О развитии ветровых волн в арктических морях по данным измерений альтиметра AltiKa

П.А. Голубкин[1], В.Н. Кудрявцев[1], Б. Шапрон[1,2]

[1] *Российский государственный гидрометеорологический университет*
Санкт-Петербург, 195196, Россия
E-mail: pgolubkin@rshu.ru
[2] *Французский научно-исследовательский институт по эксплуатации морских ресурсов*
Плузане, 29280, Франция

В работе рассматривается развитие ветровых волн в замкнутых, окруженных сушей и/или морским льдом областях арктических морей на основе измерений спутникового альтиметра AltiKa, работающего в Ка-диапазоне. Для устранения систематических ошибок, связанных с влиянием стадии развития волн на восстанавливаемую скорость приводного ветра, предложена модификация стандартного алгоритма, используемого при обработке данных альтиметра AltiKa. Модифицированный алгоритм восстановления ветра основан на классическом выражении для удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) моря при надирных измерениях. Для учета развития волн в модель УЭПР введена зависимость среднеквадратичного наклона крупномасштабной поверхности от «возраста волн». Применение модифицированного алгоритма дает существенные поправки к значениям восстанавливаемой скорости ветра, что важно при исследованиях развития ветрового волнения. Анализ измерений развития ветровых волн проводился с использованием модели, являющейся обобщением классической теории подобия роста волн на условия пространственно-неоднородного поля ветра. Показано, что данные измерений могут быть представлены в виде универсальной зависимости безразмерной энергии волн от безразмерного разгона, если в качестве локального масштаба скорости ветра использовать значение, полученное усреднением скорости ветра от данной точки до начала разгона волн. Предложенный и протестированный в работе подход может служить простым инструментом для быстрой оценки высот волн в арктических морях.

Ключевые слова: ветровые волны, спутниковые альтиметры, SARAL/AltiKa, скорость ветра, Арктика

Одобрена к печати: 16.05.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-4-179-192

Введение

В связи с наблюдаемым уменьшением площади ледяного покрова и соответствующим увеличением поверхности моря, свободной ото льда (Parkinson, Comiso, 2013), развитие ветровых волн и увеличение их энергии в арктическом регионе привлекает все большее внимание исследователей. При взаимодействии со льдом энергии волн может быть достаточно для разделения пакового льда на отдельные льдины, которые в значительно большей мере подвержены процессу таяния. Более того, во многих областях многолетний лед замещается более тонким однолетним, еще более подверженным разрушительному волновому воздействию. Все эти процессы влияют на взаимодействия системы океан-лед-атмосфера в регионе, турбулентное и вертикальное перемешивание в верхнем перемешанном слое океана, горизонтальный тепло- и массообмен. Важность и актуальность данной тематики в последние десятилетия привлекла значительный исследовательский интерес как в плане усовершенствования численных моделей взаимодействия волн и льда (Kohout, Meylan, 2008; Dumont, Kohout, Bertino, 2011; Williams et al., 2013), так и проведения экспериментальных исследований, — см., например, результаты прямых измерений высоты волн и их ослабления в прикромочной зоне морского льда (Squire, Moore, 1980; Wadhams et al., 1988) и измерений, проведенных с помощью радаров синтезированной апертуры (РСА) (Ardhuin

et al., 2015). Тем не менее, взаимодействие волн с ледяным покровом в полярных областях в настоящее время изучено недостаточно. В частности, в численной волновой модели последнего поколения WAVEWATCH III подобные взаимодействия остаются представленными достаточно грубо (Tolman, 2003).

В связи с этим, полыньи и другие изолированные области Северного Ледовитого океана относительно небольшого размера представляют собой идеальное поле для проведения исследований пространственного роста волн в экстремальных арктических условиях. Подобный подход был использован в работе (Golubkin, Chapron, Kudryavtsev, 2015), в которой было проанализировано более двух тысяч альтиметрических измерений высоты значимых волн для определения их зависимости от площади изолированной области и скорости приводного ветра. Было показано, что наблюдаемые значения безразмерной высоты значимых волн хорошо согласуются с существующими эмпирическими зависимостями пространственного роста волн.

В данной работе проводится более детальный анализ развития волн в тех областях арктических морей, которые полностью окружены льдом и/или береговой линией, на основе измерений спутникового альтиметра SARAL/AltiKa. Учитывая важность точности знания поля ветра для оценки скорости роста волн и специфику альтиметрических измерений, приводится обобщение алгоритма восстановления скорости ветра по данным альтиметрических измерений на случай развивающегося ветрового волнения, типичного для прибрежной зоны и морских акваторий ограниченной площади. Анализ данных измерений проводится на основе обобщения теории подобия развития ветрового волнения при изменяющихся ветровых условиях, предложенного в работе (Kudryavtsev, Golubkin, Chapron, 2015).

1. Данные и методы

1.1. Данные

Спутник SARAL (Satellite with ARgos and ALtiKa) был запущен 25 февраля 2013 г. на высокую полярную орбиту с наклонением 98,54°, позволяющую проводить измерения над самыми северными областями Северного Ледовитого океана. Основной инструмент на борту спутника, AltiKa, является первым спутниковым альтиметром, работающим в Ka-диапазоне (35,75 ГГц), использование которого позволяет добиться улучшенного пространственного разрешения и более точных измерений высот волн. Измерения в Ka-диапазоне, однако, крайне чувствительны к наличию осадков и высоким значениям водозапаса облаков, поэтому измерения, проведенные в подобных условиях, использовать невозможно. Данные SARAL/AltiKa 2-го уровня обработки (GDR), используемые в данной работе, получены с портала AVISO (http://www.aviso.altimetry.fr/).

Для нахождения свободных ото льда областей, полностью окруженных льдом или береговыми линиями, были использованы полученные на основе измерений спутниковых

пассивных микроволновых радиометров SSM/I и SSMIS данные о концентрации льда, предоставляемые National Snow & Ice Data Center (NSIDC) с пространственным разрешением 25 км. Области с концентрацией льда выше 15% считались полностью занятыми льдом. В работе использовались ежесуточные данные, доступные на сайте http://nsidc.org/.

