

О восстановлении турбулентного потока импульса в пограничном слое атмосферы при сильном и ураганном ветре по измерениям сечения рассеяния СВЧ радиоволн поверхностью моря на ортогональной поляризации

Ю.И. Троицкая^{1,3}, В.И. Абрамов², А.В. Ермошкин¹, Э.М. Зуйкова¹, В.И. Казаков¹,
Д.А. Сергеев^{1,3}, А.А. Кандауров^{1,3}, О.С. Ермакова^{1,3}

¹Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru

²Научно-исследовательский радиофизический институт
Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: vicabr@mail.ru

³Нижегородский государственный университет им. Н.И.Лобачевского
Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru

На основании лабораторных экспериментов, в которых проводились одновременные измерения удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) поверхности воды на согласованной и ортогональной поляризации в X-диапазоне и параметров турбулентного воздушного пограничного слоя для условий шторма и урагана, и сопоставления с доступными данными натурных измерений предложена геофизическая модельная функция (ГМФ), связывающая (УЭПР) на ортогональной поляризации для X и C-диапазонов СВЧ излучения и динамическую скорость ветра u_* , важнейшую характеристику, определяющую многие геофизические процессы (океанскую циркуляцию, штормовой нагон, генерацию волн, перемешивание верхнего слоя океана и т.п.). На основе зависимости УЭПР на ортогональной поляризации, представляющей собой логарифмическую функцию от динамической скорости ветра, выведены традиционные ГМФ, представляющие собой зависимости УЭПР на ортогональной поляризации от скорости ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м. Сравнение с данными натурных измерений показало, что предложенная ГМФ для X-диапазона подобна эмпирической ГМФ для C-диапазона. На основании этого результата предложена ГМФ, связывающая УЭПР на ортогональной поляризации в C-диапазоне и динамическую скорость ветра. Предложенная ГМФ применима для дистанционного восстановления скорости ветра в условиях шторма и урагана.

Ключевые слова: рассеяние радиоволн на морской поверхности, согласованная и ортогональная поляризация, шторм, ураган, микроволновое дистанционное зондирование, поляризация, пограничные слои атмосферы и океана, скорость ветра, касательное турбулентное напряжение ветра

Одобрена к печати: 03.11.2016

DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-63-74

Важнейшей динамической характеристикой приводного пограничного слоя атмосферы является турбулентный поток импульса или касательное турбулентное напряжение τ , а также эквивалентная характеристика, динамическая скорость, u_* , связанная с τ простым соотношением:

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_a}, \quad (1)$$

где ρ_a – плотность воздуха.

Величина τ характеризует силовое касательное воздействие ветра на поверхность воды и определяет поток энергии к волнам и их параметры, в частности, среднеквадратичный уклон (Plant, 1982). Касательное турбулентное напряжение определяет параметры ветрового нагона, одного из самых опасных и разрушительных проявлений сильных штормов и ураганов (см, например, (Moon et al., 2009)). Именно касательное ветровое напряжение, а не скорость ветра, является движущей силой циркуляции океана (Sverdrup, 1947). Кроме того, касательное турбулентное напряжение определяет перемешивание в верхнем слое оке-

ана, которое, в свою очередь, определяет положение термоклина и температуру поверхности океана, перенос питательных веществ из нижних слоев океана, способствуя биосинтезу, обеспечивает вентиляцию глубинных слоев океана (Liu, Xie, 2014; Liu, Xie, Tang, 2010).

Строго говоря, активные микроволновые приборы, измеряющие скорость ветра по характеристикам излучения, рассеянного морской поверхностью, идеально приспособлены для измерения именно касательного турбулентного напряжения ветра (см., например, (Liu, 2002)). Это связано с тем, что рассеяние электромагнитных волн сантиметрового диапазона происходит на шероховатости морской поверхности, которая, в свою очередь, определяется главным образом величиной τ (Plant, 1982). Следствием этого является более сильная корреляция сечения рассеяния поверхности воды с турбулентным напряжением, чем со скоростью ветра, отмеченная рядом авторов (см., например, (Colton et al., 1995; Jones, Schroeder, 1978; Weissman et al., 1994)). Однако традиционно алгоритмы восстановления параметров приводного ветра по данным микроволнового зондирования основаны на использовании геофизических модельных функций (ГМФ), в которых удельное сечение рассеяния поверхности воды (УЭПР) выражается через значение скорости ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м в нейтральной атмосфере (см., например, (Hersbach, Stoffelen, de Naan, 2007)). При этом величина τ в дальнейшем вычисляется отдельно с использованием «балк-формулы»:

$$\tau = \rho_a C_D U_{10}^2, \quad (2)$$

где C_D – коэффициент сопротивления поверхности, представляющий собою эмпирическую функцию скорости ветра и параметров волнения (см., например (Fairall et al., 2003)).

Описанный алгоритм определения τ и u_* имеет значительные погрешности, особенно при штормовых и ураганных ветрах. Прежде всего, это обусловлено большой неопределенностью зависимости $C_D(U_{10})$ при условиях шторма и урагана, когда может наблюдаться немонотонная зависимость коэффициента сопротивления от скорости ветра (см, например, ссылки в (Liu, Tang, 2016)). При этом, как показали исследования последнего времени (Richter, Bohac, Stern, 2016), погрешности в определении C_D с помощью традиционно используемых падающих зондов при скоростях ветра выше 50 м/с превышают 100%. Кроме того, известна проблема снижения точности восстановления скорости ураганного ветра по данным микроволнового зондирования в условиях интенсивных штормов из-за насыщения зависимости сечения рассеяния поверхности от скорости ветра (см., например, (Hersbach, Stoffelen, de Naan, 2007)). В результате этого дистанционные методы измерения турбулентного напряжения при ураганных ветрах становятся практически неприменимыми. Для решения этой проблемы в (Liu, Tang, 2016) предложена идея использования новой геофизической модельной функции, которая строится как зависимость УЭПР от u_* , получаемая сложным косвенным способом.

