

УПРОЩЕННОЕ ОПИСАНИЕ МОРСКОГО ВОЛНЕНИЯ ДЛЯ ЗАДАЧ РАДИОЛОКАЦИОННОГО ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

© 2011 г. В. Ю. Караев*, М. Б. Каневский, Е. М. Мешков

Учреждение Российской академии наук Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород

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

Поступила в редакцию 22.03.2010 г.

Исследована возможность применения упрощенного подхода к описанию морского волнения при изучении обратного рассеяния радиолокационного (РЛ) СВЧ-сигнала. Предлагается при численных оценках параметров отраженного сигнала использовать вместо спектра волнения статистические моменты параметров поверхности второго порядка. Показано, что с их помощью в большинстве случаев можно классифицировать тип волнения (развивающееся ветровое волнение, полностью развитое ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение), причем информации достаточно для проведения численного моделирования при решении прямой и обратной задач РЛ-зондирования морской поверхности. Исследование показало, что на координатной плоскости “ширина–смещение” доплеровского спектра также сохраняется возможность классификации типов волнения при малых углах падения излучения. Выбор в качестве переменных при описании волнения статистических моментов второго порядка сводит процедуру моделирования обратного рассеяния к заданию статистических моментов волнения, что делает процесс моделирования более простым и наглядным, а также снимает вопрос о применимости существующих моделей спектра волнения для расчетов в конкретной акватории.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, спектр волнения, ширина и смещение доплеровского спектра, сечение обратного рассеяния, статистические моменты второго порядка

ВВЕДЕНИЕ

Волнение на водной поверхности формируется под влиянием множества факторов и, как показывают измерения, является случайным процессом с функциями распределения возвышений и наклонов поверхности, близкими к гауссовым (Лонге-Хиггинс, 1962). Для описания волнения традиционно используется спектральный подход, когда временная или пространственно-временная реализация процесса (возвышение, наклон) с помощью стандартных процедур обработки преобразуется в спектр волнения.

Спектр поверхностного волнения зависит от множества факторов, например, скорости ветра, длины ветрового разгона и параметров волн зыби. Наиболее распространенными и используемыми при анализе поверхностного волнения являются частотные спектры волнения, например (Pierson, Moskowitz, 1964; Давидан, 1969; Hasselman et al., 1973).

Спектральный подход успешно применяют океанологи при изучении волнения. Однако задачи, решаемые океанологами и специалистами по дистанционному зондированию (ДЗ), существенно различаются, поэтому впоследствии были разработаны модифицированные спектры волне-

ния, ориентированные на решение задач ДЗ, например (Elfouhaily et al., 1997; Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000; Kudryavtsev et al., 2003). С их помощью проводится численное моделирование процесса рассеяния на морской поверхности при решении прямой и обратной задач.

Характеристики отраженного РЛ-сигнала полностью определяются параметрами волнения. Однако по измеренному радиолокатором сечению обратного рассеяния восстанавливают не параметры волнения, а скорость приповерхностного ветра в предположении существования однозначной связи между сечением обратного рассеяния и скоростью ветра, например (Nadiri, Freilich, 1991; Witter, Chelton, 1995). При таком подходе алгоритмы обработки РЛ-данных изначально содержат ошибку восстановления, так как связь между скоростью ветра, с одной стороны, и параметрами волнения – с другой, далеко не однозначна.

Хотя спектральное описание в принципе является универсальным, использование при численных расчетах модельных спектров сталкивается с ограничениями на их применение в каждом конкретном случае, например, во внутренних водоемах, заливах, на течениях. Современные модели спектров не могут учесть все особенности формирования волнения в конкретном регионе, а также

требуют знания параметров модели, например, скорости ветра и его стабильности, длины ветрового разгона, высоты волн зыби. В настоящее время эти параметры РЛ-методами не измеряются.

Предлагаемый нами упрощенный подход к описанию поверхностного волнения через его статистические моменты второго порядка особенно актуален для рек и других внутренних водоемов, а также в морской прибрежной зоне. Условия волнообразования в этих случаях могут существенно отличаться от тех, что характерны для открытого моря, поэтому формальный перенос известных результатов и алгоритмов обработки РЛ-данных приведет к значительным ошибкам. Для одной и той же скорости ветра спектр волнения в открытом море существенно отличается от спектра волнения в прибрежной зоне или в речных условиях. В связи с этим известные алгоритмы обработки РЛ-данных будут давать значительную ошибку.

Известно, что параметры отраженного РЛ-сигнала при малых углах падения зондирующего излучения определяются статистическими моментами рассеивающей поверхности. Поэтому в радиолокации при решении обратной задачи непосредственно должны восстанавливаться именно статистические характеристики поверхности, а не скорость ветра, которая в настоящее время определяется через эмпирическую связь ее с параметрами РЛ-сигнала.

В данной работе исследуется возможность описания поверхностного волнения в задачах ДЗ через статистические моменты и рассматривается их связь со спектральными и энергетическими параметрами отраженного РЛ-сигнала без привлечения в расчетах пространственного спектра волнения, измерение которого само по себе является сложной измерительной задачей в натуральных условиях.

Одним из аргументов в пользу перехода к другому описанию волнения является то, что, восстановив по РЛ-данным скорость ветра, мы тем не менее ничего не можем сказать о самом волнении и, следовательно, например, об интенсивности процесса теплообмена между атмосферой и океаном, в значительной степени зависящей от волнения.

Неоднозначность связи скорости ветра и высоты значительного волнения хорошо видна на рис. 1а и 1б, где приведены буйковые измерения скорости ветра и высоты значительного волнения вблизи Гавайских о-вов и п-ова Флорида соответственно.

Кривой на рисунке показана рассчитанная по модели спектра JONSWAP зависимость высоты значительного волнения от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения. В дальнейшем эту кривую будем называть равновесной

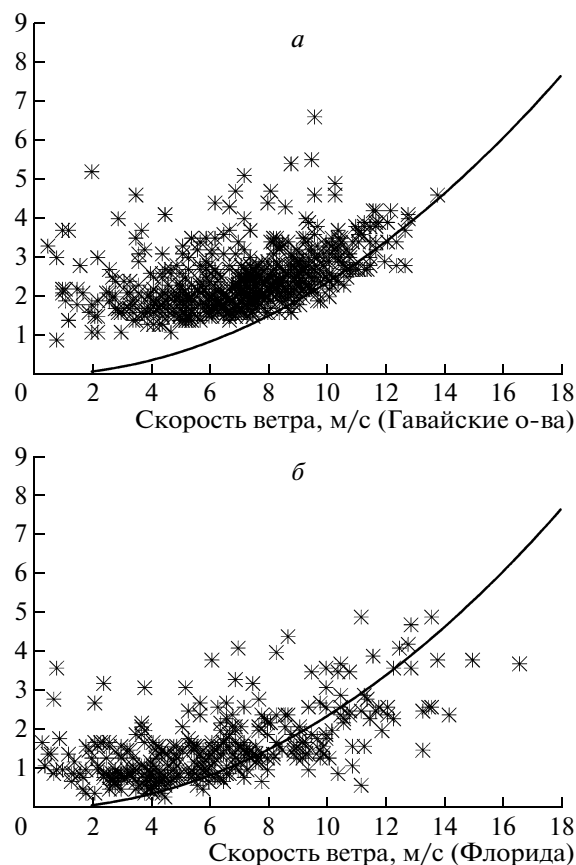


Рис. 1. Связь скорости ветра и высоты значительного волнения по данным буйев: а – вблизи Гавайских о-вов; б – вблизи побережья п-ова Флорида.

кривой, т.к. она отражает зависимость максимально достижимой в процессе ветрового разгона высоты ветрового волнения для данной скорости ветра, т.е. когда достигается равновесие между ветром и волнением. Аналогичный разброс наблюдается при сопоставлении скорости ветра и дисперсии наклонов поверхности, т.е. информация только о скорости ветра не дает достоверного описания поверхностного волнения, особенно при слабых и средних ветрах, когда велико влияние волн зыби.

Из сравнения рис. 1а и 1б видно, что волновой климат сильно изменяется от региона к региону и этот эффект также влияет на точность восстановления скорости ветра (Караев и др., 2002) при использовании алгоритмов обработки данных, не учитывающих особенности формирования волнения в исследуемом регионе.

В данной работе возможности нового описания волнения исследуются численно, и вычисления параметров отраженного РЛ-сигнала базируются на оценках статистических моментов второго порядка по модели спектра волнения.