1.2. Расчёт высоты значимых волн

Для интерпретации альтиметрических измерений высоты значимых волн, пространственный рост волн с разгоном x описывается в рамках теории подобия Китайгородского (1962). При этом безразмерные частота волн спектрального пика $\tilde{\omega}_p$, $\tilde{\omega}_p = \omega_p u / g$, и высота значимых волн $\tilde{H}_s$, $\tilde{H}_s = H_s g / u^2$, масштабированные скоростью ветра u и ускорением свободного падения g, являются универсальными функциями безразмерного разгона $\tilde{x}$, $\tilde{x} = xg / u^2$, которые здесь записываются в виде:

$$\alpha \equiv \tilde{\omega}_p = 0,84 f(\tilde{x}), \tag{1}$$

$$\tilde{H}_s = 0,26 \left(\frac{\alpha}{0,84} \right)^p, \tag{2}$$

где α — обратный возраст волн; $f(\tilde{x})$ — универсальная функция, подчиняющаяся условию $f(\tilde{x}) \to 1$ при $\tilde{x} \to \infty$; p — «универсальная» постоянная; 0,26 — высота значимых волн при полностью развитом волнении, т.е. при α = 0,84 (постоянная Пирсона-Московитца), энергия волн e выражается через H_s как $e = H_s^2 / 16$. Соотношение (2) отражает автомодельность развития ветровых волн, показывая, что при заданной скорости ветра высота волн определяется их возрастом. При «небольших» значениях $\tilde{x}$ функция $f(\tilde{x})$ в выражении (1) обычно аппроксимируется степенной функцией: $f(\tilde{x}) \propto \tilde{x}^q$. Подробный обзор исследований, определяющих значения «универсальных» постоянных p и q приведён в работе (Badulin et al., 2007). В данной работе используется значение эмпирической постоянной $p = -5/3$ и функция $f(\tilde{x})$ в форме:

$$f(\tilde{x}) = \left[\tanh \left(\frac{\tilde{x}}{\tilde{x}_0} \right)^{0,4} \right]^{-0,75}, \tag{3}$$

где $\tilde{x}_0 = 2,2 \cdot 10^4$, как предложено в работе (Elfouhaily et al., 1997).

По определению, соотношение (1) действительно лишь для пространственно-однородных и стационарных ветровых условий, которые довольно редко встречаются в реальности. В работе (Kudryavtsev, Golubkin, Chapron, 2015, уравнение A8) предложено обобщение автомодельного закона (1) на случай развития волн под воздействием поля ветра, изменяющегося в пространстве и времени:

$$\frac{\partial \omega_p}{\partial t} + c_g \frac{\partial \omega_p}{\partial x} = \left(\frac{g}{u} \right)^2 \varphi(\alpha), \tag{4}$$

где φ(α) — универсальная функция. Для стационарных, но пространственно неоднородных условий, рассматриваемых в данной работе, уравнение (4) принимает вид:

$$\left.\begin{aligned} &\frac{\partial\omega_p}{\partial x} = 2\left(\frac{\omega_p g}{u^2}\right)\varphi(\alpha); \\ &\varphi(\alpha) = \frac{f'}{f} = -0,6\frac{\operatorname{arctg}\left(\alpha/0,84\right)^{-4/3}}{\operatorname{sh}\left[2\operatorname{arctg}\left(\alpha/0,84\right)^{-4/3}\right]}, \end{aligned}\right\} \tag{5}$$

где вид функции φ(α) выбран так, чтобы решение уравнения (5) при постоянном ветре совпадало с законом (1) с безразмерной функцией (3). Уравнение (5) будет использовано ниже для интерпретации альтиметрических измерений высоты волн в свободных ото льда областях Северного Ледовитого океана при произвольных ветровых условиях.

2. Коррекция скорости ветра на состояние морской поверхности

Стандартный алгоритм восстановления скорости ветра по измерениям удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) в Ka-диапазоне, используемый в продуктах альтиметра AltiKa, является однопараметрическим алгоритмом, не учитывающим состояние поверхности моря (Lillibridge et al., 2014). Однако, как было показано в работе (Gourrion et al., 2002) для Ku-диапазона (см. также (Farjami, Golubkin, Chapron, 2016)) состояние морской поверхности (возраст волн) влияет на альтиметрический сигнал. Коррекция восстановления скорости ветра на состояние морской поверхности для альтиметров, работающих в Ku-диапазоне, была предложена в работе (Gourrion et al., 2002). Очевидно, этот эффект также должен быть учтен при восстановлении скорости ветра альтиметром AltiKa Ka-диапазона, особенно при исследовании развития волн в реальных условиях.

Алгоритм восстановления скорости ветра, учитывающий степень развития ветрового волнения, может быть создан на основе классической двухмасштабной модели УЭПР морской поверхности при надирных углах облучения:

$$\sigma_0 = \frac{R_0^2 \exp\left(-4k_r^2 h_s^2\right)}{s_l^2}, \tag{6}$$

где R_0 — номинальный коэффициент отражения Френеля; $\exp\left(-4k_r^2 h_s^2\right)$ — коррекция коэффициента отражения на влияние «мелкомасштабной» шероховатости поверхности; k_r — волновое число электромагнитной волны; h_s^2 — дисперсия мелкомасштабной шероховатости; s_l^2 — среднеквадратичный наклон (СКН) «крупномасштабной» морской поверхности. Волновое число k_d, которое разделяет поверхность моря на мелкомасштабную (волны с $k>k_d$) и крупномасштабную (волны с $k<k_d$), связано с волновым числом

радара k_r как $k_d = k_r/d$, где d — разделяющий параметр (в настоящей работе равный четырем). Модельные параметры h_s^2 и s_l^2 в выражении (6) определяются следующим образом:

$$s_l^2 = \int\limits_{k<k_d} B \, \mathrm{d} \ln k, \tag{7}$$

$$h_s^2 = \int\limits_{k>k_d} k^{-2} B \, \mathrm{d} \ln k, \tag{8}$$

где B — интегрированный по всем направлениям спектр насыщения волн.

Для расчета h_s^2 и s_{Ka}^2 по соотношениям (7) и (8) необходимо использовать модельный спектр волн. В данной работе был использован спектр, предложенный в работе (Kudryavtsev et al., 2003), который был всесторонне протестирован с помощью радарных измерений (далее — спектр КНСС). В равновесном интервале спектр насыщения пропорционален $B \infty \left(u_*/c\right)^{2/n}$, где u_* — скорость трения в воздухе; c — фазовая скорость; $n = 5$ — модельный параметр. Подставляя этот спектр в выражение (7), получаем следующее выражение для расчёта СКН крупномасштабной поверхности:

$$s_l^2 = c_s \left(\frac{u^2 k_d}{g} \right)^{1/n} \left[1 - \left(\frac{\alpha^2 g}{u^2 k_d} \right)^{1/n} \right], \tag{9}$$

где $c_s = 1{,}14 \cdot 10^{-2}$ — постоянная, при которой расчёты по выражению (9) совпадают с «точными» расчетами по спектру КНСС со средней точностью 2%. Заметим, что СКН (9) явно зависит от состояния поверхности через возраст волн α. В спектральном диапазоне мелкомасштабной шероховатости, $k > k_d$, форма спектра КНСС более сложная. Для практических приложений, высота мелкомасштабной шероховатости, соответствующая спектру КНСС, может быть параметризована как:

$$h_s^2 k_r^2 = c_h \left(\frac{u^2 k_d}{g} \right)^{7/8}, \tag{10}$$

где $c_h = 7{,}25 \cdot 10^{-5}$ — постоянная. Таким образом, соотношение (6) с выражениями (9) и (10) представляет собой упрощенную модель описания влияния развития волн на измерения УЭПР.