Проблема повышения точности восстановления скорости ураганного ветра в последнее время решается на основе методов, основанных на технологии приема рассеянного сигнала на ортогональной поляризации, для которых и при этих условиях сохраняется высокая

чувствительность к скорости ветра (Vachon, Wolfe, 2011; Zadelhoff van et al., 2013; Zhang et al., 2014; Zhang, Perrie, 2012). Это подтверждается лабораторными экспериментами в высокоскоростном ветро-волновом канале (Troitskaya et al., 2014), по результатам которых была построена ГМФ, представляющая собой зависимость УЭПР микроволнового излучения на ортогональной поляризации от скорости ветра, пересчитанной на высоту 10 м. Отметим, что в лабораторных экспериментах (Troitskaya et al., 2014) были также измерены и другие параметры воздушного пограничного слоя, в том числе динамическая скорость. С использованием этих данных в настоящей работе построена ГМФ как зависимость УЭПР микроволнового излучения X-диапазона на ортогональной поляризации σ_{HV}^X от динамической скорости u_* . С использованием этой зависимости для ряда известных зависимостей коэффициента сопротивления от скорости ветра $C_D(U_{10})$ (Charnock, 1955; Foreman, Emeis, 2010; Holthuijsen, Powell, Pietrzak, 2012; Large, Pond, 1981) по балк-формулам (1, 2) выведена традиционная ГМФ $\sigma_{HV}^X(U_{10})$. Сопоставление ГМФ $\sigma_{HV}^X(U_{10})$ и $\sigma_{HV}^C(U_{10})$ позволило затем оценить и ГМФ $\sigma_{HV}^C(u_*)$.

Описание эксперимента

Эксперименты проводились в ветро-волновом канале Большого термостратифицированного бассейна ИПФ РАН (БТСБ ИПФ РАН) (Troitskaya et al., 2012). Длина ветрового канала составляла 10 м, размеры рабочей области – $0,4 \times 0,4 \text{ м}^2$, скорость на оси канала варьировалась от 5 м/с до 25 м/с (как показано ниже, это соответствует эквивалентной скорости ветра на высоте 10 м U_{10} от 7 м/с до 40 м/с). Измерения проводились на расстоянии 6,5 м от входа в канал.

Измерения параметров ветрового потока

Для определения параметров ветрового потока использовался метод профилирования. Заметим, что классический метод профилирования основан на сохранении в стационарном пристеночном пограничном слое тангенциальных турбулентных напряжений u_*^2 , когда профиль средней скорости потока логарифмический:

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (3)$$

тогда динамическая скорость u_* и параметр шероховатости z_0 могут быть легко определены из формулы (3). Однако в развивающемся турбулентном пограничном слое в канале касательное турбулентное напряжение постоянно только до приблизительно 0,15 от толщины слоя вытеснения δ , линейно растущей от начала канала. В условиях настоящего эксперимента толщина слоя постоянных потоков не превышала 3 см. Измерение профилей

скорости ветра на таких малых расстояниях от взволнованной поверхности воды при сильных ветрах является сложной задачей, в основном из-за присутствия брызг. В то же время, в развивающемся пограничном слое профиль дефекта скорости является автомодельным и подчиняется «закону следа» (Хинце, 1963):

$$\frac{U_{\max} - U(z)}{u_*} = F\left(\frac{z}{\delta}\right) \quad (4)$$

где U_{\max} – максимальная скорость в турбулентном пограничном слое. Для функции F в (Хинце, 1963) предложено следующее выражение:

$$F\left(\frac{z}{\delta}\right) = \begin{cases} \left(-\frac{1}{\kappa} \ln(z/\delta) + \alpha\right); & z/\delta < 0,15, \\ \beta(1 - z/\delta)^2; & z/\delta > 0,15. \end{cases} \quad (5)$$

Параметры в уравнении (5) для условий данной экспериментальной установки были получены из аппроксимаций экспериментальных данных: $\alpha = 1,5$, $\beta = 8,5$ (Troitskaya et al., 2012). С использованием (5) значения u_* и z_0 можно получить из измерений профиля скорости на расстоянии $z > \delta$ (см. детальное описание в (Troitskaya et al., 2012)).

Измерения рассеяния микроволнового излучения на поверхности воды.

Микроволновые измерения проводились с помощью когерентного доплеровского скаттерометра X-диапазона с длиной волны 3,2 см с последовательным приемом линейных поляризаций. Антенна скаттерометра представляла собой пирамидальный рупор с квадратным сечением 224×224 мм² и длиной 680 мм, который был оснащен разделителем ортогональных поляризаций (ОМТ) с разделением поляризаций более чем 40 дБ; ширина диаграммы направленности составляла 9°. Абсолютное значение эффективной площади рассеяния (ЭПР) взволнованной поверхности воды определялось путем сравнения рассеянного сигнала с сигналом, отраженным от калибратора с известным значением ЭПР – металлического шарика диаметром 6 см.

Окно наблюдения имело размеры 40×40 см², угол падения составлял $\theta = 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ$ в направлении навстречу ветру, расстояние до цели выбиралось равным 3,16 м, крышка рабочей части была изготовлена из радиопрозрачного материала (тефлона) толщиной 8 мм.

Зависимости УЭПР от динамической скорости ветра u_* для 4 углов падения $\theta = 30^\circ, 40^\circ, 50^\circ, 60^\circ$ (в направлении навстречу ветру) и для 4-х поляризаций показаны на *рис. 1*. Видно, что принимаемый сигнал на ортогональной поляризации имеет более высокую чувствительность к изменению динамической скорости ветра для всех θ . Начиная с $u_* \approx 1$ м/с наблюдается тенденция к насыщению для зависимости УЭПР от u_* для ортогональной поляризации, в то время как УЭПР для отраженного сигнала на согласованной поляризации демонстрирует немонотонное поведение в зависимости от u_* .

