильные и, следовательно, будут оказывать существенное влияние на работу алгоритмов, используемых для обработки данных. Для уменьшения ошибок на стадии предварительной подготовки данных происходит удаление грубых промахов из исходных данных (Караев и др., 2012).

В работе (Chu et al., 2012) анализировалась взаимосвязь интегральных параметров волнения, скорости ветра и сечения обратного рассеяния. Было показано, что сечение обратного рассеяния при нулевом угле падения наиболее сильно коррелирует с параметрами волнения и скоростью ветра, что делает случай нулевого угла падения наиболее привлекательным с точки зрения восстановления скорости приповерхностного ветра.

Приведем корреляционную матрицу, иллюстрирующую связь параметров волнения и сечения обратного рассеяния при нулевом угле паде-

ния (табл. 2). Из табл. 2 видно, что скорость ветра можно искать в виде функции от крутизны волн, высоты значительного волнения и сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения. Коэффициенты корреляции скорости ветра с параметрами волнения получились достаточно высокими, так как были отсеяны слабые ветры (<3 м/с).

Измеряемая буем крутизна волны  $\delta_a$  является в определенной степени аналогом дисперсии наклонных. Однако свойственная морским буям “отсечка” высокочастотной части спектра волнения

Восстановленное сечение обратного рассеяния, дБ

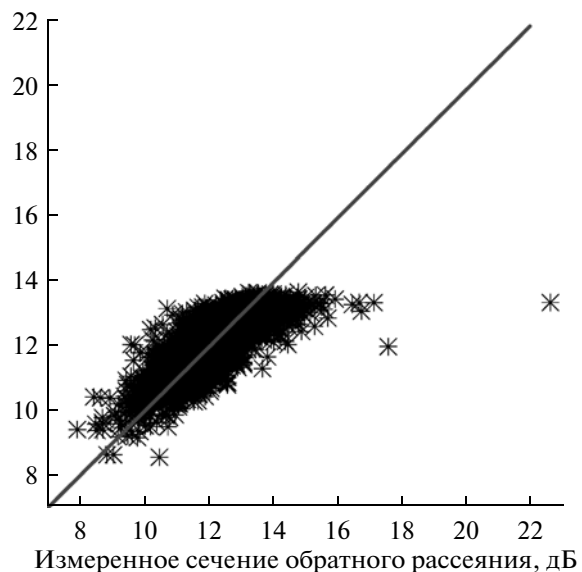


Рис. 2. Сравнение измеренного и восстановленного по формуле (5) сечения обратного рассеяния.

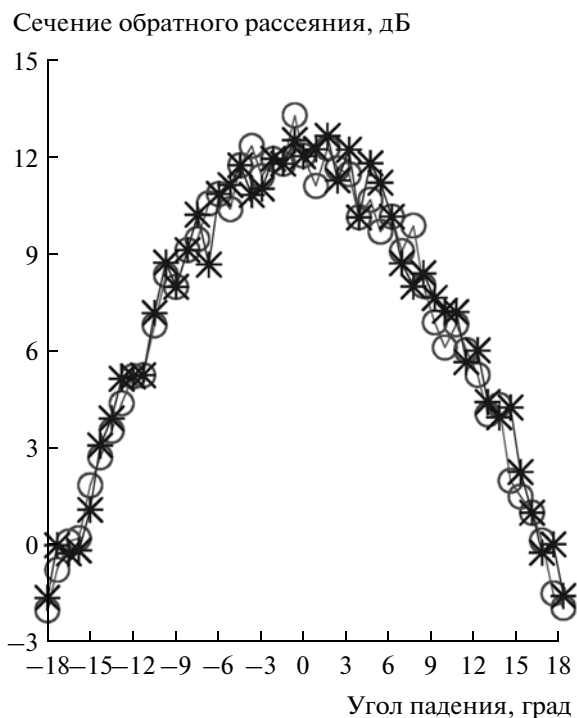


Рис. 3. Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения для двух последовательных сканов (кружки и звездочки соответственно).

приводит к тому, что она существенно меньше дисперсии наклонов крупномасштабного волнения в рамках двухмасштабной модели. Тем не менее, как и следует из формулы для сечения обратного рассеяния при нулевом угле падения (Басс, Фукс, 1972), она демонстрирует высокую степень корреляции с сечением обратного рассеяния.

Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра приведена на рис. 4.

## КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ВОЛНЕНИЯ

Как показали многочисленные исследования, тип волнения оказывает сильное влияние на сечение обратного рассеяния. Наблюдаемый на рис. 4 разброс сечений обратного рассеяния в

значительной степени обусловлен влиянием крупномасштабного волнения.

Для определения возраста волнения предложено несколько подходов. Прежде всего, возраст волнения вводится из физических соображений. Волнение считается полностью развитым ветровым волнением, если фазовая скорость, соответствующая пику в спектре волнения,  $c_p$  соответствует скорости ветра

$$\beta = c_p/U_{10} = g/(\omega_p U_{10}). \quad (6)$$

В используемой модели волнения условием развивающегося волнения является неравенство  $\beta < 1.25$ . Однако одного параметра недостаточно для проведения классификации волнения.