Данная модель была протестирована с помощью эмпирической модели $\sigma_0 = \sigma_0(u)$, используемой для получения значений скорости ветра, включаемых в стандартные продукты альтиметра AltiKa (*рис. 1а)*. Модельные расчеты для полностью развитого волнения, $\alpha = 0{,}84$, соответствуют эмпирической модели при $R_0^2 = 0{,}48$ (номинальный коэффициент Френеля $R_0^2 = 0{,}4977$). Итоговое соотношение (в дБ) выглядит следующим образом:

$$\sigma_0[\mathrm{dB}] = c_0 - c_1 \left(\frac{u^2 k_d}{g} \right)^{7/8} - 10 \lg \left[\left(\frac{u^2 k_d}{g} \right)^{1/n} - \alpha^{2/n} \right], \tag{11}$$

где $c_0 = 10\lg(0,48/c_s) = 16,24$, $c_1 = 40c_h/2,3 = 1,3\cdot10^{-3}$, а обратный возраст волн определяется по выражению (1) с (3). Соотношение (11) представляет собой двухпараметрическую зависимость УЭПР альтиметра, работающего в Ka-диапазоне, от скорости ветра и возраста волн.

Так как модель (11) для полностью развитого волнения согласуется с эмпирической моделью, можно ожидать, что она будет также адекватно воспроизводить зависимость УЭПР от состояния поверхности моря. Расчеты этой зависимости представлены на *рис. 1б*. Отметим, что изменения УЭПР при изменении обратного возраста волн в пределах от 0,84 до 5 эквивалентны изменениям скорости ветра на величину до 5 м/с — это соответствует возможным ошибкам восстановления скорости ветра при неучете стадии развития волн.

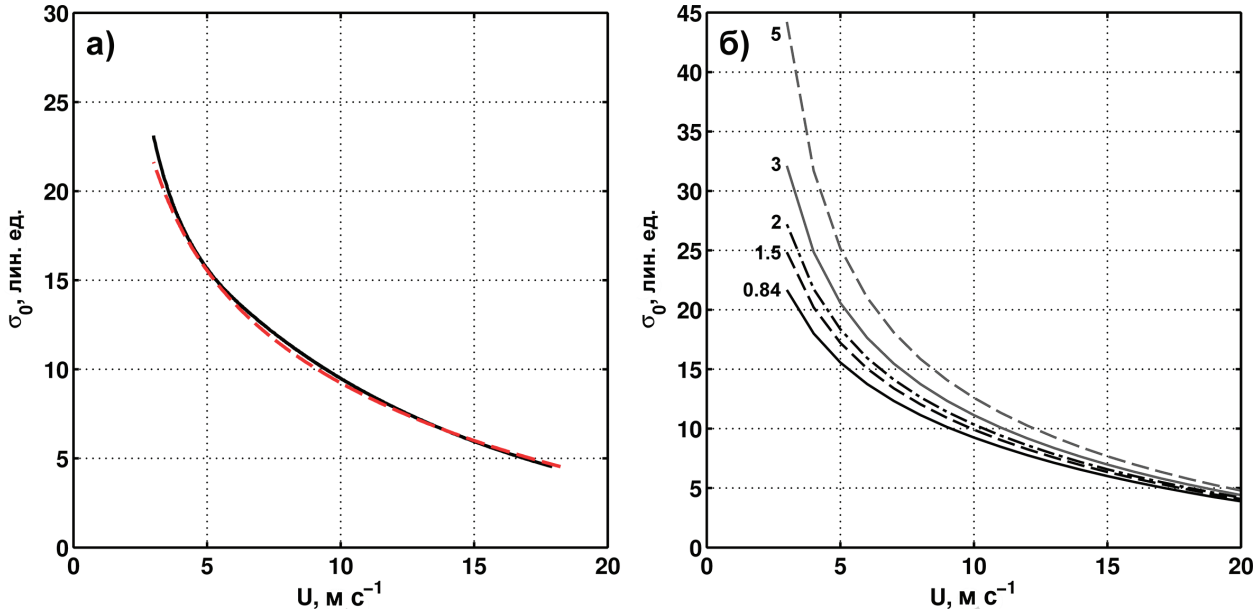

Рис. 1. Зависимость УЭПР от скорости ветра: а — черная линия соответствует стандартному алгоритму восстановления скорости ветра по измерениям альтиметра AltiKa, красная линия — расчеты с использованием предложенной модели для полностью развитого волнения; б — расчеты с использованием предложенной модели для различных значений обратного возраста волн

Ожидаемая ошибка восстановления скорости ветра, вызванная отсутствием учета зависимости УЭПР от степени развития волнения, проиллюстрирована на *рис. 2*. Как видно, ошибка особенно велика в начальной стадии развития волн. По мере развития волн ошибка уменьшается и доходит до нуля при полностью развитом волнении. При пространственном разрешении альтиметра AltiKa (около 7 км) ошибка восстановления скорости ветра на измеряемых альтиметром начальных разгонах волн будет составлять, например, 40% при скорости ветра 10 м/с, что, очевидно, требует коррекции.

Для учета этой ошибки в данной работе применялась следующая методика. Вначале для каждой точки на траектории измерений альтиметра на поверхности моря определялось значение разгона волн как расстояние от точки измерения до берега или границы ледяного покрова по направлению ветра. Далее по измеряемым значениям

УЭПР находилась скорость ветра как решение уравнения (11) с (3) при известном разгоне волн.