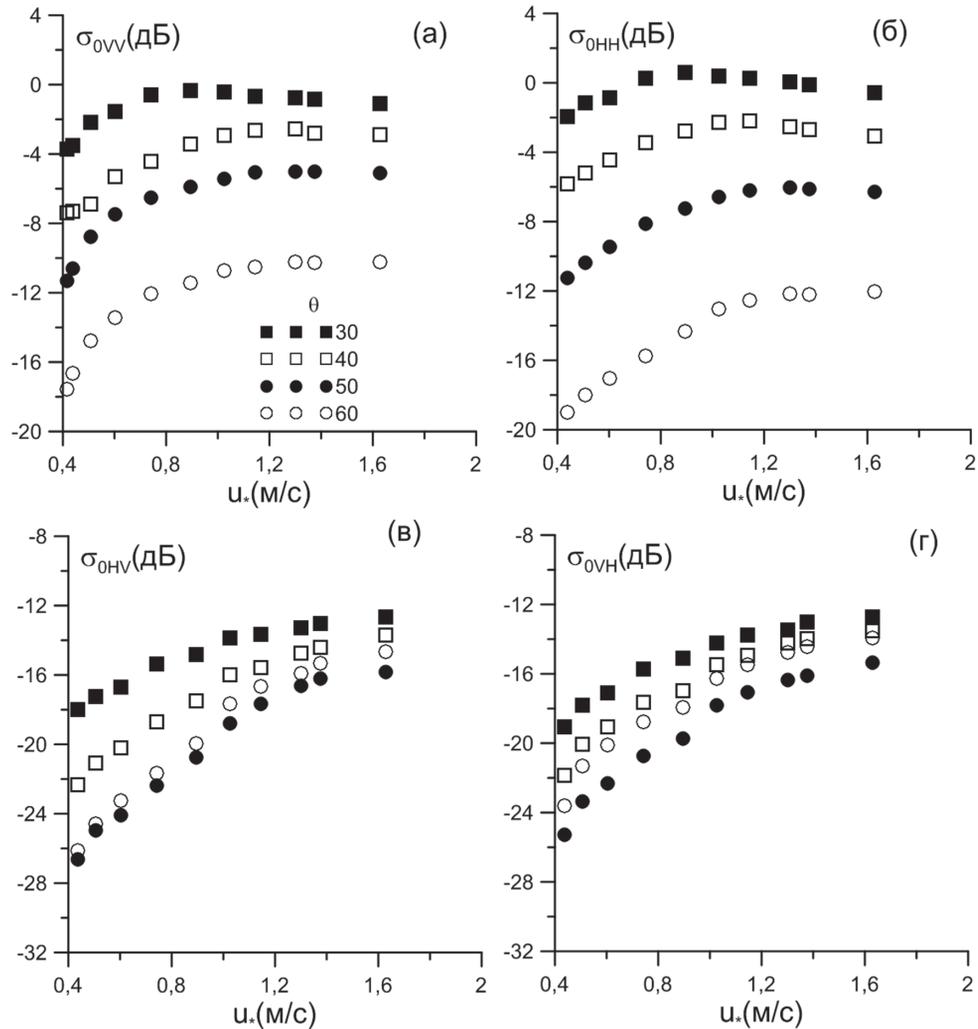


Рис. 1. Зависимости УЭПР на согласованной и ортогональной поляризации от скорости трения ветра для различных углов падения

Можно предложить простое качественное объяснение тенденции к насыщению зависимости УЭПР для ортогональной поляризации σ_{HV}^X от u_* . Для этого воспользуемся рассуждениями (Hwang et al., 2010; Hwang, Zhang, Peirre, 2010) о механизме формирования радиолокационного сигнала на ортогональной поляризации при сильном ветре за счет рассеяния на обрушениях волн. В этом случае в (Hwang и et al., 2010) показано, что мощность рассеянного излучения на ортогональной поляризации пропорциональна скорости диссипации энергии волн, которая, в свою очередь, пропорциональна u_*^3 . Следствием степенной зависимости мощности рассеянного излучения W от u_* является имеющая тенденцию к насыщению логарифмическая зависимость σ_{HV}^X от u_* , поскольку по определению $\sigma_{HV}^X = 10 \log_{10} W$. Подобная зависимость рассматривалась и в (Jones, Schroeder, 1978), где отмечалось, что показатель степени, вообще говоря, зависит от угла падения. С учетом этих качественных соображений зависимость $\sigma_{HV}^X(u_*)$, полученная в экспериментах, была аппроксимирована логарифмической функцией:

$$\sigma_{HV}^X(u_*) = 10\alpha(\theta) \left(\log_{10} \frac{u_*}{u_{*0}} - \beta(\theta) \right). \quad (6)$$

Она показана на рис. 2. Здесь $u_{*0} = 1$ м/с, параметры $\alpha(\theta)$ и $\beta(\theta)$ – безразмерные функции θ , также показанные на рис. 2, были аппроксимированы полиномами: $\alpha(\theta) = -0,38 + 0,0614 \cdot \theta - 0,000451 \cdot \theta^2$ и $\beta(\theta) = 2,74 - 0,0628 \cdot \theta + 0,00059 \cdot \theta^2$.