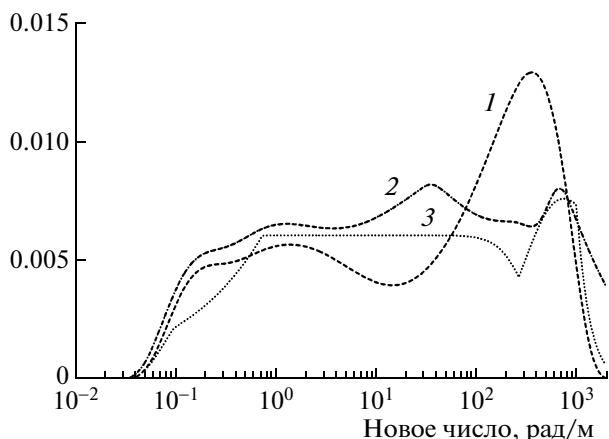


Рис. 2. Модельные спектры кривизн для скорости ветра 10 м/с: кривая 1 – спектр Elfouhaily (Elfouhaily et al., 1997); 2 – спектр Кудрявцева (Kudryavtsev et al., 2003); 3 – наша модель спектра (Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000).

Используемые обычно для численных оценок параметров волнения модели спектров достаточно близки между собой, что видно из рис. 2, на котором сравниваются спектры кривизн для упомянутых выше моделей: кривая 1 – спектр Elfouhaily (Elfouhaily et al., 1997), 2 – спектр Кудрявцева (Kudryavtsev et al., 2003) и 3 – наша модель спектра (Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000). Модели спектров имеют общие черты и все дают значения дисперсии наклонов, близкие к данным Cox и Munk (Cox, Munk, 1954).

Для численных расчетов в данной работе будет использоваться модель спектра (Караев, Баландина, 2000), т.к. для нее в рамках двухмасштабной модели поверхности было выполнено деление спектра на крупно- и мелкомасштабную составляющие, что необходимо для вычисления статистических моментов. Краткое описание используемой модели спектра волнения приведено в Приложении.

Объективной предпосылкой к переходу от спектрального описания морской поверхности к “моментному” является то, что разработанный нашей группой радиолокатор с ножевой диаграммой направленности способен измерять такие параметры волнения, как дисперсия наклонов, дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости и коэффициенты корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости (Караев и др., 2003; Караев и др., 2004; Мешков, Караев, 2004). Следовательно, если отраженный РЛ-сигнал напрямую зависит от этих параметров, то именно они, а не скорость ветра, должны использоваться для описания поверхностного волнения при решении задач ДЗ и восстанавливаться по отраженному РЛ-сигналу. Скорость приповерхностного ветра должна вос-

станавливаться по ним, а не по сечению обратного рассеяния, как это практикуется сейчас.

В результате при обработке отраженного РЛ-сигнала мы будем восстанавливать параметры поверхности, которые реально влияют на процесс отражения электромагнитных волн, а вопрос их связи со скоростью ветра является самостоятельной задачей, которая должна рассматриваться отдельно.

В статье приведены формулы для статистических моментов крупномасштабного волнения, которые могут применяться другими исследователями при решении своих задач.

ДВУХМАСШТАБНАЯ МОДЕЛЬ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При описании процесса рассеяния электромагнитных волн см-диапазона на морской поверхности вводится понятие двухмасштабной модели поверхности, в соответствии с которой вводится граничное волновое число $k_{гр}$, которое делит спектр волнения на две части: 1) крупномасштабное, по сравнению с длиной волны радиолокатора, волнение, которое расположено левее граничного волнового числа, и 2) мелкомасштабное волнение, которое лежит правее граничного волнового числа, например (Фукс, 1966; Valenzuela, 1978).

К настоящему времени нет общепринятого значения граничного волнового числа $k_{гр}$, так как деление опирается на понятия пологости крупномасштабного волнения и малости высоты мелкомасштабного волнения (ряби) по отношению к длине волны падающего излучения. Обычно указывают интервал, в котором оно лежит.

Известно, что метод Кирхгофа работает для пологих неровностей, т.е. когда длина волны радиолокатора много меньше радиуса кривизны поверхности (Фукс, 1966; Басс, Фукс, 1972). Определяя по-разному малость параметра, например, 0.2; 0.1; 0.05 или 0.01, мы будем получать разные граничные волновые числа и, следовательно, разные значения статистических моментов для крупномасштабного волнения.

Однако даже если более четко определить, что понимается в критериях под “малостью”, например, положить значение равным 0.1, то граничное волновое число будет зависеть от модели спектра, которая используется в вычислениях.

Оптимальное деление спектра волнения на крупно- и мелкомасштабное волнение может быть получено только на основе сравнения параметров волнения, измеренных контактными методами, с восстановленными по данным РЛ-измерений. Подобный эксперимент можно представить следующим образом: измерив зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения, мы

сможем восстановить дисперсию наклонов крупномасштабного волнения вдоль направления зондирования (Караев и др., 2008а). Измерив одновременно в месте измерений контактным способом высоту волнения, например, струнным волнографом, мы найдем спектр волнения. При обработке, изменяя верхний предел интегрирования, мы можем найти граничное волновое число $\kappa_{гр}$, которое делит измеренный спектр на крупно- и мелкомасштабную составляющие в соответствии с данными эксперимента. К сожалению, такие эксперименты до сих пор не проведены.

В наших расчетах мы использовали модифицированный спектр волнения (см. приложение), для которого были вычислены зависимости граничного волнового числа от скорости ветра для нескольких длин электромагнитных волн.

Даже если выбор граничного волнового числа был сделан не совсем правильно, тем не менее, полученные результаты качественно останутся корректными и позволят получить представление о связи параметров волнения между собой и определить интервалы их изменения, разработать процедуру классификации типов волнения по характеристикам отраженного РЛ-сигнала.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Вычислительная составляющая исследования состоит из двух частей. Прежде всего, формируется массив данных (статистические моменты второго порядка для крупномасштабного волнения), описывающий основные состояния морской поверхности. После этого вычисляется второй массив данных, характеризующий отраженный РЛ-сигнал (сечение обратного рассеяния, ширина и смещение доплеровского спектра (ДС)) при малых углах падения.

При вычислении параметров волнения моделировались следующие состояния: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение. Под смешанным волнением понимается такое поверхностное волнение, которое сформировано ветровым волнением (развивающееся или развитое ветровое волнение) и зыбью. Для первоначальных оценок будем считать, что на поверхности присутствует одна система зыби, спектр которой определяется заданием длины доминантной волны и высоты зыби (Давидан и др., 1985).

Для получения первых оценок использовались следующие длины волн электромагнитного излучения: 0.008, 0.03, 0.1 и 0.23 м. Эти длины волн часто применяются в радиолокаторах, а, кроме того, использование в вычислениях нескольких длин волн позволяет понять, как может измениться результат, если граничное волновое число для данной длины волны было задано неправильно.

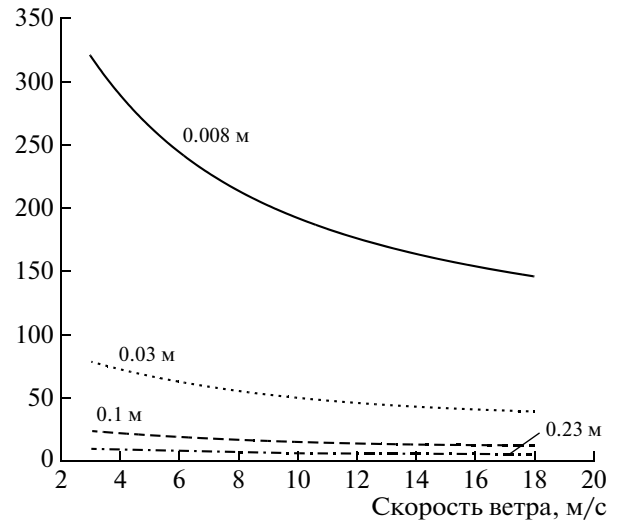


Рис. 3. Зависимость граничного волнового числа от скорости ветра для четырех длин волн: 0.008, 0.03, 0.01 и 0.23 м.

Зависимость граничного волнового числа от скорости ветра была найдена для выбранной модели спектра из условия выполнения применимости критериев двухмасштабной модели для квазизеркального рассеяния и показана на рис. 3 (Караев и др., 1998; Караев, Баландина, 2000). С увеличением скорости ветра происходит увеличение спектральной плотности ряби и кривизны морской поверхности, что приводит к сдвигу граничного волнового числа влево по спектру. Формула для длины волны 0.03 м приведена ниже:

$$\kappa_{гр}(\lambda = 0.3) = 111.815 - 17.937 \cdot U_{10} + 3.09504 \cdot U_{10}^2 - 1.265596 \cdot U_{10}^2 \ln(U_{10}) + 0.314108 \cdot U_{10}^{2.5}, \quad (1)$$

где скорость ветра $U_{10} = [2.5 \text{ м/с}, 20 \text{ м/с}]$.