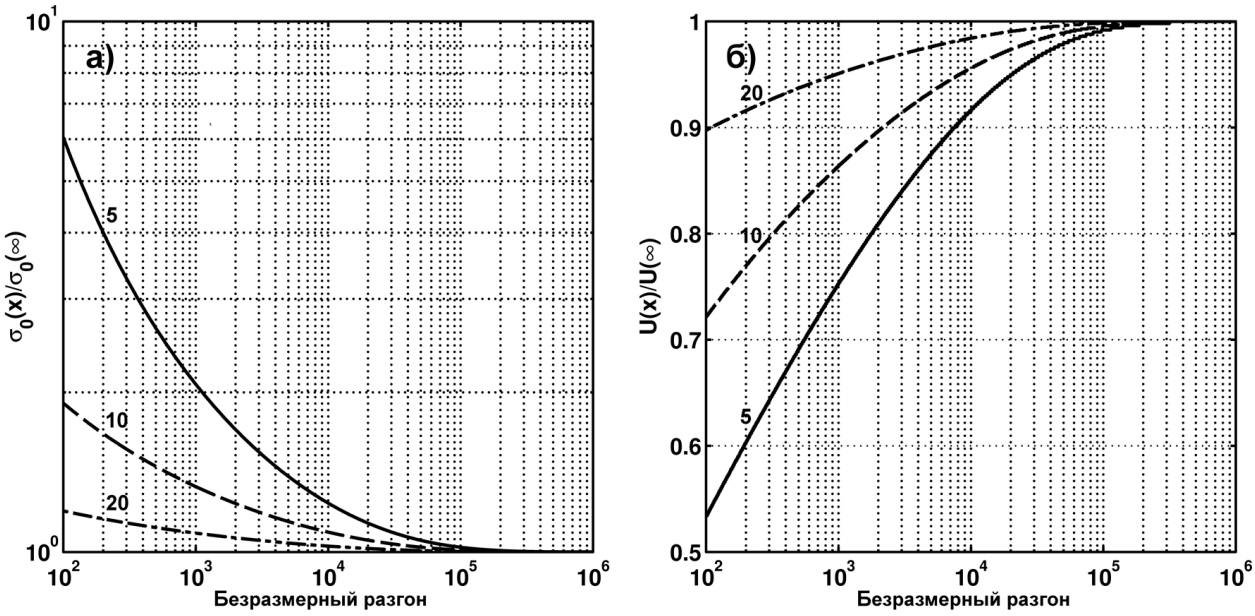

Рис. 2. Зависимость соотношения УЭПР, рассчитанного для определённого значения безразмерного разгона, к УЭПР для полностью развитого волнения от безразмерного разгона при различных значениях скорости ветра (а); зависимость соотношения скорости ветра, рассчитанной для определенного значения безразмерного разгона, к скорости ветра, рассчитанной для полностью развитого волнения, от безразмерного разгона при различных значениях скорости ветра (б)

3. Анализ данных

В данной работе будут проанализированы четыре случая развития волн в «изолированных» областях моря, ограниченных льдом и/или берегом. Во всех этих случаях направление ветра по данным Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF — European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), содержащихся в данных GDR SARAL/AltiKa, совпадает с направлением наземной траектории спутника. Это позволяет определить разгон волн как расстояние от кромки льда (берега) до соответствующей точки измерений.

На *рис. 3* представлено развитие волн в море Лаптевых 15 июля 2013 г. по данным SARAL/AltiKa, цикл 004, проход 0524. Как видно на *рис. 3а*, где показано положение трека альтиметра, волны начали развиваться в области с концентрацией льда выше 15%, по спутниковым радиометрическим данным. Развитие волн прекратилось через несколько десятков километров после достижения прикромочной зоны морского льда. По данным альтиметра, скорость ветра сначала быстро выросла с 3 до 6 м/с, а затем колебалась около этого значения до конца трека (*рис. 3б*). По данным ECMWF подобное поведение не прослеживается — данные указывают на медленный рост скорости ветра в первой половине трека, а затем постепенное снижение во второй. Коррекция скорости ветра на состояние морской поверхности (11) приводит к некоторому увеличению скорости ветра на начальной стадии

развития волн, однако далее она совпадает с восстановленной по стандартному алгоритму скоростью ветра, содержащейся в данных GDR SARAL/AltiKa. По данным альтиметра, высота значимых волн растет от ~0,2 до 1 м (*рис. 3в*). Численные расчеты высот волн по уравнениям (5) и (2) (с применением метода Рунге-Кутты четвертого порядка) для измеренного пространственно-неоднородного ветра в целом совпадают с измерениями. Отметим, что для решения уравнения (5) мы задавали граничное условие, соответствующее первому измерению альтиметра.