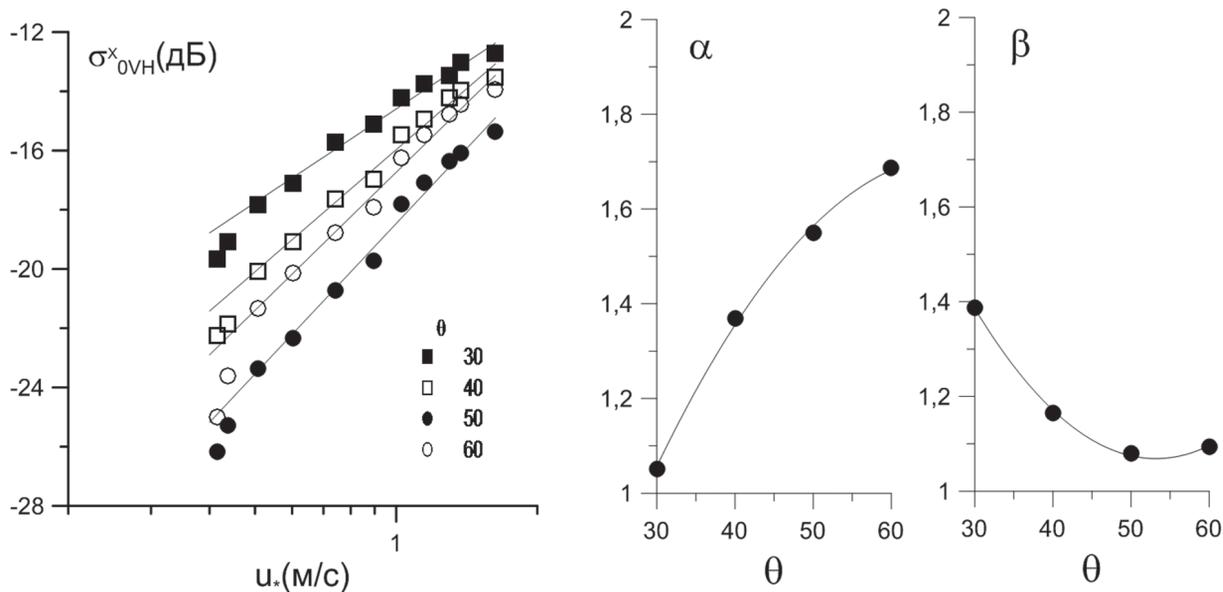


Рис. 2. Зависимости УЭПР на ортогональной поляризации как функции скорости трения ветра $\sigma_{HV}^X(u_*)$, полученные в лабораторных условиях при различных углах падения θ , с аппроксимациями логарифмическими функциями (левая панель) и зависимости параметров в аппроксимации $\sigma_{HV}^X(u_*)$ (б) от θ

Геофизическая модельная функция как функция УЭПР от динамической скорости ветра на ортогональной поляризации

Можно рассматривать выражение (6), определяющее зависимость УЭПР на ортогональной поляризации от динамической скорости ветра u_* и угла падения θ в X-диапазоне как ГМФ $\sigma_{HV}^X(u_*)$, полученную в лабораторных условиях. Можно предположить, что такая ГМФ будет применима и в натуральных условиях, поскольку входящие в нее величины – и сечение рассеяния микроволнового излучения, и динамическая скорость ветра – определяются главным образом мелкомасштабными процессами на поверхности воды, хорошо воспроизводимыми в лабораторных условиях. Для получения ГМФ как зависимости УЭПР от скорости ветра, $\sigma_{HV}^X(U_{10})$, применимой в натуральных условиях, необходимо учесть, что величина U_{10} зависит не только от касательного напряжения ветра, но и от параметра шероховатости, в который вносит вклад сопротивление формы всего спектра поверхностных волн, заметно различающегося в натуральных и лабораторных условиях. При этом u_* можно выразить через U_{10} , используя соотношение, следующее из балк-формулы (2), $u_* = U_{10} \sqrt{C_D(U_{10})}$, и получить искомую ГМФ $\sigma_{HV}^X(U_{10})$ из выражения (6).

Зависимость $C_D(U_{10})$ изучалась многими авторами, сейчас она хорошо установлена для умеренных и сильных ветров, но значительные неопределенности имеются при ура-

ганном ветре. Это иллюстрирует *рис. 3а*, на котором показаны зависимости $C_D(U_{10})$ из (Foreman, Emeis, 2010; Holthuijsen, Powell, Pietrzak, 2012), полученные в последнее время в широком диапазоне скоростей ветра, вплоть до ураганных. Там же показаны классические зависимости (Charnock, 1955; Large, Pond, 1981), которые широко используются в настоящее время при моделировании приводного ветра, волнения и океанской циркуляции. На *рис. 3б* показаны зависимости $u_*(U_{10})$, соответствующие моделям, показанным на *рис. 3а*.

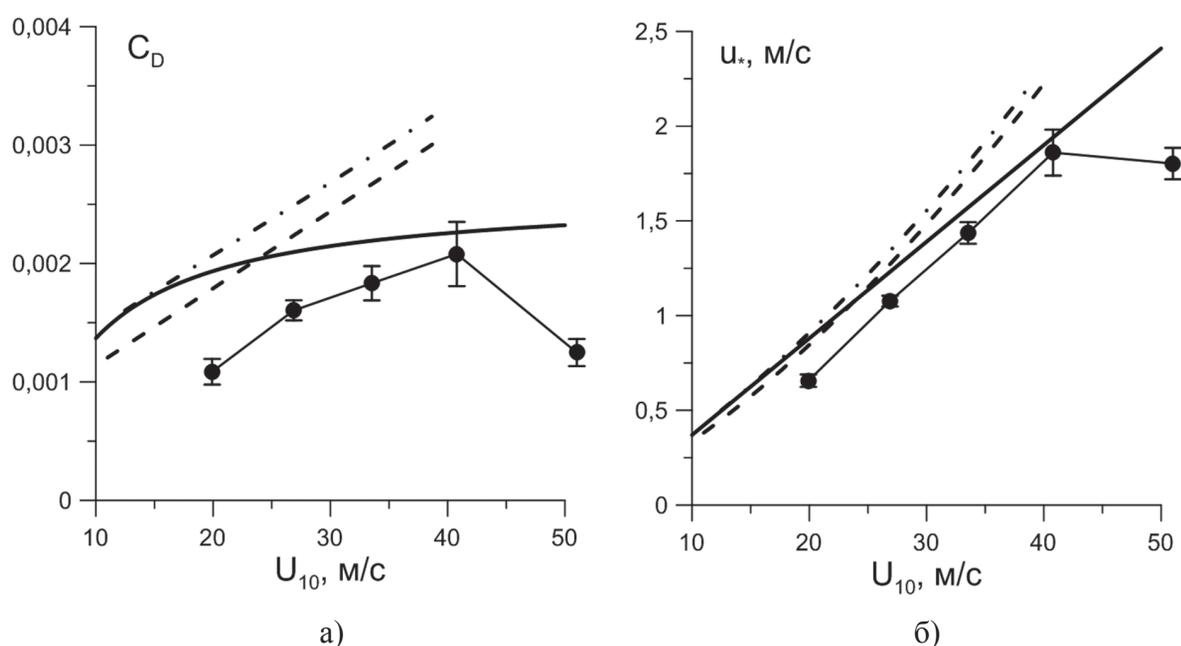


Рис. 3. Зависимости коэффициента сопротивления (а) и скорости трения ветра по данным различных авторов (б). Сплошная линия (Foreman, Emeis, 2010), пунктирная линия – (Large, Pond, 1981), штрихпунктирная линия – (Charnock, 1955), линия с символами (Holthuijsen, Powell, Pietrzak, 2012)

Широко признанная в настоящее время зависимость $u_*(U_{10})$ (Foreman, Emeis, 2010), применяемая при сильных и штормовых ветрах (получена на основе измерений при U_{10} до 30 м/с), представляет собой простую линейную функцию:

$$u_* = 0,051 \cdot U_{10} - 0,14. \quad (7)$$

При скорости ветра выше 20–25 м/с из нее следуют значения коэффициента сопротивления заметно ниже даваемых традиционными формулами (Charnock, 1955; Large, Pond, 1981), выведенными на основе измерений при скоростях ветра до 20 м/с.