Второй доступной из данных буев характеристикой крупномасштабного волнения является дисперсия высот, или высота значительного волнения. По аналогии введем возраст волнения через его высоту

$$\eta = H_S/H_m, \quad (7)$$

где  $H_m$  – высота значительного волнения для случая полностью развитого волнения;  $H_S$  – высота значительного волнения для исследуемого случая. Если  $\eta < 1$ , то можно предположить, что волнение является развивающимся.

Для используемой модели волнения связь скорости ветра и высоты значительного волнения в случае полностью развитого ветрового волнения можно аппроксимировать следующим выражением:

$$H_S = -0.0125 + 0.000926 U_{10} + 0.02337 U_{10}^2 + 0.000000 U_{10}^3 + 0.028 \exp[-U_{10}], \quad (8)$$

где  $U_{10}$  лежит в интервале от 3 м/с до 20 м/с.

В то же время применение для классификации даже двух переменных ( $\beta$ ,  $\eta$ ) не может полностью гарантировать, что определение типа волнения всегда является однозначным, так как преобладающим типом волнения является смешанное. Для более точной классификации необходимо использовать спектр волнения. Однако для первых оценок предложенной классификации будет до-

Таблица 2. Корреляционная матрица

Параметр	$U_{10}$	$\delta_p$	$\delta_a$	$T_p$	$T_a$	$\sigma_0$ , дБ	$H_S$
$U_{10}$	1.0	<b>0.543</b>	<b>0.784</b>	-0.093	-0.050	<b>-0.754</b>	<b>0.548</b>
$\delta_p$	<b>0.543</b>	1.0	<b>0.786</b>	<b>-0.704</b>	-0.374	<b>-0.504</b>	0.197
$\delta_a$	<b>0.784</b>	<b>0.786</b>	1.0	-0.393	-0.317	<b>-0.717</b>	0.443
$T_p$	-0.093	<b>-0.704</b>	-0.393	1.0	<b>0.748</b>	0.116	0.394
$T_a$	-0.050	-0.374	-0.317	<b>0.748</b>	1.0	0.051	<b>0.654</b>
$\sigma_0$ , дБ	<b>-0.754</b>	<b>-0.504</b>	<b>-0.717</b>	0.116	0.051	1.0	<b>-0.522</b>
$H_S$	<b>0.548</b>	0.197	0.443	0.394	<b>0.654</b>	<b>-0.522</b>	1.0

статочно, и на рис. 5 показано распределение типов волнения на “возрастной” плоскости ( $\beta$ ,  $\eta$ ).

В рамках рассматриваемой модели спектра волнения точка на плоскости (1.25; 1) соответствует случаю полностью развитого ветрового волнения. Пунктиром на рис. 5 показано разбиение плоскости на разные типы волнения, отрезок соответствует случаю развивающегося ветрового волнения.

Известно, что доминирующим типом морского волнения является смешанное, когда на поверхности присутствуют волны зыби и ветровое волнение. Чисто ветровое волнение возможно только в достаточно изолированных акваториях или внутренних водоемах, поэтому далее считаем морское волнение смешанным. В зависимости от соотношения интенсивности ветрового волнения и зыби, волнение можно классифицировать по типам. В простейшем случае на плоскости можно выделить четыре типа волнения.

На рис. 5 область I (23/3% данных) соответствует значениям  $\beta < 1.25$  и  $\eta < 1$  и доминирующим является развивающееся ветровое волнение. Для этой области характерны сильный ветер (среднее значение 1.6 м/с) и достаточно короткие волны (средний период  $T_p = 6.4$  с и  $T_a = 5$  с). Разброс значений связан с присутствием волн зыби слабой интенсивности и изменчивостью скорости ветра.

Случай  $\beta < 1.25$  и  $\eta > 1$  (область II, 2.9%) относится к тому же типу волнения, что и рассмотренный выше. Скорость ветра чуть ниже (8.9 м/с) при примерно таких же волновых периодах (средний период  $T_p = 6.6$  с и  $T_a = 5.4$  с). В спектре волнения доминирующим остается пик, соответствующий ветровому волнению (разница между волновыми периодами небольшая).

Волны зыби начинают доминировать в спектре при условии  $\beta > 1.25$  и  $\eta > 1$  (область III, 59.4%), т.е. высота смешанного волнения становится больше высоты полностью развитого ветрового волнения, и чем возраст  $\eta$  больше, тем сильнее доминируют волны зыби. В данном случае средний ветер значительно ниже (6.4 м/с), и доминирующим является пик, соответствующий зыби (средний период  $T_p = 10.2$  с и  $T_a = 6.4$  с).