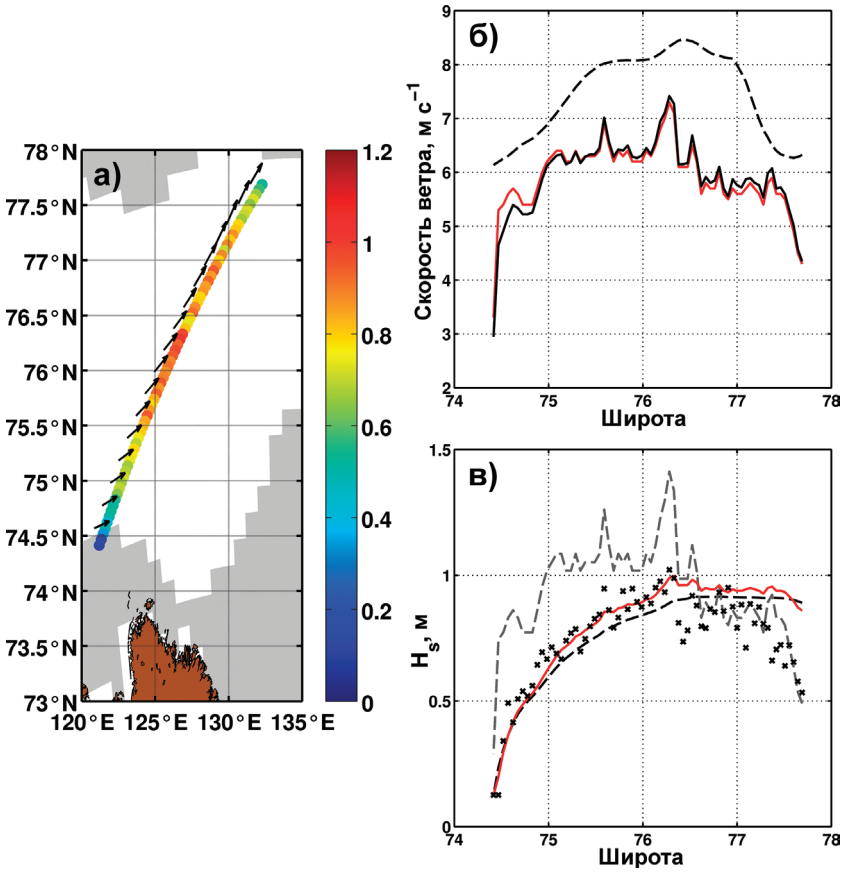

Рис. 3. SARAL/AltiKa цикл 004, проход 0524, 15 июля 2013 г.: а — положение трека альтиметра. Цветом обозначены измерения высот волн в метрах. Стрелки обозначают направление ветра по данным ECMWF (данные GDR SARAL/AltiKa). Области, отмеченные серым цветом, обозначают поверхность моря с концентрацией льда выше 15%; б — сплошная линия — измеренная скорость ветра; штриховая линия — скорость ветра по данным ECMWF; красная линия — скорость ветра, полученная с применением предложенного алгоритма; в — высота значимых волн: символы — измерения; черная штриховая линия — расчеты по закону (1) — (3) для усредненного ветра (12); красная линия — расчеты по уравнению (5) для «реального» ветра; серая штриховая линия — полностью развитое волнение (2)

Как отмечалось выше, прямое применение законов развития (1) и (3) для интерпретации данных измерений развития волн в условиях пространственно-неоднородного поля ветра не обосновано. В качестве альтернативы, можно предложить использование соотношений (1) — (3), где в качестве масштаба скорости ветра в данной пространственной точке $x = X$ используется средняя скорость ветра $\overline{u}$, усредненная вдоль разгона волн:

$$\overline{u} = L^{-1} \int\limits_{x<X} u(x)\,\mathrm{d}x, \qquad (12)$$

где L — длина разгона волн. Расчеты по уравнениям (1) — (3) с использованием средней скорости ветра (12) и измерений альтиметра в первой точке для оценки начального разгона волн представлены на *рис. 3в*. Эти расчеты находятся в хорошем соответствии с «точными», следующими из решения дифференциального уравнения (5).

Альтиметрические измерения в Восточно-Сибирском море (SARAL/AltiKa, цикл 006, проход 0722) 30 сентября 2013 г. представлены на *рис. 4*. Первое измерение было проведено дальше от береговой линии (около 25 км), чем обычно. Это могло быть вызвано наличием льда, которое, однако, не прослеживается по спутниковым радиометрическим данным (*рис. 4а*). Скорость ветра по данным альтиметра увеличивается на протяжении большей части трека до тех пор, пока лед не начинает влиять на УЭПР и, соответственно, на восстановленную скорость ветра (*рис. 4б*). Скорость ветра по данным ECMWF также увеличивается, хотя и заметно медленнее (приблизительно на 1 м/с за весь трек). Как и в предыдущем случае, величина коррекции скорости ветра на состояние морской поверхности наибольшая при начальной стадии развития волн и уменьшается до нуля по мере увеличения длины разгона. На *рис. 4в* показаны соответствующие значения измеренной и рассчитанной высоты значимых волн. Расчет высоты волн с использованием уравнения (5) для пространственно неоднородных условий количественно соответствует наблюдениям. Расчет высоты волн по закону (1)–(3) со средними значениями скорости ветра (12) соответствует точному решению.

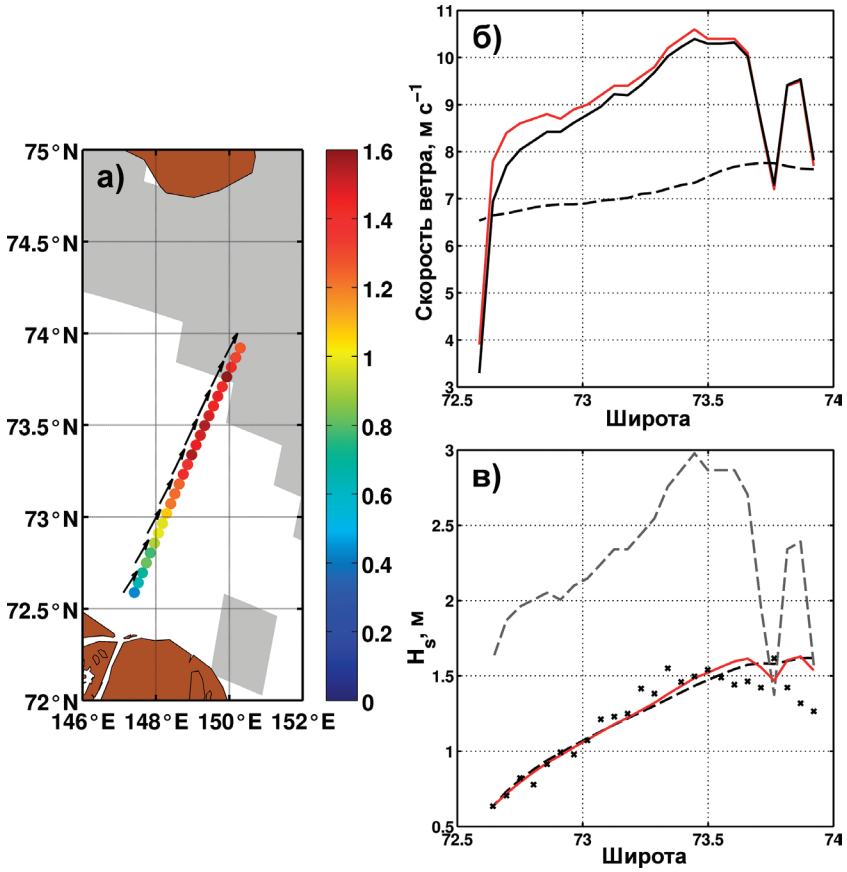

Рис. 4. То же, что и на рис. 3, но для SARAL/AltiKa цикл 006, проход 0722, 30 сентября 2013 г.

На *рис. 5* и *6* приведены измерения, проведённые альтиметром AltiKa 30 сентября 2014 г. в Восточно-Сибирском море к югу и к северу от о-ва Новая Сибирь. В первом случае волны развивались от о-ва Большой Ляховский, пока не достигли о-ва Новая Сибирь и морского льда (*рис. 5а*). Скорость ветра резко увеличивалась по данным GDR SARAL/AltiKa (приблизительно на 7 м/с за 40 км), и плавно росла по данным ECMWF (1,5 м/с за то же расстояние), *рис. 5б*. Коррекция скорости ветра на состояние морской поверхности присутствует на протяжении всего трека, постепенно уменьшаясь. Ни один из расчетов высоты значимых волн не смог воспроизвести измеренные значения во второй половине трека, где высота значимых волн начала уменьшаться, что, вероятно, является следствием влияния морского льда.

