

Х. Фарджамии, П.А. Голубкин, В.Н. Кудрявцев

**РАЗВИТИЕ ВЕТРОВЫХ ВОЛН В ПРИБРЕЖНЫХ ЗОНАХ
ПРИ ПЕРЕМЕННЫХ ВЕТРАХ НА ПРИМЕРЕ ПЕРСИДСКОГО ЗАЛИВА
И АРАВИЙСКОГО МОРЯ**

H. Farjami, P.A. Golubkin, V.N. Kudryavtsev

**WIND-WAVE GROWTH UNDER VARYING WIND CONDITION CASE
STUDIES IN THE PERSIAN GULF AND ARABIAN SEA**

В работе исследуется развитие ветровых волн в прибрежной зоне на основе альтиметрических измерений. Предложена модификация алгоритма восстановления ветра по альтиметрическим измерениям, которая учитывает влияние развивающегося волнения на отраженный сигнал и существенно улучшает точность определения скорости ветра. Для интерпретации измерений используется обобщение теории подобия на условия развития волн в пространственно неоднородном поле ветра. Показано, что обобщенная модель описывает альтиметрические измерения на количественном уровне.

Ключевые слова: ветровые волны, спутниковый альтиметр, прибрежная зона.

This paper presents a study of wind-waves development in the coastal region on the basis of satellite altimeter measurements. Based on simplified radar cross section model in the waves grows condition suggested the method to correction altimeter standard algorithm which allows significantly improved the accuracy of retrieving altimeter wind speed in the coastal region. The self-similar wave growth under the spatially inhomogeneous wind field is used to interpret of the measurements. The results of this study show that the self-similar model quantitatively can be estimated the altimeter measurements.

Keywords: wind-waves, satellite altimeter, coastal region.

Введение

Понимание характеристик ветровых волн требуется в различных видах деятельности, таких как океанские техники, проектирование прибрежных и морских сооружений. Также эта информация необходима для прогнозирования океанических процессов. По приблизительным фазам/амплитудам модели, то есть спектру волны, можно описать поверхностные колебания моря при наличии океанских волн [11].

Классические законы развития волн [13], основанные на теории подобия, являются подходящим методом для исследования поля ветровых волн при постоянной скорости ветра в прибрежных регионах. Существующие экспериментальные оценки параметров скорости роста волн были проанализированы и систематизированы, например, в работе [2]. В 1990 г. Matt et al. (1991) описали параметры волн с помощью закона разгона, учитывая крутизну доминирующей волны [15].

Более полное писание развития спектра волн в пространстве и времени под воздействием притока энергии от ветра, диссипации энергии за счет обрушений волн

и нелинейных взаимодействий может быть получено на основе решения кинетического уравнения [22]. Kudryavtsev et al. (2015) предложили простую аналитическую модель развития волн, основанную на обобщении теории подобия для случая поля ветра, меняющегося в пространстве и времени [14].

В данной статье анализируется эволюция ветровых волн в прибрежных районах в условиях пространственной изменчивости ветра, а именно в Персидском заливе и Аравийском море. Для коррекции стандартных альтиметрических алгоритмов предлагается метод, который может быть использован для улучшения точности восстановления скорости ветра в прибрежных зонах.

Данные и методология

Альтиметрические измерения. Спутниковая миссия по изучению топографии поверхности Мирового океана (OSTM)/Jason-2 была запущена в июне 2008 г. в рамках сотрудничества между Национальным управлением по воздухоплаванию и исследованию космического пространства (NASA), Европейской организацией спутниковой метеорологии (EUMETSAT), Национальным центром космических исследований (CNES) и Национальным управлением океанических и атмосферных исследований (NOAA) с целью продолжения предоставления измеренных параметров океана высокого качества и обеспечения оперативной информацией для моделирования и прогнозирования [4]. Основным инструментом на борту спутника Jason-2 является Poseidon-3 — двухчастотный альтиметр, работающий в *Ku*-диапазоне (13,575 ГГц) и *C*-диапазоне (5,3 ГГц). Вторая частота в основном используется для получения коррекции, учитывающей содержания электронов в ионосфере. Данные, используемые в работе [геофизические данные (GDR)], в свободном доступе предоставляются NOAA (<http://data.nodc.noaa.gov/>).