Высота смешанного волнения оказывается меньше высоты полностью развитого ветрового волнения для измеряемой скорости ветра, при условии  $\eta < 1$  (область IV, 14.4%). Скорость ветра примерно равна скорости ветра во второй области (8.7 м/с). Однако ветровое волнение находится на ранней стадии развития в присутствии длинной пологой невысокой зыби (средний период  $T_p = 9.9$  с и  $T_a = 5.4$  с). Это приводит к хорошей корреляции скорости ветра с сечением обратного рассеяния, так как пологая зыбь практически не оказывает влияния на взаимодействие ветра и волн.

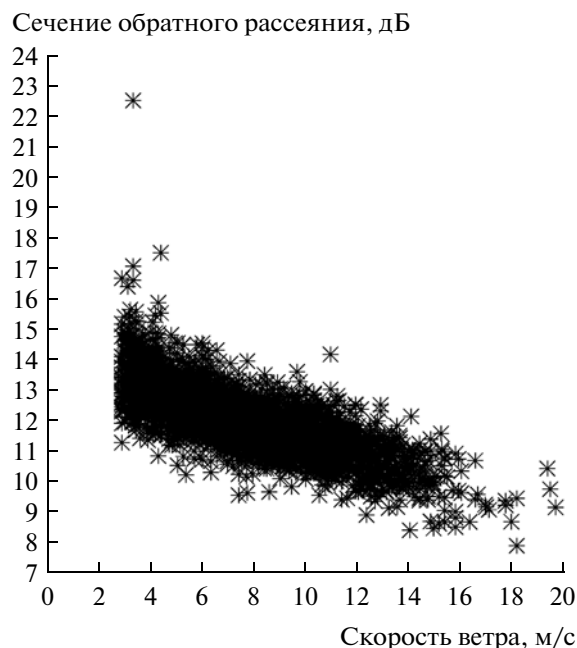


Рис. 4. Зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра.

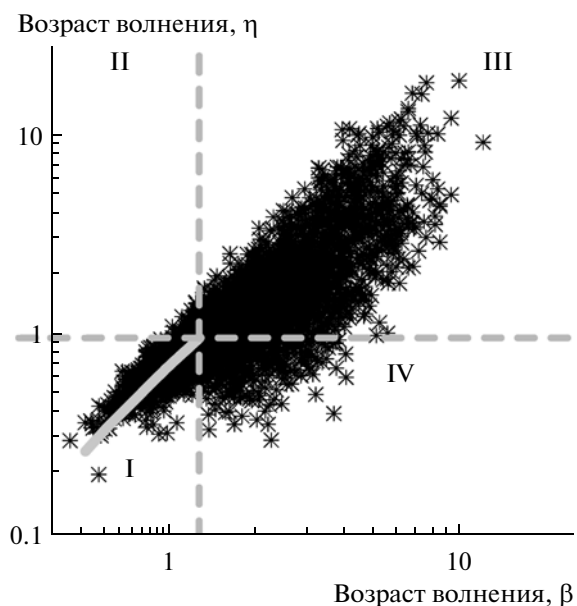


Рис. 5. Классификация типов волнения по данным морских буев.

В двух последних случаях минимальную высоту волн зыби можно оценить, предположив, что на поверхности присутствует полностью развитое или развивающееся ветровое волнение. Например, при  $\eta = 2$  высота волн зыби больше или равна высоте ветрового волнения, а при  $\eta = 5$  высота зыби превосходит высоту волн ветрового волнения более чем в 4 раза. Таблица 3 иллюстрирует корреляционные связи в каждой области.

Таблица 3. Корреляционная матрица

Параметр	$U_{10}$ (I)	$\sigma_0$ , дБ (I)	$U_{10}$ (II)	$\sigma_0$ , дБ (II)	$U_{10}$ (III)	$\sigma_0$ , дБ (III)	$U_{10}$ (IV)	$\sigma_0$ , дБ (IV)
$U_{10}$	1	<b>-0.700</b>	1	<b>-0.774</b>	1	<b>-0.692</b>	1	<b>-0.738</b>
$\delta_p$	0.3	-0.297	0.239	-0.239	0.34	-0.403	0.189	-0.244
$\delta_a$	<b>0.703</b>	<b>-0.588</b>	<b>0.815</b>	<b>-0.691</b>	<b>0.688</b>	<b>-0.662</b>	<b>0.717</b>	<b>-0.643</b>
$T_p$	<b>0.661</b>	<b>-0.511</b>	<b>0.974</b>	<b>-0.738</b>	0.122	-0.017	<b>0.579</b>	-0.375
$T_a$	<b>0.697</b>	<b>-0.564</b>	<b>0.949</b>	<b>-0.701</b>	0.124	-0.011	<b>0.723</b>	-0.460
$\sigma_0$ , дБ	<b>-0.7</b>	1	<b>-0.774</b>	1	<b>-0.692</b>	1	<b>-0.738</b>	1
$H_S$	<b>0.826</b>	<b>-0.684</b>	<b>0.960</b>	<b>-0.771</b>	<b>0.631</b>	<b>-0.514</b>	<b>0.92</b>	-0.709
$\beta$	0.402	0.23	0.267	0.25	<b>0.613</b>	<b>0.523</b>	0.288	0.275
$\eta$	-0.329	0.047	-0.067	0.042	<b>0.547</b>	0.329	-0.153	0.032