При изучении обратного рассеяния при малых углах падения достаточно знать статистические моменты второго порядка, т.е. дисперсии наклонов вдоль осей X и Y (σ_{xx}^2 и σ_{yy}^2), дисперсию вертикальной составляющей орбитальной скорости (σ_{η}^2), ненормированные коэффициенты корреляции наклонов и вертикальной составляющей орбитальной скорости ($K_{x\eta}$, $K_{y\eta}$) и ненормированный коэффициент корреляции наклонов в двух перпендикулярных направлениях (K_{xy}). Все ненормированные коэффициенты корреляции (далее просто коэффициенты корреляции) вычисляются по спектру волнения.

Существующие алгоритмы обработки РЛ-данных позволяют определить направление ветра, поэтому для уменьшения объемов вычислений считалось, что ветровое волнение распространя-

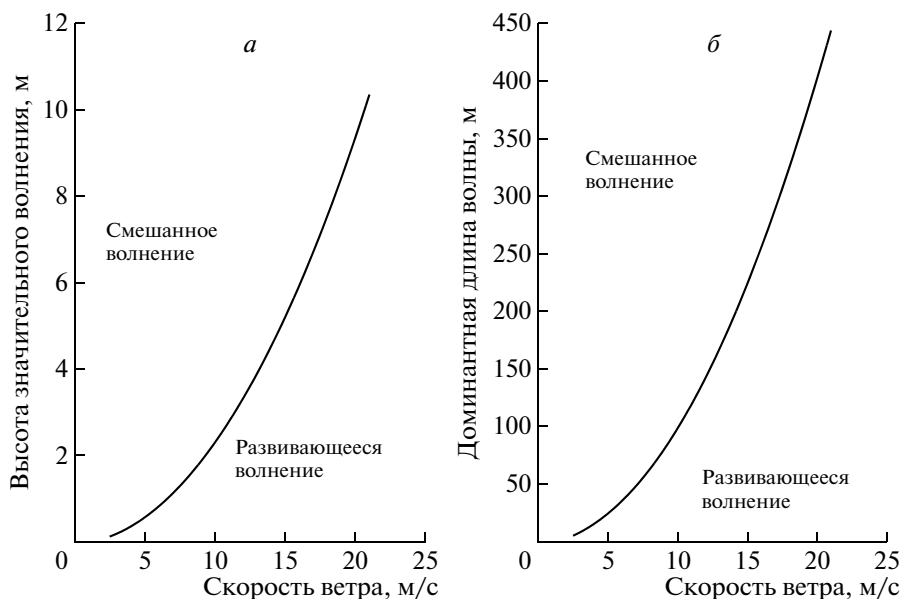


Рис. 4. Зависимости параметров волнения от скорости ветра (полностью развитое ветровое волнение): *a* – высота значительного волнения; *б* – доминантная длина волны в спектре.

ется вдоль оси X . Свободным параметром остается угол прихода зыби.

Второй блок вычислений связан с исследованием связи параметров отраженного РЛ-сигнала с состоянием рассеивающей поверхности. Необходимо определить, является ли связь отраженного РЛ-сигнала и рассмотренных выше состояний поверхности однозначной. При положительном ответе открываются новые возможности дистанционных методов изучения океана.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЛНЕНИЯ

Высота значительного волнения полностью определяется крупномасштабным волнением, и ее зависимость от скорости ветра для случая полностью развитого ветрового волнения показана на рис. 4*a*. Равновесная кривая на рисунке является границей между смешанным волнением и развивающимся ветровым волнением для случая одномодового ветрового волнения.

Зависимость доминантной длины волны (соответствующей максимуму в спектре) от скорости ветра тоже построена для случая полностью развитого ветрового волнения (рис. 4*б*) и она также может использоваться для определения типа поверхностного волнения.

Таким образом, если дистанционными методами измерить высоту значительного волнения и скорость ветра, то можно сделать предварительный вывод о типе поверхностного волнения.

Однако на поверхности обычно присутствуют волны зыби различной интенсивности, поэтому вблизи равновесной кривой существует неопре-

деленность в идентификации типа поверхностного волнения, например, развивающееся волнение и зыбь могут иметь ту же высоту, что и полностью развитое ветровое волнение. Поэтому при анализе для дальнейшего уточнения необходимо привлекать дополнительную информацию, например о дисперсии наклонов.

Зависимости дисперсии наклонов крупномасштабного волнения от скорости ветра показаны на рис. 5 ($a - \sigma_{xx}^2$ и $b - \sigma_{yy}^2$). Ниже приведены формулы для длины волны 0.03 м:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx}^2(0.03) &= 0.00095 + 0.002364 \cdot U_{10}^{0.924}, \\ \sigma_{yy}^2(0.03) &= -0.00052 + 0.001558 \cdot U_{10}^{0.955}, \end{aligned} \quad (2)$$

где скорость ветра $U_{10} = [2.5 \text{ м/с}, 20 \text{ м/с}]$.

При уменьшении длины электромагнитной волны происходит увеличение граничного волнового числа и дисперсии наклонов. Сечение обратного рассеяния при малых углах падения зависит именно от дисперсии наклонов крупномасштабного волнения.

Знание зависимости дисперсии наклонов крупномасштабного волнения от скорости ветра необходимо для анализа рассеяния/излучения электромагнитных волн взволнованной водной поверхностью, и в качестве примера приведем результаты, полученные в работе (Данилычев и др., 2009). Авторы вводят поправочный коэффициент для пересчета полной дисперсии наклонов $\sigma_{\text{наклон}}^2$ в дисперсию наклонов крупномасштабного волнения $\sigma_{\text{крупные}}^2$

$$\sigma_{\text{крупные}}^2 = \sigma_{\text{наклон}}^2 \cdot C(f), \quad (3)$$

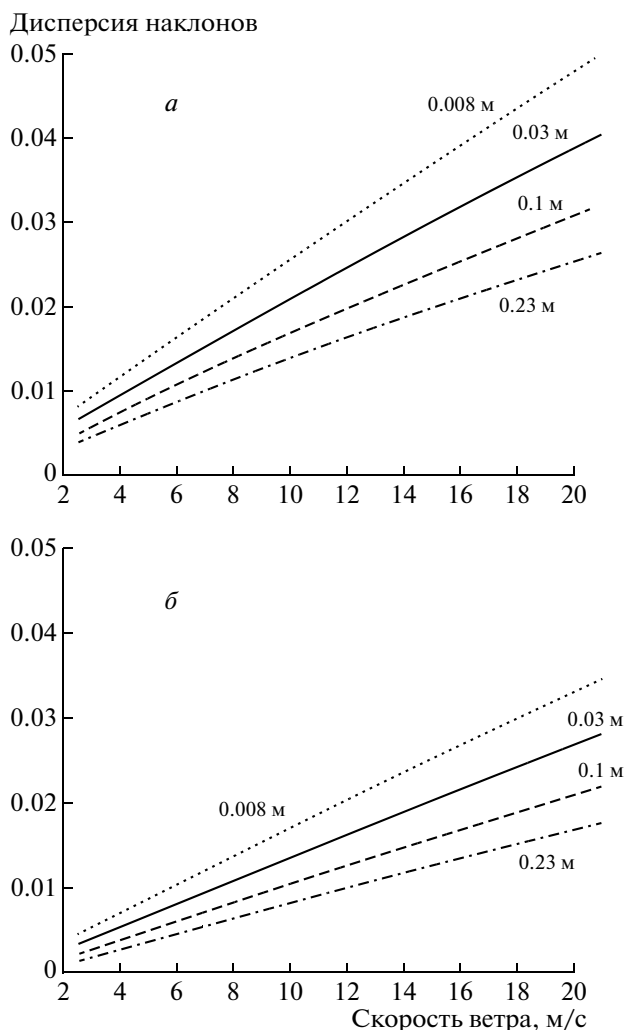


Рис. 5. Зависимость дисперсии наклонов от скорости ветра для полностью развитого волнения: $a - \sigma_{xx}^2$; $b - \sigma_{yy}^2$.

где $C(f) = 0.34 + 0.0076f$ и частота измеряется в ГГц. Для длины волны 0.03 м коэффициент равен 0.42, для длины волны 0.008 м – 0.63. В нашей модели коэффициенты пересчета равны 0.64 и 0.8 соответственно. В работе (Wilheit, 1979) для этих длин волн приводятся поправочные коэффициенты 0.5 и 1.0. Наблюдаемый значительный разброс говорит о том, что необходимы новые исследования, чтобы показать, какие значения являются более правильными.