На *рис. 3а* показана также немонотонная зависимость $C_D(U_{10})$, полученная на основе измерений с помощью падающих зондов в тропических циклонах (Holthuijsen, Powell, Pietrzak, 2012). Ее можно аппроксимировать выражением:

$$C_D = \begin{cases} (0,057 - 0,48 / U_{10})^2 & \text{при } U_{10} < 40 \text{ м/с} \\ (2,57 / U_{10} - 0,012)^2 & \text{при } U_{10} > 40 \text{ м/с} \end{cases}. \quad (8)$$

Заметим, что исследования последнего времени, например (Richter, Bohac, Stern, 2016), связывают снижение коэффициента сопротивления при сильных ветрах с систематическими ошибками, вызванными влиянием центробежных сил в урагане. В связи с этим при численном моделировании ураганов (Tallapragada et al., 2015) вместо немонотонной используется зависимость $C_D(U_{10})$ с тенденцией к насыщению подобная (Foreman, Emeis, 2010).

Описанные выше зависимости $u_*(U_{10})$ использовались для пересчета зависимости $\sigma_{HV}^X(u_*)$ в зависимость $\sigma_{HV}^X(U_{10})$. Зависимости $\sigma_{HV}^X(U_{10})$, рассчитанные в рамках разных моделей $C_D(U_{10})$, показаны на рис. 4а. Видно, что при $15 \text{ м/с} < U_{10} < 45 \text{ м/с}$ различия между рассчитанными УЭПР не превышают 2 дБ. Исходя из этого, мы для дальнейших расчетов использовали модель (Foreman, Emeis, 2010), в которой зависимость $u_*(U_{10})$ задается формулой (7). С учетом этого легко получить ГМФ в явном виде:

$$\sigma_{HV}^X(U_{10}) = 10\alpha(\theta) \left(\log_{10} \frac{0,051 \cdot U_{10} - 0,14}{u_{*0}} - \beta(\theta) \right). \quad (9)$$

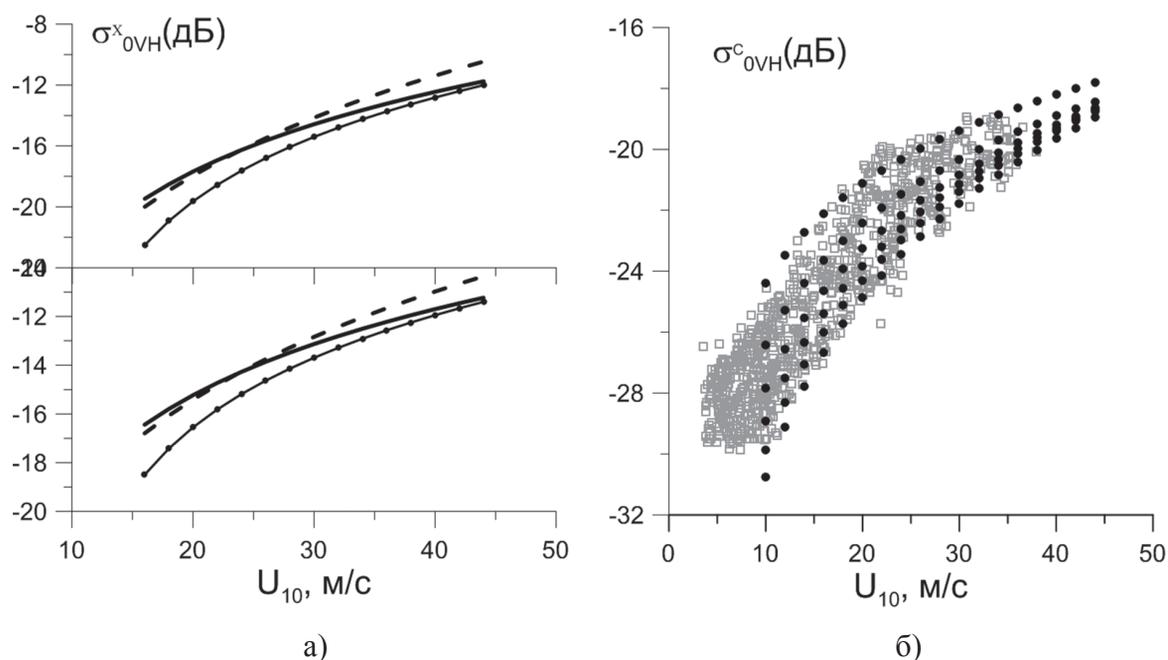


Рис. 4. Сравнение ГМФ как $\sigma_{HV}^X(U_{10})$, полученной в рамках разных моделей $u_*(U_{10})$ (сплошная линия (Foreman, Emeis, 2010), пунктирная линия – (Large, Pond, 1981), линия с символами – (Holthuijsen, Powell, Pietrzak, 2012)). Углы падения 30 и 50 градусов (а). УЭПР на ортогональной поляризации σ_{VH} по данным двухполяризационного PCA с RADARSAT-2 от U_{10} . Серые точки взяты из (Colton и др., 1995), где U_{10} получены по измерениям с буев с помощью SFMR на борту самолета по данным системы наблюдений за ТЦ H*Wind. Черные точки представляют собой расчеты значений $\sigma_{HV}^X(U_{10})$ по формуле (9), сдвинутые на -7,2 дБ

В работе (Troitskaya et al., 2016) обсуждалось подобие формы зависимости УЭПР на ортогональной поляризации от скорости ветра в различных диапазонах СВЧ радиоволн. В качестве физической причины был назван механизм формирования радиолокационного

сигнала при штормовых и ураганных ветрах, связанный с рассеянием на обрушающихся волнах. Тогда интенсивность рассеянного сигнала от единичного обрушения («рассеивателя») должна определяться только формой обрушающейся волны и ее пенного гребня и иметь универсальную зависимость от длины волны СВЧ радиоволн, не зависящую от скорости ветра. Тогда УЭПР морской поверхности от скорости ветра будет определяться только числом обрушений, которое является функцией скорости ветра (см., например, (Monahan, Muirheartaigh, 1980)), и формы зависимости УЭПР морской поверхности от скорости ветра в различных диапазонах СВЧ радиоволн будут подобны. Сравнение УЭПР в X- и C-диапазонах показало справедливость этих рассуждений (Troitskaya et al., 2016).