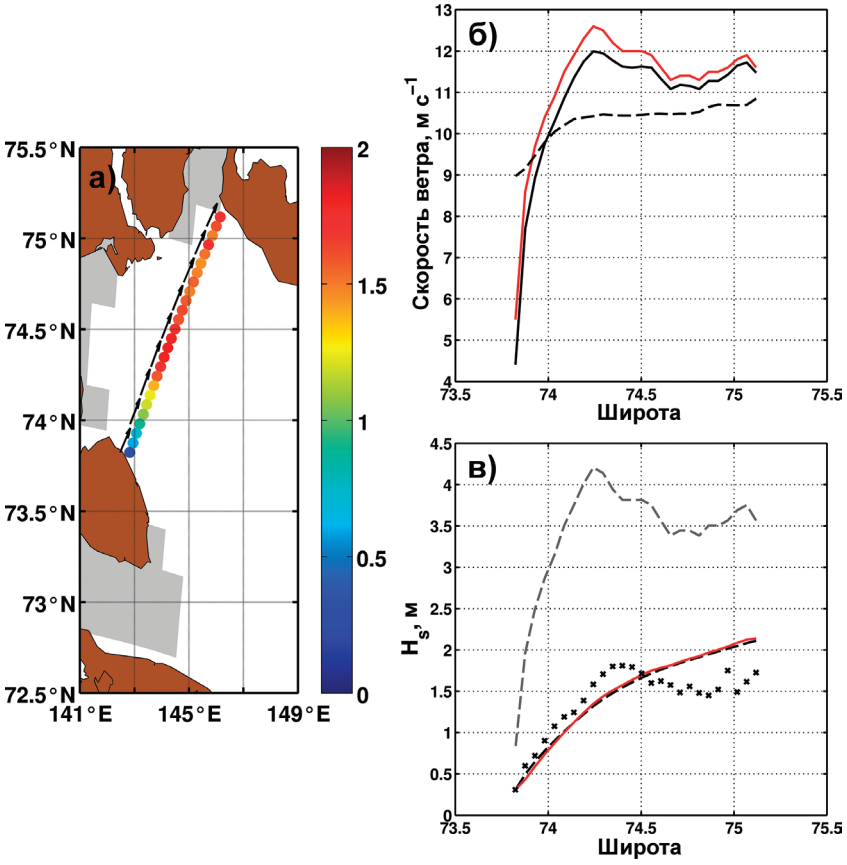

Рис. 5. То же, что и на рис. 3, но для SARAL/AltiKa цикл 017, проход 0150, 30 сентября 2014 г. (южнее о-ва Новая Сибирь)

В следующем случае волны развивались от северной границы о-ва Новая Сибирь до кромки льда (*рис. 6а*). В этом случае наблюдаются схожие значения скорости ветра как по данным альтиметра, так и по данным ECMWF (*рис. 6б*). Как и в предыдущем случае, коррекция на состояние морской поверхности присутствует на протяжении всего трека, становясь крайне малой лишь в самом его конце. Измерения высоты значимых волн (*рис. 6в*) хорошо воспроизводятся как модельными расчетами по выражению (5), так и с использованием закона пространственного роста (1) — (3) со средними значениями скорости ветра (12).

Все проанализированные выше измерения представлены на *рис. 7* в классических универсальных переменных, где в качестве оценок скорости ветра использовались текущие средние (см. (12)) значения альтиметрического ветра, скорректированные на состояние поверхности моря. Измерения в целом находятся в хорошем соответствии с эмпирическими соотношениями (1) — (3), предложенными в работе (Elfouhaily et al., 1997).

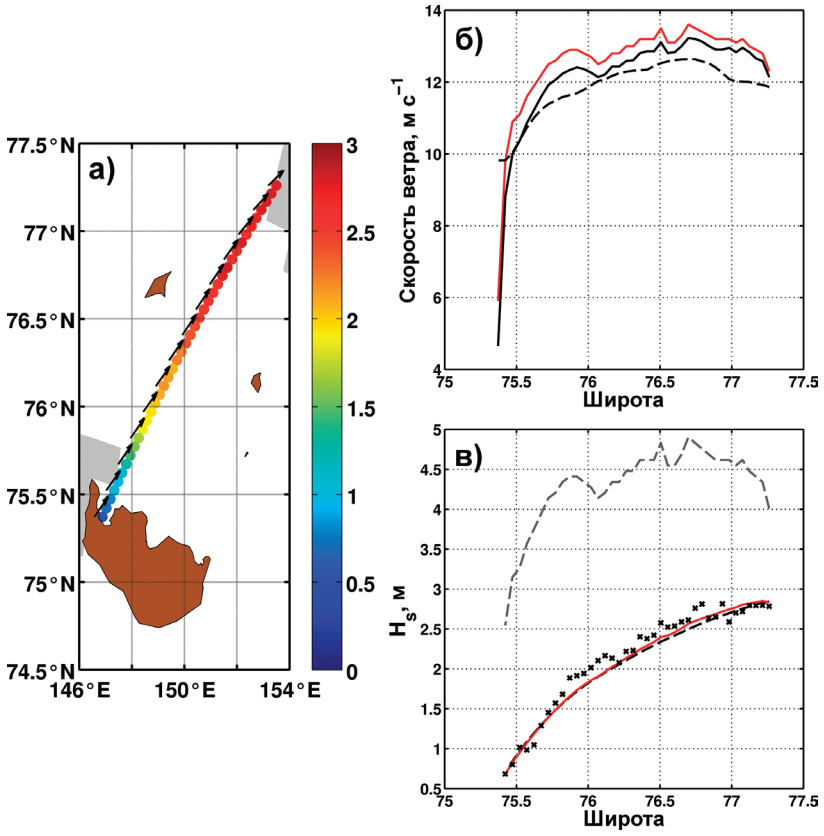

Рис. 6. То же, что и на рис. 3, но для SARAL/AltiKa цикл 017, проход 0150, 30 сентября 2014 г. (севернее о-ва Новая Сибирь)