Как уже отмечалось ранее, для рассматриваемой в данной работе задачи точное значение коэффициента пересчета не важно, так как проводится качественный анализ, связанный с изучением проявления различных состояний взволнованной водной поверхности на плоскости статистических моментов второго порядка и на РЛ-плоскости.

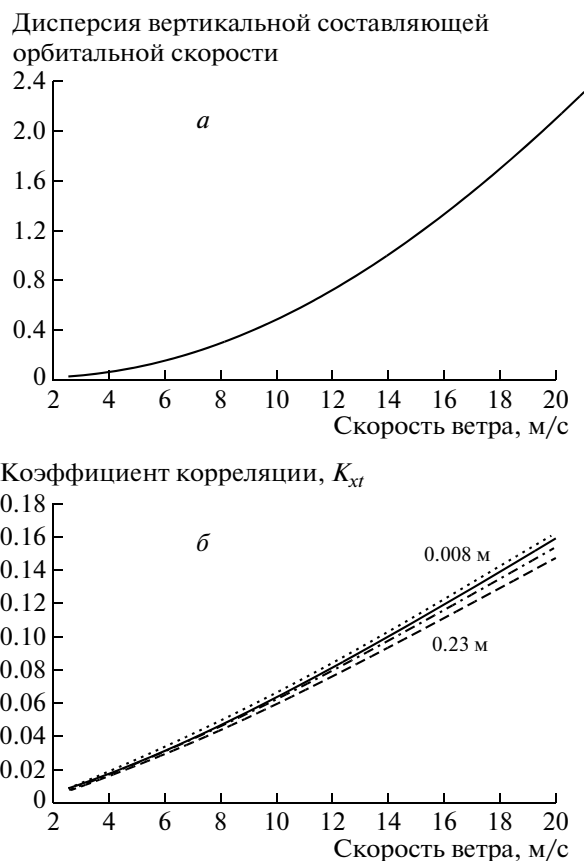


Рис. 6. Зависимость: $a -$ дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости; $b -$ коэффициента корреляции вертикальной составляющей орбитальной скорости и наклонов вдоль оси X .

При вычислении параметров отраженного РЛ-сигнала используются статистические моменты второго порядка. Вопрос о модели спектра возникает лишь при интерпретации результатов измерений, т.е. к какому типу волнения относятся восстановленные статистические моменты и какой скорости ветра они соответствуют.

Движение морской поверхности формирует ДС отраженного сигнала и ширина ДС зависит от дисперсии орбитальных скоростей. Дисперсия вертикальной составляющей орбитальной скорости, как и высота, определяется только крупномасштабным волнением и не зависит от выбора граничного волнового числа.

Пример зависимости дисперсии вертикальной составляющей орбитальной скорости (далее дисперсии орбитальных скоростей) от скорости ветра для полностью развитого ветрового волнения приведен на рис. 6а.

При распространении волнения вдоль оси X коэффициенты корреляции K_{yt} и K_{xy} равны нулю. На рис. 6б показана зависимость коэффициента корреляции K_{xt} от скорости ветра для не-

Таблица 1. Значения статистических моментов для зыби ($\lambda = 0.03$ м)

Параметры зыби	$\sigma_h^2, \text{м}^2$	σ_{xx}^2	σ_{yy}^2	$\sigma_{\eta\eta}^2, \text{м}^2/\text{с}^2$	$K_{x\eta}, \text{м}/\text{с}$
Доминантная длина волны зыби 100 м	0.25	0.00346	0.00156	0.2466	0.0242
Доминантная длина волны зыби 200 м	1.265	0.00442	0.00201	0.6242	0.0433

скольких длин волн. Видно, что различие не так велико, как в случае с наклонами.

Снова приведем формулы для длины волны 0.03 м, справедливые в интервале от 2.5 м/с до 20 м/с:

$$\begin{aligned} \sigma_{\eta}^2(0.03) &= -0.0111 + 0.00414 \cdot U_{10}^{2.08}, \\ K_{x\eta}(0.03) &= -0.0028 + 0.00368 \cdot U_{10}^{1.26}. \end{aligned} \quad (4)$$

Для формирования полностью развитого волнения требуется время, поэтому значительно чаще на морской поверхности присутствует развивающееся ветровое волнение, чем развитое. Рассмотрим изменение параметров волнения в зависимости от длины разгона.

Дальнейшие оценки статистических моментов будут проводиться для длины волны радиолокатора, равной 0.03 м. Переход от 0.03 м к другой длине волны аналогичен смещению полученных зависимостей, а сами закономерности качественно не меняются.

В качестве примера ниже приведены формулы для рассматриваемых статистических моментов второго порядка, полученные с помощью регрессии, для скорости ветра $U_{10} = 5$ м/с:

$$\sigma_{xx}^2(0.03) = 0.0141 - 2.02 \cdot 10^{-7} \cdot \tilde{x} + 2.84 \cdot 10^{-12} \cdot \tilde{x}^2 + 5.12/\tilde{x} - 9701.4/\tilde{x}^2, \quad (5)$$

$$\sigma_{yy}^2(0.03) = 0.0082 - 9.899 \cdot 10^{-8} \cdot \tilde{x} + 1.28 \cdot 10^{-12} \cdot \tilde{x}^2 - 0.1537/\tilde{x} - 4042.62/\tilde{x}^2, \quad (6)$$

$$\sigma_{\eta\eta}^2(0.03) = 0.1317 + 9.96 \cdot 10^{-7} \cdot \tilde{x} - 7.9283/\sqrt{\tilde{x}} + 205.472/\tilde{x} - 67128.81/\tilde{x}^2, \quad (7)$$

$$\begin{aligned} K_{x\eta}(0.03) &= 0.0198 + \\ &+ 1.22 \cdot 10^{-6} \cdot \tilde{x} - 8.736 \cdot 10^{-9} \cdot \tilde{x}^{1.5} + \\ &+ 1.01 \cdot 10^{-13} \cdot \tilde{x}^{2.5} - 7963.81/\tilde{x}^2, \end{aligned} \quad (8)$$

где безразмерный разгон $\tilde{x} = [1500, 20170]$.

Выбор модели спектра не критичен, так как изменения, связанные с выбором другой модели спектра, могут быть только количественные, а не качественные. Все выводы опираются на качественный характер полученных зависимостей, а не на точные количественные оценки.

Таким образом, в нашем распоряжении четыре момента второго порядка, описывающие ветровое волнение.

Спектр зыби является значительно более узким, чем спектр ветрового волнения, и в используемой нами модели зыби (Давидан и др., 1985) присутствуют только два параметра: длина зыби и ее высота. В данной модели затухание зыби в процессе распространения сводится к уменьшению высоты значительного волнения.

Так как в данной модели зыби не рассматривается изменение формы спектра, то изменение высоты зыби в процессе распространения приводит к пропорциональному изменению всех статистических моментов. В табл. 1 приведены значения статистических моментов для двух длин волн зыби и двух значений высоты значительного волнения (длина волны радиолокатора 0.03 м). Значения моментов могут быть легко вычислены для любой высоты зыби, так как форма модельного спектра не меняется.

Теперь рассмотрим взаимосвязь основных статистических моментов второго порядка для различных состояний поверхностного волнения: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение.

На рис. 7 показана связь дисперсии наклонов, дисперсии орбитальных скоростей и коэффициента корреляции для различных состояний поверхностного волнения. Толстая кривая на рисунках является равновесной кривой.

Область зыби расположена вблизи начала координатных осей и вычисления сделаны для четырех длин волн: 50 м, 100 м, 150 м и 200 м.

Приход волн зыби приводит к увеличению высоты волнения, дисперсии орбитальных скоростей и других статистических параметров. Обычно с одной стороны от равновесной кривой находится развивающееся ветровое волнение, а с другой — смешанное волнение. Отметим, что в данном случае деление тоже достаточно условно, так как смешанное волнение, образованное развивающимся ветровым волнением и зыбью, может попасть как в область смешанного волнения, так и остаться развивающимся.

Для численного моделирования поверхностного волнения без применения спектра волнения будет достаточно определить интервалы изменения параметров волнения и учесть их взаимосвязь между собой, чтобы исключить не сочетаемые ве-

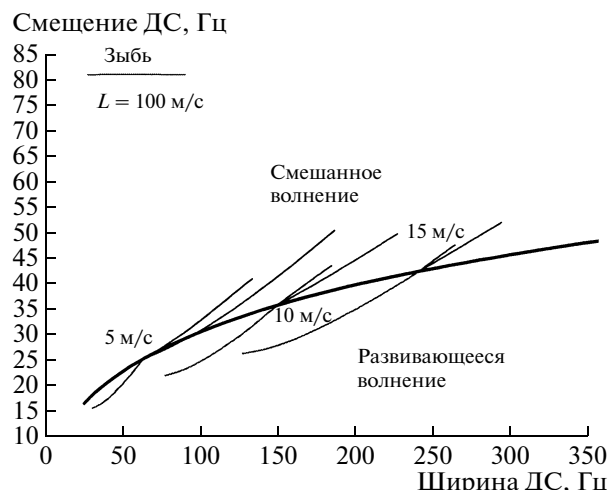


Рис. 8. РЛ-плоскость.