SARAL/AltiKa — первый спутник, который оснащен альтиметром на *Ka*-диапазона (35,75 ГГц) с хорошей разрешающей способностью приложений по трассе. Он был запущен 25 февраля 2013 г. в рамках франко-индийского проекта по мониторингу окружающей среды с циклом в 35 дней. Данные SARAL/AltiKa доступны на сайте AVISO (<http://www.aviso.altimetry.fr/>).

Область исследования. Высота значимых волн (H_s) симулируется с помощью теории подобия развития ветровых волн в северо-западной части Индийского океана, то есть в Аравийском море и Персидском заливе (рис. 1). Аравийское море является одним из прекрасных регионов биологической адаптации к окружающей среде в результате сезонных колебаний погоды. Сильный ветер почти постоянно дует над северной частью Индийского океана: с юго-запада в период летних муссонов и с северо-востока во время зимних муссонов [1, 20].

Персидский залив — полузакрытый бассейн, часть Индийского океана, расположен между Ираном и Аравийским полуостровом. В связи со стратегически выгодным расположением и богатыми природными ресурсами этот залив играет важную роль в экономике и политике региона и мира. В Персидском заливе ветер дует постоянно с северо-запада с ноября по март [19], поэтому этот регион может быть рассмотрен как «природная лаборатория» для анализа теории развития волн.

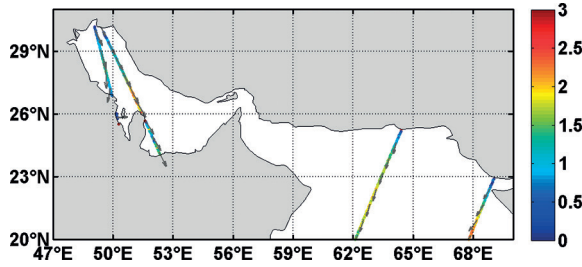


Рис. 1. Район исследования и высоты значимых волн вдоль рассмотренных траекторий пролета альтиметра

Энергия волн. Когда ветер дует непрерывно над поверхностью моря, ветровые волны растут, а частота волн концентрируется вокруг некоторого пика. Во многих исследованиях эволюция волн при постоянном ветре анализируется в идеализированном виде с помощью закона разгона, например [13, 16]. С учетом обобщения теории подобия, представленного в работе [14], пространственно-временное уравнение пика спектра частоты (ω) может быть записано в виде:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + c_g \frac{\partial \omega}{\partial x} = \left(\frac{g}{U_{10}} \right)^2 \varphi(\alpha), \quad (1)$$

где ω_p — частота спектрального пика; c_g — групповая скорость волн; U_{10} — скорость ветра на высоте 10 м; g — ускорение силы тяжести и $\varphi(\alpha)$ — безразмерная универсальная функция возраста волн, которая для стационарного состояния может быть выражен как [14]:

$$\varphi(\alpha) = 1/2 q c_\alpha^{1/q} \alpha^{-1/q}, \quad (2)$$

где $\alpha = u/c_p$ — величина, обратная возрасту волн (далее — «обратный возраст волн»); c_p — фазовая скорость спектрального пика. Здесь c_α и q — некоторые константы, соответствующие используемому закону разгона. Существует много экспериментальных исследований для оценки этих констант, которые обобщены в обзорах [2, 21].