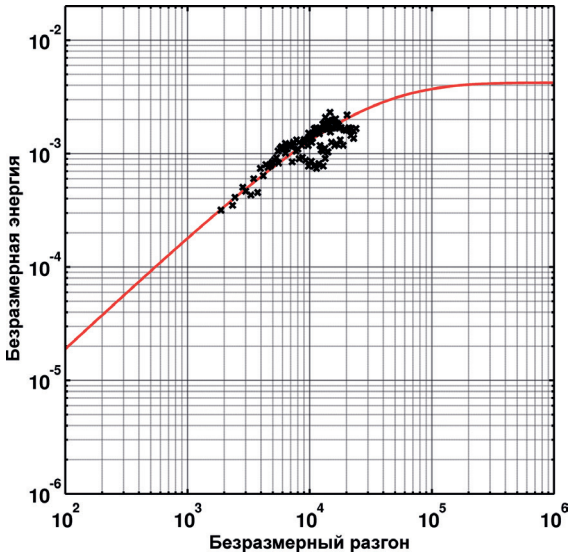

Рис. 7. Зависимость безразмерной энергии от безразмерного разгона для анализируемых случаев. Символы соответствуют значениям, измеренным альтиметром, красная линия представляет собой эмпирическую зависимость из работы (Elfouhaily et al., 1997)

Заключение

В работе рассмотрено развитие волн в замкнутых, окруженных сушей и/или морским льдом, областях морей Северного Ледовитого океана на основе измерений спутникового альтиметра AltiKa, работающего в Ка-диапазоне. Альтиметрические измерения дают информацию о скорости ветра и высоте значимых волн, что предоставляет уникальную возможность исследования ветрового волнения в труднодоступных местах при произвольных гидрометеорологических условиях.

Для устранения систематических ошибок, связанных с влиянием стадии развития волн на скорость ветра, восстанавливаемую по альтиметрическим измерениям УЭПР, предложена коррекция стандартного алгоритма восстановления скорости ветра, изначально настроенного для условий открытого океана. Применение этой коррекции дает заметные поправки к значению восстановленной скорости ветра, что важно при исследованиях развития ветрового волнения.

Во всех рассматриваемых случаях наблюдалась существенная пространственная изменчивость скорости ветра, что делает невозможным применение классических законов развития волн для интерпретации альтиметрических данных. Поэтому при анализе данных использовалась модель развития волн, предложенная в работе (Kudryavtsev, Golubkin, Chapron, 2015) и являющаяся обобщением классической теории подобия роста волн на условия пространственно-неоднородного поля ветра. Во всех случаях модельные расчеты находятся в удовлетворительном соответствии с наблюдаемыми значениями высоты волн. Данные измерений, представленные в виде зависимости безразмерной энергии волн от безразмерного разгона, находятся в соответствии с существующими эмпирическими зависимостями, если в качестве локального масштаба скорости ветра используется значение, полученное усреднением скорости ветра от данной точки измерений до начала разгона волн.

Предложенный и протестированный на основе альтиметрических данных подход может служить простым инструментом для быстрой оценки высоты волн в арктическом регионе по полям ветра, получаемым по спутниковым скаттерометрическим измерениям.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации в рамках ФЦП, уникальный идентификатор проекта RFMEFI58615X0017.

Литература

1. *Китайгородский С.А.* Некоторые приложения методов теории подобия при анализе ветрового волнения как вероятностного процесса // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. № 1. С. 105–117.
2. *Ardhuin F., Collard F., Chapron B., Girard-Ardhuin F., Guitton G., Mouche A., Stopa J.E.* Estimates of ocean wave heights and attenuation in sea ice using the SAR wave mode on Sentinel-1A // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42. No. 7. P. 2317–2325. DOI: 10.1002/2014GL062940.
3. *Badulin S.I., Babanin A.V., Zakharov V.E., Resio D.* Weakly turbulent laws of wind-wave growth // J. Fluid Mech. 2007. Vol. 591. P. 339–378. DOI: 10.1017/S0022112007008282.
4. *Dumont D., Kohout A., Bertino L.* A wave-based model for the marginal ice zone including a floe breaking parameterization // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. No. C4. DOI: 10.1029/2010JC006682.

5. *Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D.* A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. No. C7. P. 15781–15796. DOI: 10.1029/97JC00467.
6. *Farjami H., Golubkin P., Chapron B.* Impact of the sea state on altimeter measurements in coastal regions // Rem. Sens. Lett. 2016. Vol. 7. No. 10, P. 935–944. DOI: 10.1080/2150704X.2016.1201224.
7. *Golubkin P.A., Chapron B., Kudryavtsev V.N.* Wind waves in the Arctic seas: Envisat and AltiKa data analysis // Marine Geodesy. 2015. Vol. 38. No. 4. P. 289–298. DOI: 10.1080/01490419.2014.990592.
8. *Gourrion J., Vandemark D., Bailey S., Chapron B., Gommenginger G.P., Challenor G., Srokosz M.A.* A two-parameter wind speed algorithm for Ku-band altimeters // J. Atmos. Oceanic Technol. 2002. Vol. 19. No. 12. P. 2030–2048. DOI: 10.1175/1520-0426(2002)019<2030:ATPWSA>2.0.CO;2.
9. *Kohout A.L., Meylan M.H.* An elastic plate model for wave attenuation and ice floe breaking in the marginal ice zone // J. Geophys. Res. 2008. Vol. 113. No. C9. DOI: 10.1029/2007JC004434.
10. *Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B.* A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. Background model // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. No. C3. DOI: 10.1029/2001JC001003.
11. *Kudryavtsev V., Golubkin P., Chapron B.* A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events // J. Geophys. Res. 2015. Vol. 120. No. 11. P. 7538–7558. DOI: 10.1002/2015JC011284.
12. *Lillibridge J., Scharroo R., Abdalla S., Vandemark D.* One-and two-dimensional wind speed models for Ka-band altimetry // J. Atmos. Oceanic Technol. 2014. Vol. 31. No. 3. P. 630–638. DOI: 10.1175/JTECH-D-13-00167.1.
13. *Parkinson C.L., Comiso J.C.* On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. No. 7. P. 1356–1361. DOI: 10.1002/grl.50349.
14. *Squire V.A., Moore S.C.* Direct measurement of the attenuation of ocean waves by pack ice // Nature. 1980. Vol. 283. P. 365–368. DOI: 10.1038/283365a0.
15. *Tolman H.L.* Treatment of unresolved islands and ice in wind wave models // Ocean Modelling. 2003. Vol. 5. No. 3. P. 219–231. DOI:10.1016/S1463-5003(02)00040-9.
16. *Wadhams P., Squire V.A., Goodman D.J., Cowan A.M., Moore S.C.* The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone // J. Geophys. Res. 1988. Vol. 93. No. C6. P. 6799–6818. DOI: 10.1029/JC093iC06p06799.
17. *Williams T.D., Bennetts L.G., Squire V.A., Dumont D., Bertino L.* Wave–ice interactions in the marginal ice zone. Part 2: Numerical implementation and sensitivity studies along 1D transects of the ocean surface // Ocean Modelling. 2013. Vol. 71. P. 92–101. DOI: 10.1016/j.ocemod.2013.05.011.