Таблица 4. Структура факторов

Параметр	Первый/второй фактор I	Первый/второй фактор II	Первый/второй фактор III	Первый/второй фактор IV
Скорость ветра, $U_{10}$	<b>0.772/0.506</b>	<b>0.985</b>	<b>0.844/0.208</b>	<b>0.936/0.235</b>
Крутизна, $\delta_a$	-0.416/ <b>0.810</b>	<b>0.848</b>	<b>0.904/-0.286</b>	<b>0.580/0.661</b>
Крутизна, $\delta_p$	-0.172/ <b>0.931</b>	0.350	<b>0.709/-0.564</b>	-0.0025/ <b>0.956</b>
Высота значительного волнения, $H_S$	<b>0.924/0.324</b>	<b>0.982</b>	<b>0.722/0.632</b>	<b>0.920/0.344</b>
Волновой период, $T_a$	<b>0.949/0.0198</b>	<b>0.953</b>	0.06/ <b>0.911</b>	<b>0.855/-0.097</b>
Волновой период, $T_p$	<b>0.976/-0.150</b>	<b>0.965</b>	-0.136/ <b>0.932</b>	<b>0.773/-0.564</b>

В области доминирования ветрового волнения связь скорости ветра и высоты значительного волнения самая сильная (область II). В области IV невысокая длинноволновая зыбь не оказывает серьезного влияния на генерацию ветровых волн, что также приводит к сильной корреляции скорости ветра и высоты волнения. В обеих областях наблюдается наиболее сильная корреляция скорости ветра и сечения обратного рассеяния.

Самая слабая корреляция скорости ветра и высоты значительного волнения наблюдается в области доминирования волн зыби (область III), поэтому в данной области коэффициенты корреляции возраста волнения с сечением обратного рассеяния и скоростью ветра достигают максимальных значений.

Повторим факторный анализ для каждой области и сравним точности решения прямой задачи, т.е. вычисление сечения обратного рассеяния по параметрам волнения. Результат представлен в табл. 4.

Снова воспользуемся линейной регрессией и найдем связь сечения обратного рассеяния и факторов.

Формулы для каждой области приведены ниже:

$$\sigma_0(I) = 11.405 - 0.517F_1 - 0.377F_2 \pm 0.591 \text{ дБ}, \quad (9)$$

$$\sigma_0(II) = 11.553 - 0.621F_1 \pm 0.509 \text{ дБ}, \quad (10)$$

$$\sigma_0(III) = 12.458 - 0.709F_1 - 0.0453F_2 \pm 0.688 \text{ дБ}, \quad (11)$$

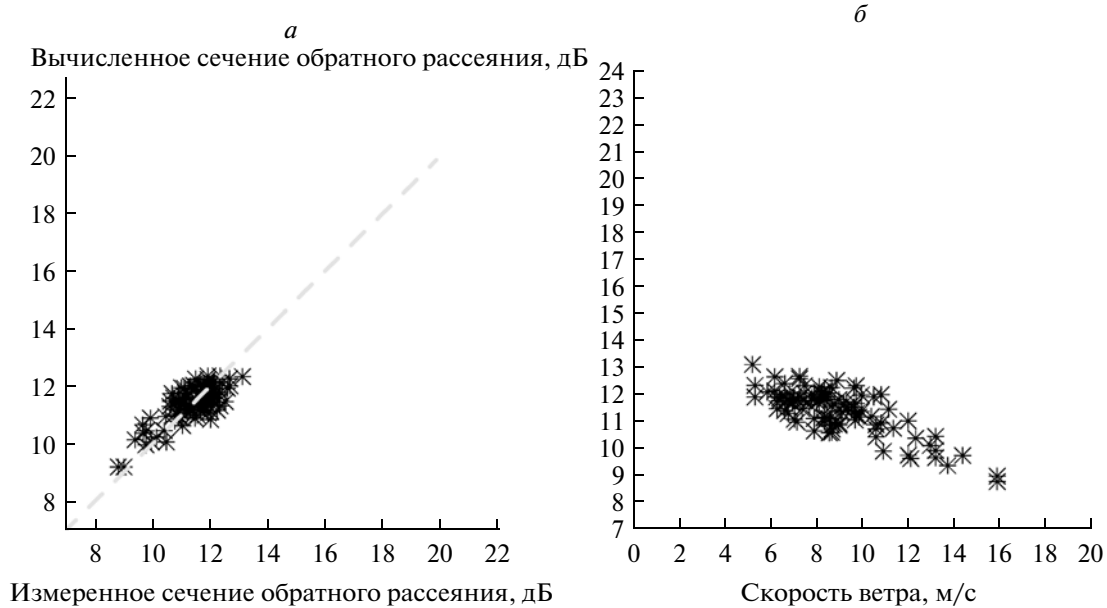
$$\sigma_0(IV) = 12.049 - 0.591F_1 - 0.261F_2 \pm 0.595 \text{ дБ}. \quad (12)$$

Таким образом, в случае смешанного волнения ошибка вычисления сечения обратного рассеяния является максимальной, а во второй области погрешность меньше на 26%. Отметим, что абсолютная точность калибровки PR-радиолокатора составляет примерно 1 дБ.