Сравнение $\sigma_{HV}^X(U_{10})$, задаваемой выражением (9), и ГМФ для C-диапазона на ортогональной поляризации, $\sigma_{HV}^C(U_{10})$, полученной на основе сопоставления данных спутникового PCA на ИСЗ RADARSAT-2 с данными натурных наземных и самолетных измерений (рис. 4б), показало, что зависимость УЭПР на ортогональной поляризации от U_{10} для C-диапазона подобна УЭПР для X-диапазона при этом

$$\sigma_{HV}^C(U_{10}) = \sigma_{HV}^X(U_{10}) - 7,2. \quad (10)$$

Это, в свою очередь, означает, что будут подобны и $\sigma_{HV}^X(u_*)$ и $\sigma_{HV}^C(u_*)$, т.е. с учетом (6)

$$\sigma_{HV}^X(u_*) = 10\alpha(\theta) \left(\log_{10} \frac{u_*}{u_{*0}} - \beta(\theta) \right) - 7,2. \quad (11)$$

Заключение

На основании лабораторных экспериментов, в которых проводились одновременные измерения УЭПР поверхности воды на согласованной и ортогональной поляризации в X-диапазоне с длиной волны 3,2 см и параметров турбулентного воздушного пограничного слоя (динамической скорости ветра, высоты шероховатости) для условий шторма и урагана, была предложена геофизическая модельная функция (ГМФ), связывающая УЭПР на ортогональной поляризации и динамическую скорость или касательное турбулентное напряжение ветра – важнейшую характеристику, определяющую многие геофизические процессы (океанскую циркуляцию, штормовой нагон, генерацию волн, перемешивание верхнего слоя океана и т.п.). Зависимость УЭПР на ортогональной поляризации представляет собой логарифмическую функцию от динамической скорости ветра. На ее основе выведены традиционные ГМФ, представляющие собой зависимости УЭПР на ортогональной поляризации от скорости ветра на стандартной метеорологической высоте 10 м. При получении этих зависимостей были использованы балк-формулы, связывающие турбулентное поверхностное напряжение со скоростью ветра, с использованием коэффициента аэродинамического сопротивления поверхности воды. Исследован ряд известных моделей для коэффициента сопротивления (Charnock, 1955; Foreman, Emeis, 2010; Holthuijsen, Powell, Pietrzak, 2012; Large, Pond, 1981), показано что при их использовании разброс рассчитан-

ных значений УЭПР на ортогональной поляризации не превышает 2 дБ. Сравнение с данными натуральных измерений показало, что предложенная ГМФ для X-диапазона подобна эмпирической ГМФ для С-диапазона с точностью до сдвига на 7,2 дБ. На основании этого результата предложена ГМФ, связывающая УЭПР на ортогональной поляризации в С-диапазоне и динамическую скорость ветра. Основываясь на измерениях для скоростей ветра от 10 до 40 м/с и углов падения от 30° до 60°, мы получили геофизические модельные функции для X-диапазона (ГМФ).

Следует учесть, что связь УЭПР и динамической скорости может изменяться по мере развития волнения, а значит, зависеть от разгона. Это особенно важно в условиях штормового и ураганного ветра, поскольку в этом случае от разгона может заметно зависеть число обрушений волн, вносящих заметный вклад в рассеяние радиоволн на морской поверхности. Кроме того, обрушения волн являются источником брызг, которые могут оказывать влияние на закон сопротивления поверхности. Эти вопросы выходят за рамки настоящей статьи и требуют дальнейшего исследования.

Исследования проведены при финансовой поддержке ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2014–2020 годы» (Соглашение о предоставлении субсидии № 14.616.21.0059, уникальный идентификатор проекта RFMEFI61615X0059).

Литература

1. Хинце И.О. Турбулентность. М.: Физматлит, 1963. 680 с.
2. Charnock H. Wind stress on a water surface // Q. J. Roy. Meteorol. Soc. 1955. V. 81. No. 350. P. 639–640.
3. Colton M.C., Plant W.J., Keller W.C., Geernaert G.L. Tower-based measurements of normalized radar cross-section from lake-Ontario – evidence of wind stress dependence // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. No. C5. P. 8791–8813.
4. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B. Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm // J. Clim. 2003. V. 16. No. 4. P. 571–591.
5. Foreman R.J., Emeis S. Revisiting the Definition of the Drag Coefficient in the Marine Atmospheric Boundary Layer // J. Phys. Oceanogr. 2010. V. 40. No. 10. P. 2325–2332.
6. Hersbach H., Stoffelen A., de Haan S. An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5 // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. No. C3. P. C03006.
7. Holthuijsen L.H., Powell M.D., Pietrzak J.D. Wind and waves in extreme hurricanes // J. Geophys. Res. Ocean. 2012. V. 117. No. C9. P. C09003.
8. Hwang P.A., Zhang B., Toporkov J.V., Perrie W. Comparison of composite Bragg theory and quad-polarization radar backscatter from RADARSAT-2: With applications to wave breaking and high wind retrieval // J. Geophys. Res. Ocean. 2010. V. 115. No. 8. DOI: 10.1029/2009JC005995.
9. Hwang P.A., Zhang B., Perrie W. Depolarized radar return for breaking wave measurement and hurricane wind retrieval // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. No. 1. DOI: 10.1029/2009GL041780
10. Jones W.L., Schroeder L.C. Radar backscatter from the ocean: Dependence on surface friction velocity // Boundary-Layer Meteorol. 1978. V. 13. No. 1–4. P. 133–149.
11. Large W.G., Pond S. Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. No. 3. P. 324–336.
12. Liu W.T. Progress in scatterometer application // J. Oceanogr. 2002. V. 58. No. 1. P. 121–136.
13. Liu W.T., Tang W. Relating Wind and Stress under Tropical Cyclones with Scatterometer // J. Atmos. Ocean. Technol. 2016. V. 33. No. 6. P. 1151–1158.
14. Liu W.T., Xie X. Sea Surface Wind/Stress Vector // Encyclopedia of Remote Sensing. 2014. P. 759–767.
15. Liu W.T., Xie X., Tang W. Scatterometer’s unique capability in measuring ocean surface stress // Oceanography from Space: Revisited / V. Barale, J.F.R. Gower, L. Alberotanza (Eds.). Springer, 2010. P. 93–111.
16. Monahan E.C., Muircheartaigh I. Optimal Power-Law Description of Oceanic Whitecap Coverage Dependence on Wind Speed // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. P. 2094–2099.
17. Moon I.-J., Kwon J.-I., Lee J.-C., Shim J.-S., Kang S.K., Oh I.S., Kwon S.J. Effect of the surface wind stress parameterization on the storm surge modeling // Ocean Model. 2009. V. 29. No. 2. P. 115–127.