On wind wave development in the Arctic seas based on AltiKa altimeter measurements

P.A. Golubkin[1], V.N. Kudryavtsev[1], B. Chapron[1,2]

[1] *Russian State Hydrometeorological University, St. Petersburg 195196, Russia*
E-mail: pgolubkin@rshu.ru
[2] *Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer, Plouzané 29280, France*

In this study, wind wave generation in the Arctic Ocean areas enclosed by land and/or sea ice is analyzed based on the Ka-band AltiKa satellite altimeter measurements. A correction for the standard AltiKa wind speed retrieval algorithm initially constructed for open ocean conditions is suggested to eliminate systematic errors introduced by wave age impact on the wind speed retrievals. The correction is based on a classical expression for normalized radar cross section (NRCS) measurements at nadir incidence angle. To account for wind wave development, dependence of the «large-scale» sea surface mean square slope on wave age was introduced to the NRCS model. Application of this correction leads to notable improvements in the retrieved wind speed, which is crucial for wind wave generation studies. Altimeter wave height measurements were analyzed using a wave generation model that provides generalization of the classical theory of wind wave growth similarity for the case of non-uniform wind field. When analyzed in terms of dimensionless energy and dimensionless fetch, with wind speed averaged for all points between the initial and corresponding measurement, the measurements were found to be in agreement with known fetch laws. The approach which was suggested and tested in this study may serve as a simple tool for rapid estimation of significant wave heights in the Arctic seas.

Keywords: wind waves, satellite altimetry, SARAL/AltiKa, wind speed, Arctic

Accepted: 16.05.2017
DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-4-179-192

References

1. Kitaigorodskii S.A., Nekotorye prilozheniya metodov teorii podobiya pri analize vetrovogo volneniya kak veroyatnostnogo protsessa (Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process), *Izv. Geophys. Ser. Acad. Sci., USSR*, 1962, No. 1, pp. 105–117.
2. Ardhuin F., Collard F., Chapron B., Girard-Ardhuin F., Guitton G., Mouche A., Stopa J.E., Estimates of ocean wave heights and attenuation in sea ice using the SAR wave mode on Sentinel-1A, *Geophys. Res. Lett.*, 2015, Vol. 42, No. 7, pp. 2317–2325. DOI: 10.1002/2014GL062940.
3. Badulin S.I., Babanin A.V., Zakharov V.E., Resio D., Weakly turbulent laws of wind-wave growth, *J. Fluid Mech.*, 2007, Vol. 591, pp. 339–378. DOI: 10.1017/S0022112007008282.
4. Dumont D., Kohout A., Bertino L., A wave-based model for the marginal ice zone including a floe breaking parameterization, *J. Geophys. Res.*, 2011, Vol. 116, No. C4. DOI: 10.1029/2010JC006682.
5. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D., A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves, *J. Geophys. Res.*, 1997, Vol. 102, No. C7, pp. 15781–15796. DOI: 10.1029/97JC00467.
6. Farjami H., Golubkin P., Chapron B., Impact of the sea state on altimeter measurements in coastal regions, *Rem. Sens. Lett.*, 2016, Vol. 7, No. 10, pp. 935–944. DOI: 10.1080/2150704X.2016.1201224
7. Golubkin P.A., Chapron B., Kudryavtsev V.N., Wind waves in the Arctic seas: Envisat and AltiKa data analysis, *Marine Geodesy*, 2015, Vol. 38, No. 4, pp. 289–298. DOI: 10.1080/01490419.2014.990592.
8. Gourrion J., Vandemark D., Bailey S., Chapron B., Gommenginger G.P., Challenor P.G., Srokosz M.A., A two-parameter wind speed algorithm for Ku-band altimeters, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2002, Vol. 19, No. 12, pp. 2030–2048. DOI: 10.1175/1520-0426(2002)019<2030:ATPWSA>2.0.CO;2.
9. Kohout A.L., Meylan M.H., An elastic plate model for wave attenuation and ice floe breaking in the marginal ice zone, *J. Geophys. Res.*, 2008, Vol. 113, No. C9. DOI: 10.1029/2007JC004434.
10. Kudryavtsev V., Hauser D., Caudal G., Chapron B., A semiempirical model of the normalized radar cross-section of the sea surface 1. Background model, *J. Geophys. Res.*, 2003, Vol. 108, No. C3. DOI: 10.1029/2001JC001003.
11. Kudryavtsev V., Golubkin P., Chapron B. A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events, *J. Geophys. Res.*, 2015, Vol. 120, No. 11, pp. 7538–7558. DOI: 10.1002/2015JC011284.
12. Lillibridge J., Scharroo R., Abdalla S., Vandemark D., One-and two-dimensional wind speed models for Ka-band altimetry, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2014, Vol. 31, No. 3, pp. 630–638. DOI: 10.1175/JTECH-D-13-00167.1.
13. Parkinson C.L., Comiso J.C., On the 2012 record low Arctic sea ice cover: Combined impact of preconditioning and an August storm, *Geophys. Res. Lett.*, 2013, Vol. 40, No. 7, pp. 1356–1361. DOI: 10.1002/grl.50349.
14. Squire V.A., Moore S.C., Direct measurement of the attenuation of ocean waves by pack ice, *Nature*, 1980, Vol. 283, pp. 365–368. DOI: 10.1038/283365a0.
15. Tolman H.L., Treatment of unresolved islands and ice in wind wave models, *Ocean Modellin*, 2003, Vol. 5, No. 3, pp. 219−231. DOI: 10.1016/S1463-5003(02)00040-9.
16. Wadhams P., Squire V.A., Goodman D.J., Cowan A.M., Moore S.C., The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone, *J. Geophys. Res.*, 1988, Vol. 93, No. C6, pp. 6799–6818. DOI: 10.1029/JC093iC06p06799.
17. Williams T.D., Bennetts L.G., Squire V.A., Dumont D., Bertino L., Wave–ice interactions in the marginal ice zone. Part 2: Numerical implementation and sensitivity studies along 1D transects of the ocean surface, *Ocean Modelling*, 2013, Vol. 71, pp. 92–101. DOI: 10.1016/j.ocemod.2013.05.011.