По всему массиву (без классификации типов волнения) среднеквадратическое отклонение достигает 0.67, поэтому, если будет возможность классифицировать тип волнения, то точность алгоритмов восстановления скорости ветра возрастет.

На рис. 6а приведено сравнение измеренного и вычисленного сечения обратного рассеяния, а на рис. 6б показана связь сечения обратного рассеяния и скорости ветра в области II. По сравнению с общим случаем (без разделения по типам волнения – см. рис. 2 и рис. 4) наблюдается существенно меньший разброс.

Провести дистанционными методами классификацию типов волнения с помощью существующей РЛ-аппаратуры достаточно сложно, поэтому в первом приближении можно использовать известные океанографические данные о волнении в заданных регионах. Известно, например, что Мексиканский залив является достаточно закрытой акваторией, и развивающееся ветровое волнение является распространенным типом волнения. Вблизи Гавайских о-вов, расположенных на значительном удалении от материков, основным состоянием поверхности является смешанное волнение с доминированием волн зыби, так как волны зыби могут приходиться с любых направлений, а скорость ветра вблизи остро-



**Рис. 6.** Для области II: *а* – сравнение измеренного и восстановленного сечения обратного рассеяния; *б* – зависимость сечения обратного рассеяния от скорости ветра.

вов обычно является невысокой. Использование в каждом из регионов своих зависимостей позволит повысить точность решения как прямой, так и обратной задачи.

### РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ОПИСАНИЕ ВОЛНЕНИЯ

Спектральные и энергетические характеристики отраженного РЛ-сигнала содержат информацию о параметрах рассеивающей морской поверхности. Скорость ветра не может быть измерена радиолокатором непосредственно, а определяется в ходе дальнейшего анализа с использованием ряда предположений.

Если измеряется только сечение обратного рассеяния, то при разработке однопараметрических алгоритмов используют гипотезу о существовании однозначной связи сечения обратного рассеяния и скорости ветра. Зависимость находится с помощью регрессионного анализа РЛ-данных (сечения обратного рассеяния) и данных буев (скорость приповерхностного ветра). Однопараметрические алгоритмы применяются при обработке скаттерометрических данных.

Радиоальтиметр измеряет высоту значительного волнения, и наличие дополнительной информации о волнении позволило разработать более точный двухпараметрический алгоритм, где входными параметрами являются сечение обратного рассеяния и высота значительного волнения (Karaev et al., 2002; Gourrion et al., 2002). Однако высота волнения не оказывает непосредственно влияния на обратное рассеяние электромаг-

нитных волн сантиметрового диапазона, а скорее позволяет классифицировать тип волнения.

Из табл. 2 видно, что крутизна волн, измеренная буями, оказывает существенное влияние на сечение обратного рассеяния. Однако это не та характеристика, которая входит в формулу для сечения обратного рассеяния.

Как отмечалось, при измерении морским буюм спектра волнения происходит отсечка по частоте и теряется информация о коротких волнах, которые дают основной вклад в дисперсию наклонов крупномасштабного волнения. Измерить дисперсию наклонов крупномасштабного волнения стало возможно с помощью PR-радиолокатора. В приближении метода Кирхгофа сечение обратного рассеяния при вертикальном зондировании вычисляется по следующей формуле:

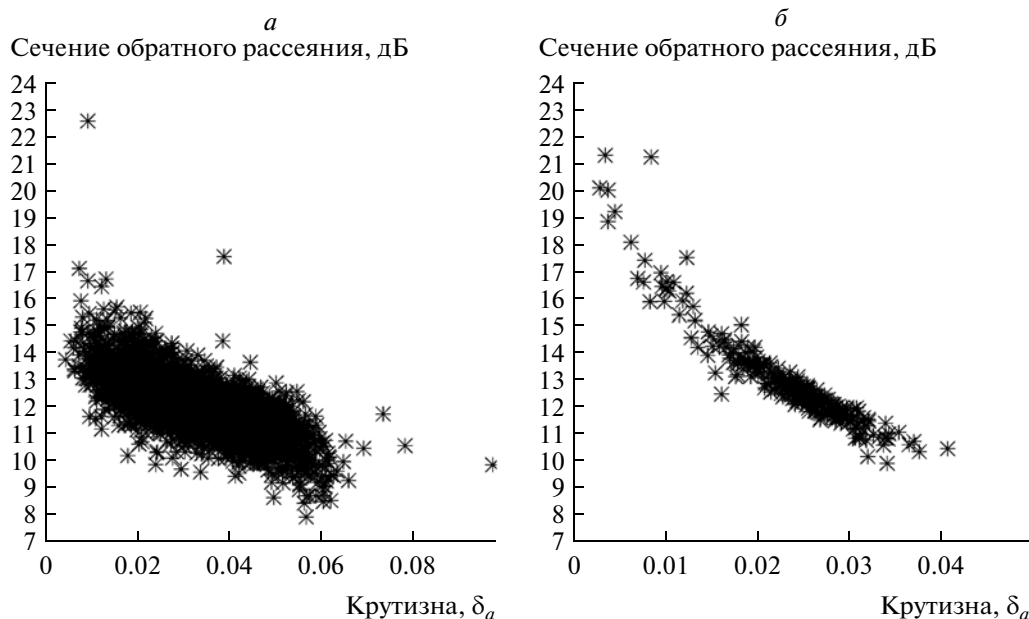
$$\sigma_0 = \frac{|R_{eff}|^2}{2\sqrt{S_{xx}^2 S_{yy}^2}}, \quad (13)$$

где  $S_{xx}^2$  и  $S_{yy}^2$  – дисперсии наклонов крупномасштабного волнения вдоль осей  $X$  и  $Y$ ,  $R_{eff}$  – эффективный коэффициент отражения, который используется вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть влияние мелкой ряби. Полная дисперсия наклонов  $S_0^2$  находится как сумма

$$S_0^2 = S_{xx}^2 + S_{yy}^2. \quad (14)$$

В ходе обработки данных PR-радиолокатора была восстановлена дисперсия наклонов крупномасштабного волнения (Караев и др., 2012). Воспользуемся этими данными, чтобы оценить связь





**Рис. 7.** Сравнение зависимости сечения обратного рассеяния: *a* – от крутизны  $\delta_a$  (3601 точка); *б* – от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения  $S_0^2$  (749 точек).

сечения обратного рассеяния и дисперсии наклонов крупномасштабного волнения.

На рис. 7 приведено сравнение зависимости сечения обратного рассеяния от крутизны  $\delta_a$  (рис. 7*a*) и от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, восстановленного по данным РР-радиолокатора (рис. 7*б*).

Из рис. 7 видно, что сечение обратного рассеяния зависит от обоих параметров, однако корреляция между сечением обратного рассеяния и наклонами крупномасштабного волнения существенно выше. Для численной оценки этой зависимости приведем корреляционную матрицу (см. табл. 5).

При такой высокой корреляции для вычисления сечения обратного рассеяния будет достаточно дисперсии наклонов крупномасштабного волнения

$$\sigma_0 = 26.39 + 191.4S_0^2 - 117.571\sqrt{S_0^2} \pm 0.41 \text{ дБ}, \quad (15)$$

где  $S_0^2$  лежит в интервале от 0.005 до 0.0045.

Если независимым образом измеряется параметр волнения, существенно влияющий на процесс обратного рассеяния, он сильно коррелиро-

ван с сечением обратного рассеяния. Погрешность вычисления сечения обратного рассеяния уменьшилась примерно на 39% по сравнению с общим случаем. Сравнение измеренного сечения обратного рассеяния и вычисленного по формуле (15) приведено на рис. 8.

Из рис. 8 видно, что вовлечение в анализ параметров волнения, непосредственно влияющих на процесс обратного рассеяния, позволяет с высокой степенью точности предсказывать сечение обратного рассеяния. Однако одного параметра недостаточно для идентификации типа волнения и для дальнейшего развития РЛ-описания волнения необходимо измерять радиолокатором и другие параметры волнения.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При анализе поверхностного волнения была рассмотрена классификация типов волнения на основе принятых в океанографии определений его возраста. Было выделено четыре типа волнения, и факторный анализ показал, что использование всего двух факторов (“ветрового” и “волнового”) позволяет достаточно полно описать поверхностное волнение и предсказать с высокой точностью сечение обратного рассеяния.

Было показано, что благодаря такой классификации удастся повысить точность решения прямой задачи – вычислить сечения обратного рассеяния по информации о скорости ветра и параметрах волнения (формулы (9)–(12)).

Как и ожидалось, наибольшая погрешность присутствует в области смешанного волнения.