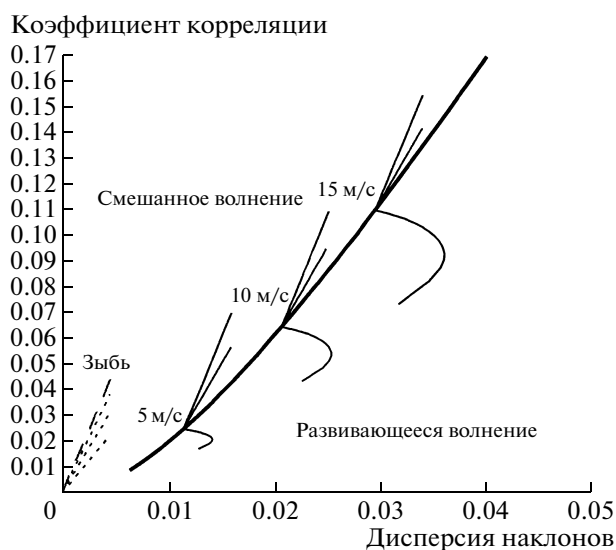
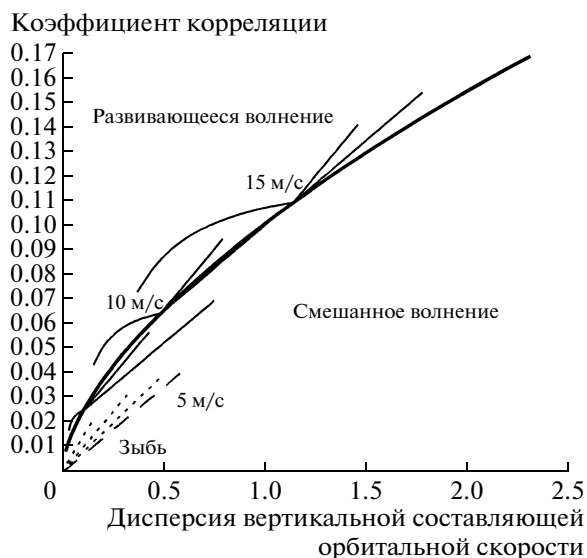


Рис. 7. Связь статистических моментов поверхностного волнения между собой.

личины параметров. Если волнение не будет отличаться моментами, то отраженный сигнал также будет одинаковым. При моделировании нас интересовали не тип волнения и его спектр, а только статистические моменты.

Теперь рассмотрим, как каждый тип волнения проявляется в спектральных и энергетических параметрах отраженного РЛ-сигнала и введем понятие РЛ-плоскости, задаваемой характеристиками отраженного РЛ-сигнала.

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ ПЛОСКОСТЬ

Вначале приведем примеры моделирования отраженного сигнала, а используемые при расчетах модели сечения обратного рассеяния, ДС, и, также, связь отраженного сигнала с параметрами рассеивающей поверхности рассмотрим в следующем разделе.

В ходе экспериментов могут быть измерены сечение обратного рассеяния, ширина и смещение ДС, соответствующие определенному состоянию водной поверхности.

В связи с этим представляется обоснованной попытка описания волнения в РЛ-переменных. Наиболее интересной является плоскость “ширина ДС–смещение ДС”, так как при малых углах падения она зависит только от параметров крупномасштабного волнения.

Для неподвижного радиолокатора (длина волны 0.03 м) с узкой диаграммой направленности антенны ($\delta_x, \delta_y = 1^\circ$) результаты численного моделирования показаны на рис. 8.

Вычисления выполнены для угла падения $\theta_0 = 10^\circ$ и ориентации антенны вдоль оси X. Толстой кривой на рисунке показан случай полностью развитого волнения для скоростей ветра от 2.5 м/с до 18.5 м/с (равновесная кривая).

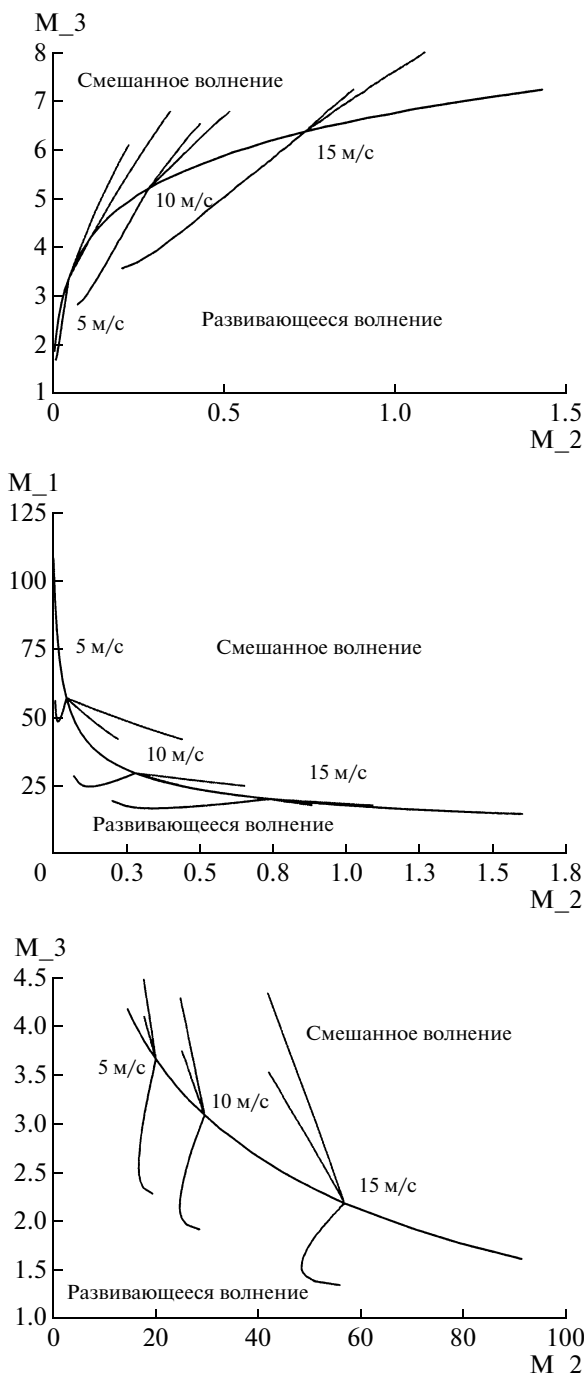


Рис. 9. Связь РЛ-параметров, полученных из статистических моментов.

Для развивающегося ветрового волнения рассматривалось три скорости ветра (5, 10 и 15 м/с), и длина безразмерного разгона \tilde{x} менялась от 1500 до 20170.

Для этих же скоростей ветра рассматривалось смешанное волнение, формируемое волнами зыби с доминантной длиной волны 100 и 200 м и полностью развитым ветровым волнением. При вычислениях высота зыби изменялась от макси-

мальной высоты до 0.1 от максимума. На рис. 8 смешанное волнение показано двумя линиями (длина волны зыби 100 и 200 м), выходящими из равновесной кривой для скоростей ветра 5, 10 и 15 м/с).

Область зыби расположена значительно выше равновесной кривой и может быть легко идентифицирована по большой величине доплеровского сдвига при относительно малой ширине ДС. На рис. 8 показана зависимость только для зыби с длиной 100 м, а для 200 м зыби доплеровский сдвиг равен 114.5 Гц.

Для каждой скорости ветра рассмотрены два случая смешанного волнения, сформированного зыбью с длиной волны 100 и 200 м, и из рис. 8 видно, что чем выше скорость ветра, тем слабее влияние зыби на ширину и смещение ДС.

Мы видим, что на РЛ-плоскости различные типы волнения могут разделяться, что позволяет их идентифицировать. Отметим, что на возможность классификации типов волнения через параметры ДС РЛ-сигнала впервые было указано в нашей более ранней работе (Каневский, Караев, 1996).

Теперь рассмотрим физические причины такого результата.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТРАЖЕННОГО СИГНАЛА

Как уже отмечалось, параметры отраженного сигнала определяются не скоростью ветра, а характеристиками рассеивающей поверхности. При малых углах падения рассеяние является квазизеркальным и ДС отраженного сигнала определяется крупномасштабным волнением, а сечение обратного рассеяния зависит также от спектральной плотности мелкой ряби через эффективный коэффициент отражения.