18. *Plant W.J.* A relationship between wind stress and wave slope // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87. No. C3. P. 1961–1967.
19. *Richter D.H., Bohac R., Stern D.P.* An assessment of the flux profile method for determining air-sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones // *J. Atmos. Sci.* 2016. V. 73. No. 7. P. JAS–D–15–0331.1.
20. *Sverdrup H.U.* Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific // *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 1947. V. 33. No. 1. P. 318–326.
21. *Tallapragada V., Bernardet L., Biswas M.K., Ginis I., Kwon Y., Liu Q., Marchok T., Sheinin D., Thomas B., Tong M., Trahan S., Wang W., Yablonsky R., Zhang X.* Hurricane Weather Research and Forecasting (HWRF) Model: 2015 Scientific Documentation. 2015. 113 p.
22. *Troitskaya Yu., Abramov V., Ermoshkin A., Zuikova E.* Laboratory modelling of cross-polarized radar return at severe wind conditions // 2014 IEEE Geosci. Remote Sens. Symp. 2014. P. 3894–3897.
23. *Troitskaya Yu., Abramov V., Ermoshkin A., Zuikova E., Kazakov V., Sergeev D., Kandaurov A., Ermakova O.* Laboratory study of cross-polarized radar return under gale-force wind conditions // *Int. J. Remote Sens.* 2016. V. 37. No. 9. P. 1981–1989.
24. *Troitskaya Y.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V.I.* Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions // *J. Geophys. Res. Ocean.* 2012. V. 117. No. C11. C00J21.
25. *Vachon P.W., Wolfe J.* C-band cross-polarization wind speed retrieval // *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.* 2011. V. 8. No. 3. P. 456–459.
26. *Weissman D.E., Davidson K. L., Brown R.A., Friehe C.A., Li F.* The relationship between the microwave radar cross section and both wind speed and stress: Model function studies using Frontal Air-Sea Interaction Experiment data // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. No. C5. P. 10087–10108.
27. *van Zadelhoff G.-J., Stoffelen A., Vachon P.W., Wolfe J., Horstmann J., Belmonte Rivas M.* Scatterometer hurricane wind speed retrievals using cross polarization // *Atmos. Meas. Tech. Discuss.* 2013. V. 6. No. 4. P. 7945–7984.
28. *Zhang B., Perrie W., Zhang J.A., Uhlhorn E.W., He Y.* High-Resolution hurricane vector winds from C-band dual-polarization SAR observations // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2014. V. 31. No. 2. P. 272–286.
29. *Zhang B., Perrie W.* Cross-Polarized Synthetic Aperture Radar: A New Potential Measurement Technique for Hurricanes // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. No. 4. P. 531–541.

On reconstruction of turbulent momentum flux in the atmospheric boundary layer under strong wind and hurricane conditions from measurements of sea surface microwave backscatter cross section on orthogonal polarization

Yu.I. Troitskaya^{1,3}, V.I. Abramov², A.V. Ermoshkin¹, E.M. Zuikova¹, V.I. Kazakov¹
D.A. Sergeev^{1,3}, A.A. Kandaurov^{1,3}, O.S. Ermakova^{1,3}

¹*Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia*
E-mail: yuliya@hydro.appl.sci-nnov.ru

²*Radiophysical Research Institute, Nizhny Novgorod 603950, Russia*
E-mail: vicabr@mail.ru

³*Lobachevsky State University, Nizhny Novgorod 603950, Russia*
E-mail: daniil@hydro.appl.sci-nnov.ru

On the basis of laboratory experiments on simultaneous measurements of normalized X-band radar cross-section (NRCS) of water surface for co-polarized and de-polarized radar return and parameters of the turbulent boundary air layer for storm and hurricane conditions, and a comparison with the available in-situ measurements, we propose a geophysical model function (GMF) linking NRCS for X and C-band de-polarized radar return with the wind friction velocity which is one of the most important characteristics governing many geophysical processes (ocean circulation, storm surge, wave generation, mixing of the upper ocean layer, etc.). Traditional GMFs representing NRCS dependencies on wind speed on orthogonal polarization at standard meteorological height of 10 m are retrieved based on NRCS logarithmic dependency on wind friction velocity on orthogonal polarization. A comparison with in-situ measurement data shows that the proposed X-band GMF is similar to the empirical GMF for C-band. Based on this result, a GMF linking NRCS for the de-polarized radar return in the C-band and the wind friction velocity is suggested. The proposed GMF is applicable for remote retrieval of wind speed for storm and hurricane conditions.