**Таблица 5.** Корреляционная матрица

Параметр	$U_{10}$	$S_0^2$	$\sigma_0$ , дБ	$H_S$
$U_{10}$	1.0	<b>0.766</b>	<b>-0.729</b>	0.283
$S_0^2$	<b>0.766</b>	1.0	<b>-0.937</b>	0.347
$\sigma_0$ , дБ	<b>-0.729</b>	<b>-0.937</b>	1.0	0.308
$H_S$	0.283	0.347	0.308	1.0

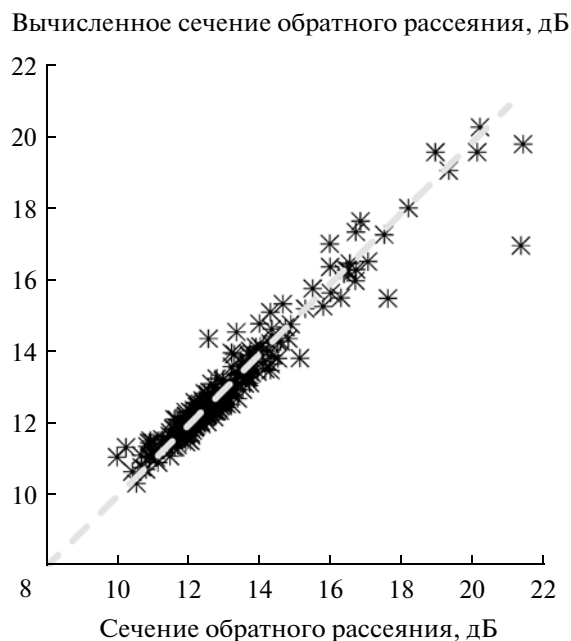


Рис. 8. Сравнение измеренного и восстановленного сечения обратного рассеяния (749 точек).

Это связано с доминированием в поверхностном волнении волн зыби, параметры которой могут меняться в широких пределах, приводя к изменению сечения обратного рассеяния, не связанному с локальным ветром.

К сожалению, морские буи не могут измерить параметры волнения, которые непосредственно влияют на процесс обратного рассеяния электромагнитных волн сантиметрового диапазона. Это приводит к неоднозначной связи измеренных параметров волнения и отраженного РЛ-сигнала. Поэтому переход к классификации волнения с использованием других параметров является предпочтительным в задачах РЛ-зондирования морской поверхности.

Информация о волнении содержится в спектральных и энергетических характеристиках отраженного сигнала и ее можно восстановить. Дисперсию наклонов крупномасштабного волнения можно определить по данным РР-радиолокатора.

Исследование показало, что включение в анализ параметра волнения, который оказывает непосредственное влияние на процесс рассеяния, существенно повысило точность «предсказания» сечения обратного рассеяния (формула (15)). Однако одного параметра для идентификации типа волнения недостаточно.

В ходе проведенного ранее теоретического анализа были рассмотрены статистические моменты второго порядка поверхностного волнения для основных состояний: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение (Караев и др., 2011). В соответствии с известной двухмасштабной моделью спектр поверхностного волнения делился на крупномасштабную и мелкомасштабную со-

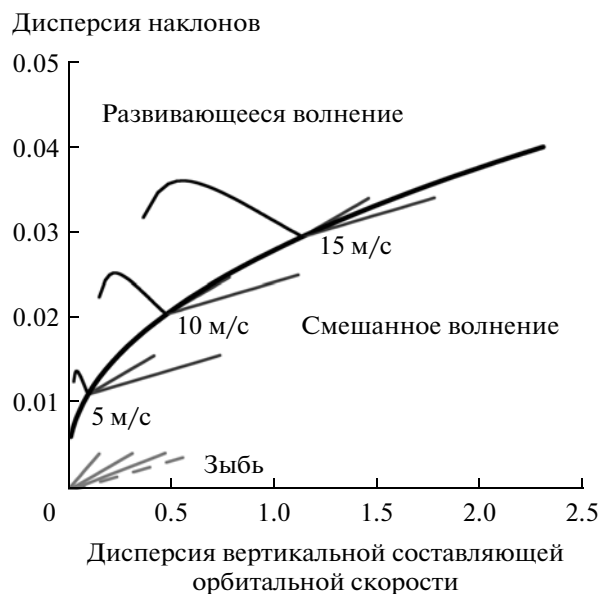


Рис. 9. Связь статистических моментов поверхностного волнения между собой (Караев и др., 2011).

ставляющие. Численные оценки проводились для крупномасштабного волнения. Показано, что в пространстве статистических моментов происходит разделение различных состояний, что во многих случаях позволяет классифицировать тип волнения без измерения его спектра.

Пример деления по типам волнения при использовании РЛ-описания на плоскости «дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости–дисперсия наклонов» приведен на рис. 9. Это теоретические оценки получены по спектру волнения (Караев и др., 2011). Необходимо ее повторить уже на основе измеренных параметров крупномасштабного волнения.

Трех статистических моментов (дисперсии наклонов крупномасштабного волнения, дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости и коэффициента корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости) достаточно для вычисления сечения обратного рассеяния и доплеровского спектра с последующей классификацией типов волнения на РЛ-плоскости.

Ключевым в проведении классификации является необходимость непосредственного измерения параметров крупномасштабного волнения. Надо учитывать, что их величина зависит от длины волны излучения.