В общем виде формулы достаточно громоздки (Караев и др., 2008б; Караев и др., 2008в) и при первоначальном анализе мы упростили задачу, считая, что используется неподвижный радиолокатор с узкой диаграммой направленности антенны, поэтому в формулах можно считать, что $\delta_x, \delta_y = 0$.

При ориентации антенны вдоль оси Y и для заданных условий распространения волнения упрощенная формула для ширины ДС Δf_{10} на уровне -10 дБ имеет следующий вид:

$$\Delta f_{10}(\text{Гц}) = \frac{4\sqrt{2\ln 10}}{\lambda} \cos\theta_0 \left[\sigma_{tt}^2 - \frac{K_{xt}^2}{\sigma_{xx}^2} - \frac{K_{yt}^2}{\sigma_{yy}^2} \right]^{0.5}, \quad (9)$$

где λ — длина волны радиолокатора, θ_0 — угол падения.

Формула для смещения отраженного сигнала $f_{\text{см}}$ относительно несущей частоты задается следующей формулой:

$$f_{\text{см}}(\text{Гц}) = -\frac{2 \sin \theta_0 K_{yt}}{\lambda \sigma_{yy}^2}, \quad (10)$$

где ДС является более информативной характеристикой по сравнению с сечением обратного рассеяния, т.к. “включает” в себя сечение обратного рассеяния. Для его вычисления надо проинтегрировать по ДС, и формула для сечения обратного рассеяния σ_0 в рассматриваемой конфигурации имеет следующий вид:

$$\sigma_0 = \frac{|R_{\text{эфф}}(U_{10})|^2 \exp\left[-\frac{\text{tg}^2 \theta_0}{2\sigma_{yy}^2}\right]}{2 \cos^4 \theta_0 \sqrt{\sigma_{xx}^2} \sqrt{\sigma_{yy}^2}}, \quad (11)$$

где $R_{\text{эфф}}$ – эффективный коэффициент отражения, который вводится вместо коэффициента Френеля, чтобы учесть ослабление отраженного сигнала за счет мелкой ряби, покрывающей морскую поверхность.

С точки зрения задачи восстановления скорости ветра, прежде всего надо по ДС восстановить параметры крупномасштабного волнения и после этого по сечению обратного рассеяния найти эффективный коэффициент отражения. Если при дальнейшей обработке использовать зависимость эффективного коэффициента отражения от скорости ветра, то можно восстановить скорость ветра.

Из формул (9)–(11) видно, что параметры отраженного РЛ-сигнала зависят от следующих сочетаний статистических моментов:

$$M_1 = \sigma_{\text{н}}^2 - \frac{K_{xt}^2}{\sigma_{xx}^2} - \frac{K_{yt}^2}{\sigma_{yy}^2}, \quad M_2 = \frac{K_{yt}}{\sigma_{yy}^2}, \quad (12)$$

$$M_3 = \frac{1}{2\sqrt{\sigma_{xx}^2 \sigma_{yy}^2}}.$$

Дисперсия наклонов σ_{yy}^2 не образует комбинацию с другими статистическими моментами, когда входит в экспоненту (см. (11)) и легко восстанавливается при наличии измерений сечения обратного рассеяния под двумя углами падения.

Из приведенных формул видно, что все три комбинации статистических моментов (далее РЛ-параметры) не будут равны нулю, если волнение распространяется вдоль оси Y . Для этого случая и рассмотрена их взаимосвязь.

На рис. 9 показана взаимосвязь РЛ-параметров, влияющих на параметры отраженного РЛ-сигнала. Из рис. 9 видно, что, используя сечение обратного рассеяния, ширину и смещение ДС, во многих случаях можно определить тип поверхностного волнения.

Таблица 2. Сравнение смешанного и развитого ветрового волнения

Параметры волнения	Развитое ветровое волнение, 10.8 м/с	Смешанное волнение
SWH	2.72	2.58
σ_{xx}^2	0.0223	0.0267
σ_{yy}^2	0.0146	0.0165
$\sigma_{\text{н}}^2$	0.572	0.618
K_{xt}	0.0716	0.0858
M_2	3.22	3.22
M_1	0.342	0.342
$f_{\text{см}}$	37.23	37.22
Δf_{10}	165.0	164.98
M_3	27.73	23.86

Существование связи параметров волнения и характеристик отраженного РЛ-сигнала позволяет решать как прямую, так и обратную задачу.

В частности, при численном моделировании можно не задумываться о типе волнения, условиях его формирования и т.п. Достаточно просто задать интервал изменения одной или нескольких величин. После этого будут определены границы изменений оставшихся моментов и для них будут вычислены параметры отраженного РЛ-сигнала.

Точно так же при решении обратной задачи с помощью алгоритмов обработки восстанавливали статистические моменты поверхности и для них определяли тип волнения и скорость ветра.

За ширину и смещение ДС отвечают разные статистические моменты рассеивающей поверхности, поэтому различные типы волнения хорошо разделяются.

Отдельно рассмотрим случай совпадения точек на РЛ-плоскости для разных типов волнения.

Предположим, что на РЛ-плоскости ширина и смещение ДС оказываются одинаковыми для разных состояний морской поверхности. Это может быть случай полностью развитого волнения и смешанного волнения, образованного развивающимся ветровым волнением и зыбью.

Пусть длина безразмерного разгона $\tilde{x} = 10000$, скорость ветра 10 м/с, доминантная длина зыби равна 100 м. При высоте зыби 1.98 м на поверхности сформируется смешанное волнение, для которого ширина и смещение ДС совпадают с шириной и смещением ДС для полностью развитого ветрового волнения при скорости ветра 10.8 м/с.

В табл. 2 приведено сравнение параметров, характеризующих волнение и ДС для развитого ветрового волнения и смешанного волнения. Из таблицы видно также, что статистические моменты

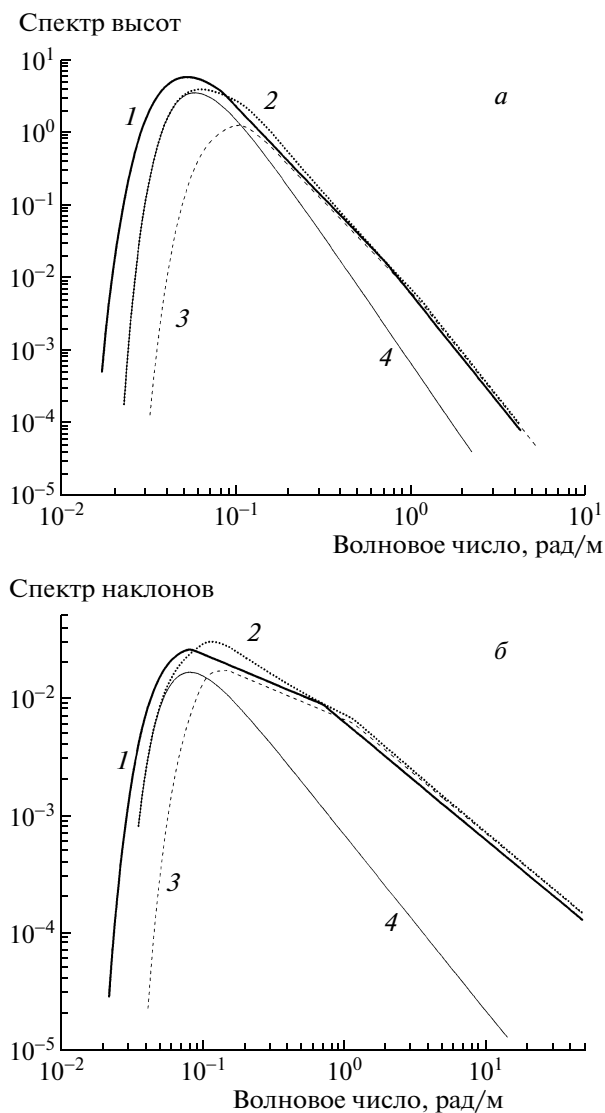


Рис. 10. Спектры: *a* – высот, *б* – наклонов в одной точке РЛ-плоскости. Кривые: 1 – полностью развитое ветровое волнение ($U_{10} = 10.8$ м/с); 2 – спектр смешанного волнения; 3 – развивающееся ветровое волнение ($U_{10} = 10$ м/с и $\bar{x} = 10000$); 4 – зыбь (длина 100 м, высота 1.98 м).

для двух рассматриваемых состояний не совпадают, однако ширина и смещение ДС принимают одинаковое значение за счет того, что M_1 и M_2 одинаковы.