Keywords: radar scattering on sea surface, co-polarized and de-polarized radar return, storm, hurricane, microwave remote sensing, polarization, boundary layers of atmosphere and ocean, wind speed, Reynolds stress

Accepted: 03.11.2016
DOI: 10.21046/2070-7401-2016-13-6-63-74

References

1. Khintse I.O., *Turbulentnost* (Turbulence), Moscow: Fizmatlit, 1963, 680 p.
2. Charnock H., Wind stress on a water surface, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1955, Vol. 81, No. 350, pp. 639–640.
3. Colton M.C., Plant W.J., Keller W.C., Geernaert G.L., Tower-based measurements of normalized radar cross-section from lake-Ontario – evidence of wind stress dependence, *J. Geophys. Res.*, 1995, Vol. 100, No. C5, pp. 8791–8813
4. Fairall C.W., Bradley E.F., Hare J.E., Grachev A.A., Edson J.B., Bulk parameterization of air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Clim.*, 2003, Vol. 16, No. 4, pp. 571–591.
5. Foreman R.J., Emeis S., Revisiting the Definition of the Drag Coefficient in the Marine Atmospheric Boundary Layer, *J. Phys. Oceanogr.*, 2010, Vol. 40, No. 10, pp. 2325–2332.
6. Hersbach H., Stoffelen A., de Haan S., An improved C-band scatterometer ocean geophysical model function: CMOD5, *J. Geophys. Res.*, 2007, Vol. 112, No. C3, pp. C03006.
7. Holthuijsen L.H., Powell M.D., Pietrzak J.D., Wind and waves in extreme hurricanes, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 2012, Vol. 117, No. C9, pp. C09003.
8. Hwang P.A., Zhang B., Toporkov J.V., Perrie W., Comparison of composite Bragg theory and quad-polarization radar backscatter from RADARSAT-2: With applications to wave breaking and high wind retrieval, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 2010, Vol. 115, No. 8. DOI: 10.1029/2009JC005995.
9. Hwang P.A., Zhang B., Perrie W., Depolarized radar return for breaking wave measurement and hurricane wind retrieval, *Geophys. Res. Lett.*, 2010, Vol. 37, No. 1. DOI: 10.1029/2009GL041780.
10. Jones W.L., Schroeder L.C., Radar backscatter from the ocean: Dependence on surface friction velocity, *Boundary-Layer Meteorol.*, 1978, Vol. 13, No. 1–4, pp. 133–149.
11. Large W.G., Pond S., Open Ocean Momentum Flux Measurements in Moderate to Strong Winds, *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, Vol. 11, No. 3, pp. 324–336.
12. Liu W.T., Progress in scatterometer application, *J. Oceanogr.*, 2002, Vol. 58, No. 1, pp. 121–136.
13. Liu W.T., Tang W., Relating Wind and Stress under Tropical Cyclones with Scatterometer, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 2016, Vol. 33, No. 6, pp. 1151–1158.
14. Liu W.T., Xie X., Sea Surface Wind/Stress Vector, *Encyclopedia of Remote Sensing*, 2014, pp. 759–767.
15. Liu W.T., Xie X., Tang W., Scatterometer’s unique capability in measuring ocean surface stress, *Oceanography from Space: Revisited*, V. Barale, J.F.R. Gower, L. Alberotanza (Eds.), Springer, 2010, pp. 93–111.
16. Monahan E.C., Muircheartaigh I., Optimal Power-Law Description of Oceanic Whitecap Coverage Dependence on Wind Speed, *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, Vol. 10, pp. 2094–2099.
17. Moon I.-J., Kwon J.-I., Lee J.-C., Shim J.-S., Kang S.K., Oh I.S., Kwon S.J., Effect of the surface wind stress parameterization on the storm surge modeling, *Ocean Model*, 2009, Vol. 29, No. 2, pp. 115–127.
18. Plant W.J., A relationship between wind stress and wave slope, *J. Geophys. Res.*, 1982, Vol. 87, No. C3, pp. 1961–1967
19. Richter D.H., Bohac R., Stern D.P., An assessment of the flux profile method for determining air-sea momentum and enthalpy fluxes from dropsonde data in tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 2016, Vol. 73, No. 7, pp. JAS–D–15–0331.1.
20. Sverdrup H.U., Wind-Driven Currents in a Baroclinic Ocean; with Application to the Equatorial Currents of the Eastern Pacific, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 1947, Vol. 33, No. 1, pp. 318–326.
21. Tallapragada V., Bernardet L., Biswas M.K., Ginis I., Kwon Y., Liu Q., Marchok T., Sheinin D., Thomas B., Tong M., Trahan S., Wang W., Yablonsky R., Zhang X., *Hurricane Weather Research and Forecasting (HWRF) Model: 2015 Scientific Documentation*, 2015, 113 p.
22. Troitskaya Yu., Abramov V., Ermoshkin A., Zuikova E., Laboratory modelling of cross-polarized radar return at severe wind conditions, *IEEE Geosci. Remote Sens. Symp.*, 2014, pp. 3894–3897.
23. Troitskaya Yu., Abramov V., Ermoshkin A., Zuikova E., Kazakov V., Sergeev D., Kandaurov A., Ermakova O., Laboratory study of cross-polarized radar return under gale-force wind conditions, *Int. J. Remote Sens.*, 2016, Vol. 37, No. 9, pp. 1981–1989.
24. Troitskaya Y.I., Sergeev D.A., Kandaurov A.A., Baidakov G.A., Vdovin M.A., Kazakov V.I., Laboratory and theoretical modeling of air-sea momentum transfer under severe wind conditions, *J. Geophys. Res. Ocean.*, 2012, Vol. 117, No. C11, C00J21.
25. Vachon P.W., Wolfe J., C-band cross-polarization wind speed retrieval, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 2011, Vol. 8, No. 3, pp. 456–459.
26. Weissman D.E., Davidson K.L., Brown R.A., Friehe C.A., Li F., The relationship between the microwave radar cross section and both wind speed and stress: Model function studies using Frontal Air-Sea Interaction Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 1994, Vol. 99, No. C5, pp. 10087–10108.
27. van Zadelhoff G.-J., Stoffelen A., Vachon P.W., Wolfe J., Horstmann J., Belmonte Rivas M., Scatterometer hurricane wind speed retrievals using cross polarization, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 2013, Vol. 6, No. 4, pp. 7945–7984.
28. Zhang B., Perrie W., Zhang J.A., Uhlhorn E.W., He Y. High-Resolution hurricane vector winds from C-band dual-polarization SAR observations, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 2014, Vol. 31, No. 2, pp. 272–286.
29. Zhang B., Perrie W., Cross-Polarized Synthetic Aperture Radar: A New Potential Measurement Technique for Hurricanes, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 2012, Vol. 93, No. 4, Vol. 531–541.