Дисперсия наклонов крупномасштабного волнения была восстановлена по угловой зависимости сечения обратного рассеяния для длины волны 2.1 см. Для восстановления дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости необходимо измерить доплеровский спектр отраженного сигнала.

Оптимальным прибором для проведения необходимых измерений является подводный доплеровский акустический волнограф, макет которого был изготовлен. Первые эксперименты подтвердили его работоспособность.

Переход при описании поверхностного волнения от спектра волнения к статистическим моментам, которые влияют на процесс обратного рассеяния, позволит сделать описание универсальным и пригодным как для открытого океана, так и для внутренних водоемов.

Понимание взаимосвязи параметров волнения и отраженного РЛ-сигнала позволит повысить точность решения обратной задачи — глобального дистанционного мониторинга состояния приповерхностного слоя Мирового океана.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 13-05-00852а и № 13-05-97029-р-п-а), программы ОФН РАН “Радиофизика” и гранта Правительства Российской Федерации (договор № 11.G34.31.0048).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басс Ф., Фукс И.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
- Бююль А., Цедель П.* SPSS: искусство обработки информации. Анализ статистических данных и восстановление скрытых закономерностей. СПб.: ДиасофтЮп, 2005. 608 с.
- Исакович М.А.* Рассеяние волн от статистически шероховатой поверхности // ЖЭТФ. 1952. Т. 23. № 3 (9). С. 305–314.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М.* Упрощенное описание морского волнения для задач радиолокационного дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 2. С. 26–39.
- Караев В.Ю., Панфилова М.А., Баландина Г.Н., Чу К.* Восстановление дисперсии наклонов крупномасштабных волн по радиолокационным измерениям в СВЧ-диапазоне // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 4. С. 62–77.
- Фукс И.М.* К теории рассеяния радиоволн на взволнованной поверхности моря // Изв. вузов. Радиофизика. 1966. Т. 9. № 5. С. 876–887.
- Chu X., He Y., Karaev V., Chen G.* Relationships between Ku-band radar backscatter and integrated wind and waves parameters at low incidence angles // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2012. V. 50. № 11. P. 4599–4609.
- Donelan M.A., Pierson W.J.* Radar scattering and equilibrium ranges in wind-generated waves with application to scatterometry // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № C5. P. 4971–5029.
- Freilich M.H., Vanhoff B.A.* The relation between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from TRMM Precipitation Radar measurements // J. Atm. Ocean. Technol. 2003. V. 20. № 4. P. 549–562.
- Gourrion J., Vandemark D., Bailey S., Chapron B., Gommenginger C.P., Challenor P.G., Srokosz M.A.* A two-parameter wind speed algorithm for Ku-band altimeters // J. Atm. Ocean. Technol. 2002. V. 19. № 12. P. 2030–2048.
- Karaev V. Yu., Kanevsky M.B., Balandina G.N., Cotton P.D., Challenor P.G., Gommenginger C.P., Srokosz M.A.* On the problem of the near ocean surface wind speed retrieval by radar altimeter: two-parametric algorithm // Int. J. Rem. Sens. 2002. V. 23. № 16. P. 3263–3283.
- Li L., Im E., Connor L., Chang P.S.* Retrieving ocean surface wind speed from the TRMM precipitation radar measurements // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2004. V. 42. № 6. P. 1271–1282.
- Masuko H., Okamoto K., Shimada M., Niwa S.* Measurement of microwave backscattering of the ocean surface using X band and Ka band airborne scatterometers // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № C11. P. 13060–13083.
- NASDA, TRMM Data Users Handbook / Ed. Earth Observation Center, National Space Development Agency of Japan. 2001.
- Tran N., Chapron B., Vandemark D.* Effects of long waves on Ku-band ocean radar backscatter at low incidence angles using TRMM and altimeter data // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. Lett. 2007. V. 4. № 4. P. 542–546.

## Features of Sea Waves Classification as Applied to Remote Sensing

V. Yu. Karaev<sup>1</sup>, E. M. Meshkov<sup>1</sup>, X. Chu<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod, Russia

<sup>2</sup> South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou, China

Classification of types of surface waves with respect to the problem of radar sensing of the sea surface is discussed. Combined array of radar data and buoy data was used to determine the type of sea waves using the oceanographic age of ocean waves. Four types of sea waves was determined and shown that the strongest correlation between the backscattered radar cross section and sea waves observed in the case of dominance of wind waves. In the framework of the development of radar description of sea waves the investigation of the dependence of the backscattered radar cross section on the variance of large-scale slopes, retrieved from the precipitation radar data, was carried out and it was shown that the use during classification the wave parameters that affect at the process of scattering of the radar signal, allows to more precisely calculate the backscattered radar cross section. For complete radar description of the sea waves the measurement of the variance of the vertical component of the orbital velocity and the correlation coefficient of the surface slopes with the vertical component of the orbital velocity is required.

**Keywords:** sea waves, radar cross section, wind speed, wave age, classification of sea waves, variance of large-scale slopes