Сравнение спектров высот и наклонов для этого случая приведено на рис. 10, из которого видно, что за счет зыби с длиной волны 100 м спектр смешанного волнения сдвигается в сторону меньших волновых чисел. Несмотря на то, что статистические моменты не совпадают, РЛ-параметры оказываются близки, что затрудняет проблему однозначной интерпретации типа волнения на РЛ-плоскости, образованной шириной и

смещением ДС. Включение в рассмотрение третьего параметра (M_3), возможно, позволит разделить различные типы волнения.

Таким образом, по одному измерению не всегда удастся однозначно классифицировать тип волнения, однако другими дистанционными методами эта задача не решается совсем.

Вопрос классификации спектров волнения и определения их типа существует в океанологии, в частности, используется понятие возраста волнения β

$$\beta = \frac{c_\phi}{U_{10}}, \quad (13)$$

где c_ϕ – фазовая скорость спектрального пика. Если волнение развивающееся, то β мало, а в случае смешанного волнения или зыби возраст увеличивается.

В нашем случае для развитого ветрового волнения $\beta = 1.25$, а для смешанного волнения – 1.29, т.е. в такой интерпретации различие невелико. У ветрового развивающегося волнения $\beta = 0.97$, у зыби – 1.29, и здесь именно зыбь определяет общий возраст, т.е. с формальной точки зрения приход зыби сделал развивающееся волнение развитым.

В данном случае вопрос состоит в том, могут ли быть разделены эти два похожих состояния при контактных измерениях или будет считаться, что на поверхности находится одна волновая система, и что при этом надо брать в качестве критерия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе проведенного теоретического анализа были рассмотрены статистические моменты второго порядка поверхностного волнения для основных состояний: ветровое волнение, зыбь и смешанное волнение. В соответствии с известной двухмасштабной моделью спектр поверхностного волнения делится на крупно- и мелкомасштабную составляющие. 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.

Надо отметить, что все полученные результаты носят общий характер, опираются на базовые свойства морского волнения и не зависят от модели спектра, выбора граничного волнового числа и т.п. От модели спектра может зависеть, например, положение равновесной кривой на РЛ-плоскости, но она всегда будет там присутствовать.

Радиолокатор является одним из основных приборов, позволяющих получать информацию о скорости ветра и параметрах поверхностного волнения. Для восстановления могут использоваться

сечение обратного рассеяния, ширина и смещение ДС. При малых углах падения ширина и смещение ДС зависят только от параметров крупномасштабного волнения, что позволяет их применять для восстановления параметров крупномасштабного волнения.

Было показано, что на РЛ-плоскости “ширина ДС—смещение ДС” также происходит разделение различных состояний поверхностного волнения. Для объяснения этого эффекта вводится понятие “РЛ-параметра”, который образуется из статистических моментов волнения. РЛ-параметры определяют спектральные и энергетические характеристики отраженного РЛ-сигнала и позволяют объяснить появление неоднозначности при классификации типов волнения на РЛ-плоскости.

В то же время описание поверхностного волнения через статистические моменты является исчерпывающим при вычислении параметров отраженного РЛ-сигнала. Поэтому такое описание может применяться при решении прямой и обратной задач РЛ-зондирования без привлечения спектрального описания. Скорость ветра будет восстанавливаться с учетом состояния поверхности, что позволит повысить точность алгоритмов.

После этого информация о типе волнения и статистических моментах может быть ассимилирована в численных моделях волнового климата и для описания процесса теплообмена в системе “океан—атмосфера”.

В современных численных региональных моделях волнения информация о поверхностном волнении в конкретном регионе прогнозируется на основе численного моделирования и ключевым входным параметром является скорость ветра, измеренная скаттерометром. Иногда для коррекции модельных данных удается использовать высоту значительного волнения, измеренную радиоальтиметром (Li, 2008; Atlas, Hoffman, 2000).

При использовании новой РЛ-аппаратуры и упрощенного описания волнения число входных параметров численных моделей волнения увеличится и точность предсказания волновой обстановки улучшится.

В ходе дальнейших исследований планируется проведение РЛ-измерений на внутренних водоемах в условиях развивающегося ветрового волнения и ограниченного разгона, тестирование алгоритмов обработки и анализа РЛ-данных и сопоставление результатов с контактными измерениями параметров волнения и скорости ветра.

Работа поддержана РФФИ (проекты № 09-05-97016-р-п-а и 10-05-00181-а), школой НШ-1244.2008.2 и программой ОФН РАН “Радиофизика”.

ПРИЛОЖЕНИЕ. СПЕКТР ВОЛНЕНИЯ

В океанологии обычно измеряются частотный спектр $S_{\Sigma}(\omega)$ и частотно-угловой $S_{\Sigma}(\omega)\Phi_{\omega}(\omega, \phi)$, где $S_{\Sigma}(\omega)$ – распределение энергии волнения по частотам, а $\Phi_{\omega}(\omega, \phi)$ – угловое распределение (по направлениям распространения).

Для описания ветрового волнения была разработана “радиофизическая” модель спектра (Караев и др., 1998; Караев, Баландина 2000), которая достаточно точно соответствует известным экспериментальным данным (Сох, Munk, 1954).

В интервале частот от 0 до $1.2\omega_m$ спектр совпадает со спектром JONWAP (Hasselmann et al., 1973)

$$S_{\Sigma}(\omega) = \alpha g^2 \omega^{-5} \exp\left\{-1.25\left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^4\right\} \cdot \gamma^{\exp[-(\omega-\omega_m)^2/(2\sigma_m^2\omega_m^2)]},$$

где g – ускорение свободного падения, $\kappa_m = 0.697g/U_{10}^2$ и

$$\sigma_* = \begin{cases} 0.07, & \omega \leq \omega_m; \\ 0.09, & \omega > \omega_m. \end{cases}$$

Волновое число κ_m и частота ω_m связаны дисперсионным соотношением для волн на воде.

При частоте больше $1.2\omega_m$ спектр волнения задается следующими формулами:

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_2}{\omega^4}, \quad 1.2\omega_m < \omega \leq a_m\omega_m;$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_3}{\omega^5}, \quad a_m\omega_m < \omega \leq \omega_{гк} \cong 64 \text{ рад/с} \\ (\kappa = 270 \text{ рад/м});$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_4}{\omega^{2.7}}, \quad \omega_{гк} < \omega \leq \omega_{\kappa} \cong 298 \text{ рад/с} \\ (\kappa = 1020 \text{ рад/м});$$

$$S_{\Sigma}(\omega) = \frac{\alpha_5}{\omega^5}, \quad \omega_{гк} < \omega.$$

Коэффициенты α_i вычисляются следующим образом:

$$\alpha_2 = S_{\Sigma}(1.2\omega_m) \cdot (1.2\omega_m)^4, \quad \alpha_3 = \alpha_2 \cdot a_m\omega_m, \\ \alpha_4 = \alpha_3/\omega_{гк}^{2.3}, \quad \alpha_5 = \alpha_4\omega_{\kappa}^{2.3}.$$

Значение коэффициента a_m зависит от скорости ветра и задается следующим выражением:

$$a_m = 0.3713 + 0.29024U_{10} + 0.2902/U_{10}.$$

Для описания углового распределения используется следующая формула:

$$\Phi_{\omega} = A \cdot \frac{2}{e^{2B\phi} + e^{-2B\phi}}, \quad -\pi \leq \phi \leq \pi,$$

где $B = 10^b$ и

$$b = -0.28 + 0.65 \cdot \exp[-0.75 \cdot \ln(\kappa/\kappa_m)] + 0.01 \cdot \exp[-0.2 + 0.7 \cdot \lg(\kappa/\kappa_m)].$$

Угол $\phi = \phi_T - \phi_0$, где ϕ_0 – генеральное направление распространения волнения, ϕ_T – азимутальный угол, отсчитываемый от оси X . Нормировочный коэффициент A равен

$$A = \frac{B}{\arctg(\operatorname{sh}2\pi B)}.$$

Для описания развивающегося волнения используют понятия безразмерного ветрового разгона \tilde{x} и безразмерной частоты $\tilde{\omega}$

$$\tilde{x} = xg/U_{10}^2 \text{ и } \tilde{\omega} = \omega \cdot U_{10}/g,$$

где x – ветровой разгон в метрах. В случае развития волнения от берега под действием ветра длина разгона совпадает с расстоянием от берега.

В процессе развития волнения происходит изменение следующих параметров модели спектра: $\tilde{\omega}_m$, γ , α . Ниже приведены формулы для этих величин в интервале изменения безразмерного разгона $\tilde{x} = [1430, 20170]$:

$$\tilde{\omega}_m = 0.61826 + 0.000003529\tilde{x} -$$

$$- 0.00197508\sqrt{\tilde{x}} + 62.554/\sqrt{\tilde{x}} - 290.2/\tilde{x},$$

$$\gamma = 5.25366 + 0.000107622\tilde{x} - 0.03776776\sqrt{\tilde{x}} - 162.9835/\sqrt{\tilde{x}} + 253251.5/\tilde{x}^{1.5},$$

$$\alpha = 0.0311937 - 0.002327736 \ln(\tilde{x}) - 8367.9/\tilde{x}^2 + 4.51146 \cdot 10^{617} \exp(-\tilde{x}).$$

Значение разгона $\tilde{x} = 20170$ соответствует полностью развитому ветровому волнению.

Данная модель спектра волнения была разработана на основе анализа экспериментальных данных для “радиофизического” применения и успешно решает стоящие перед ней задачи.

Полностью развитое волнение есть результат длинного ветрового разгона. Мы считаем, что существует полностью развитое ветровое волнение (в нашей модели длина безразмерного разгона $\tilde{x} \geq 20170$). Если скорость ветра уменьшается или меняет направление, то начинается процесс образования волн зыби.

Простая модель спектра зыби дается следующей формулой (Давидан и др., 1985):

$$S_{\text{зыбь}}(\omega) = 6m_0 \left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^5 \omega^{-1} \exp\left\{-1.2\left(\frac{\omega_m}{\omega}\right)^5\right\},$$

где m_0 – первый момент спектра волнения. Высота значительного волнения связана со средним значением следующей формулой $SWH = 4\sqrt{m_0}$.

Высота зыби уменьшается во время распространения. Существует максимальное значение m_0 для каждой частоты ω_m (доминантной длины волны L_m). Оценку этого значения можно получить по следующей формуле:

$$S_{\text{зыбь}}(\omega_m) = S(\omega_m),$$

где $S(\omega)$ – спектр ветровых волн.

В результате получаем следующую формулу для m_0 :

$$m_0 = \frac{\alpha \gamma g^2 e^{-0.05}}{6\omega_m^4},$$

и максимальное значение SWH зыби для доминантной длины волны L_m равно

$$SWH = 4 \frac{g e^{-0.025}}{\omega_m^2} \sqrt{\alpha \gamma / 6}.$$

Мы можем задавать SWH и определять возраст зыби. Комбинируя ветровое волнение и зыбь, мы можем моделировать большинство состояний морской поверхности – назовем такое состояние морской поверхности смешанным волнением

$$S_{\text{смешанное}}(\omega) = S(\omega) + S_{\text{зыбь}}(\omega).$$

Указанное определение зыби достаточно общее и не учитывает трансформацию спектра зыби в процессе распространения. Однако для получения первоначальных оценок статистических моментов оно подходит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Басс Ф.Г., Фукс И.М. Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
- Давидан И.Н. Частотный спектр ветрового волнения // Тр. ГОИН. 1969. Вып. 96. С. 185–210.
- Давидан И.Н., Лопатухин Л.И., Рожков В.А. Ветровое волнение в Мировом океане. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 256 с.
- Данильчев М.В., Николаев А.Н., Кутуза Б.Г. Использование метода Кирхгофа для практических расчетов в микроволновой радиометрии взволнованной морской поверхности // Радиотехника и электроника. 2009. Т. 54. № 8. С. 915–925.
- Каневский М.Б., Караев В.Ю. Спектральные характеристики радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного морской поверхностью при малых углах падения (обратное рассеяние) // Изв. вузов. Радиофизика. 1996. Т. 39. № 5. С. 517–526.
- Караев В.Ю., Баландина Г., Ангелов М. Об особенностях описания волнения применительно к решению задач дистанционного зондирования морской поверхности: Препринт № 470. Нижний Новгород: ИПФ РАН, 1998. 30 с.

- Караев В.Ю., Баландина Г.Н.* Модифицированный спектр волнения и дистанционное зондирование // Исслед. Земли из космоса. 2000. № 5. С. 1–12.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Баландина Г.Н., Гомменджинджер К.* К вопросу о влиянии региональных особенностей на точность определения скорости приповерхностного ветра над океаном // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 4. С. 1–11.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Баландина Г.Н., Мешков Е.М., Челленор П., Срокоз М., Гомменджинджер К.* Методы измерения наклонов водной поверхности радиолокатором с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2003. № 5. С. 51–63.
- Караев В., Каневский М., Баландина Г., Мешков Е., Челленор П., Срокоз М., Гомменджинджер К.* Новые средства дистанционной диагностики океана: радиолокатор СВЧ-диапазона с ножевой диаграммой направленности антенны // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 2. С. 41–52.
- Караев В., Каневский М., Мешков Е.* Измерение дисперсии наклонов водной поверхности радиолокационными методами: проверка алгоритмов // Изв. вузов. Радиофизика. 2008а. Т. 41. № 5. С. 398–412.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М.* Восстановление параметров поверхностного волнения по результатам радиолокационных измерений // Исслед. Земли из космоса. 2008б. № 1. С. 44–55.
- Караев В.Ю., Каневский М.Б., Мешков Е.М.* Анализ влияния сликков на ширину доплеровского спектра радиолокационного СВЧ-сигнала, рассеянного морской поверхностью // Исслед. Земли из космоса. 2008в. № 4. С. 12–24.
- Лонге-Хиггинс М.С.* Статистический анализ случайной движущейся поверхности // Ветровые волны. М.: Иностранная литература, 1962. С. 112–230.
- Мешков Е., Караев В.* Определение параметров морского волнения по доплеровскому спектру радиолокационного СВЧ сигнала, отраженного водной поверхностью // Изв. вузов. Радиофизика. 2004. Т. 47. № 3. С. 231–244.
- Фукс И.М.* К теории расеяния радиоволн на взволнованной поверхности моря // Изв. вузов. Радиофизика. 1966. Т. 9. № 5. С. 876–887.
- Atlas R., Hoffman R.N.* The use of satellite surface wind data to improve weather analysis and forecasting at the NASA data assimilation office // Satellites, Oceanography and Society / Eds. D. Halpern. Chapter 4. P. 57–78. Elsevier, 2000. 368 p.
- Cox C., Munk W.* Measurement of the roughness of the sea surface from photographs of the sun glitter // J. Opt. Soc. Amer. 1954. V. 44. № 11. P. 838–850.
- Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D.* A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № C7. P. 15781–15796.
- Hasselmann K., Barnett T.P., Bouws E. et al.* Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP) // Dt. Hydrogr. Z. Reihe A. 1973. V. 8. № 12. P. 95.
- Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B.* A semi-empirical model of the normalized radar cross section of the sea surface, Part I: The background model // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № C3. 10.1029/2001JC001003.
- Naderi F.M., Freilich M.H., Long D.* Spaceborne radar measurements of wind velocity over the ocean – An overview of the NSCAT scatterometer system // Proc. IEEE. 1991. V. 79. P. 850–866.
- Pierson W.J., Moskowitz Z.* A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. № 24. P. 5151–5190.
- Valensuela G.R.* Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves – A review // Boundary-Layer Meteorology. 1978. V. 13. P. 61–85.
- Wilheit T.T.* A model for the microwave emissivity of the ocean's surface as a function of wind speed // IEEE Trans. 1979. V. GE-17. № 4. P. 244–249.
- Witter D.L., Chelton D.B.* A Geosat altimeter wind speed algorithm and a method for altimeter wind speed algorithm // J. Geophys. Res. 1995. V. 96. № C5. P. 8853–8860.
- Zhijin Li* Assimilation of satellite data in real-time coastal ocean data assimilating and forecasting systems // Proc. PORSEC'08. Guangzhou, China, 2008. P. 6.

Simplified Approach to Sea Roughness Description for the Problem of Radar Remote Sensing of the Sea Surface

V. Yu. Karaev, M. B. Kanevsky, E. M. Meshkov

Institute of Applied Physics, Russian Academy of Sciences, Nizhny Novgorod

The feasibility of simplified approach to description of the sea waves at the analysis of microwave backscattering from the sea surface is considered. It is proposed to use the 2-th statistical moments instead of a sea wave spectrum at calculations of radar signal parameters. The study has shown that in most cases on the base of 2-th moment description it is possible to determinate a type of sea state (fully developed windsea, developing windsea, or mixed sea, i.e., windsea plus swell). Besides the study has shown that at radar probing at small incidence angles the capacity of classification of the types of sea waves is saved when using the coordinate plane “width–shift” of the radar signal Doppler spectrum. The proposing description method reduces the procedure of numerical simulation of microwave backscattering to determination of the statistical moments of sea roughness. It makes the simulation process more simple and obvious. Besides, it removes the problem of applicability of standard sea wave spectrum models for various regional water areas.

Keywords: remote sensing, spectrum of sea waves, width and shift of Doppler spectrum, radar cross section, 2-th statistical moments