В данной работе используются параметры, рекомендованные в проекте JONSWAP: эмпирические константы $c_q = 21,99$ и $q = -0,33$ [2, 10]. При стационарном, но изменяющемся в пространстве поле ветра изменение частоты пика вдоль трека альтиметра представляется в виде

$$\frac{\partial \omega}{\partial x} = q \omega^{(1-1/q)} \frac{g^{(1+1/q)}}{u^{(2+1/q)}} c_q^{1/q}. \quad (3)$$

Изменение частоты спектрального пика вычислялось с помощью метода Рунге–Кутты 4-го порядка [18].

Ограничение роста волн контролируется обратным возрастом волн. Состояние моря называется полностью развитым, когда обратный возраст волн близок к 0,84, а для начальных и последующих стадий развития волн это значение равно 1 и более 2,0 соответственно [6].

Общая безразмерная энергия волн может быть описана с помощью безразмерной частоты спектрального пика с использованием уравнения (3). Отношение энергии волн (e) и высоты значимых волн (H_s) может быть определено как $H_s = 4\sqrt{e}$. Безразмерная энергия рассчитывается с помощью безразмерной частоты пика как:

$$\tilde{e} = c_e c_p^{q/p} \tilde{\omega}^{p/q}, \quad (4)$$

где эмпирические константы JONSWAP $c_e = 1,6 \times 10^{-7}$, а $p = 1,0$; безразмерная частота — $\tilde{\omega} = \omega u/g$; безразмерная энергия — $\tilde{e} = eg^2/u^2$.

Таким образом, с помощью уравнения (4) можно рассчитать высоту волны в прибрежном районе в пространстве при изменяющихся условиях ветрового воздействия. Для сравнения рассчитанных высот волн со значениями, присущими полностью развитому волнению, используется эмпирическое уравнение Пирсона–Московица [17]: $H_s = 0,22U_{10}^2/g$.

Корректировка ветра. В данной работе используются альтиметрические данные высот волн по стандартам продуктов. Другим стандартным продуктом альтиметра является ветер. Однако использование стандартного продукта по ветру в прибрежных зонах может быть сопровождаться с ошибкой, как показано в работах [7, 8]. При развитии волн в прибрежной зоне альтиметрический ветер, рассчитанный с помощью стандартного алгоритма, будет демонстрировать «ложный» рост, поэтому в подобных условиях необходимо корректировать алгоритм восстановления скорости ветра. На основе моделирования альтиметрического сигнала от морской поверхности в условиях развивающегося волнения исправляются альтиметрические алгоритмы получения скорости ветра в прибрежных зонах.

Следуя упрощенному приближению геометрической оптики, удельная эффективная площадь рассеяния (УЭПР) морской поверхности при зондировании надир оценивается как [3, 12]

$$\sigma_{em}^0 0^\circ = \frac{|R_0|^2}{MSS} \exp(-4k_r^2 h_s^2), \quad (5)$$

где R_0 — коэффициент Френеля при нулевом угле падения; $\exp(-4k_r^2 h_s^2)$ — коррекция коэффициента отражения для учета влияния мелкомасштабной (по сравнению с длиной радиоволны) шероховатости; k_r — волновое число радара; h_s^2 — дисперсия малой высоты шероховатости в диапазоне волновых чисел $k > k_d$ и MSS — средняя квадратичная наклона. MSS и h_s^2 рассчитываются с помощью спектра волн как

$$MSS(\alpha, u_{10}, k_r) = \int_0^{k_d} B_0(\alpha, u_{10}, k) d \ln k, \quad (6)$$

$$h_s^2 = \int_{k_d}^{\infty} k^{-2} B_0(\alpha, u_{10}, k) d \ln k, \quad (7)$$

где k — волновое число; B_0 — всенаправленная волна насыщения спектра; U_{10} — скорость ветра на стандартной высоте 10 м над открытой ровной поверхностью;

g — ускорение свободного падения; $\alpha = k_p^{1/2} U_{10} g^{-1/2}$ — обратный возраст волны; k_d — волновое число, разделяющее морскую поверхность на крупно- и мелкомасштабную.

В настоящем исследовании мы используем спектр, предложенный в [5], где закон развития волн представлен формулой

$$\alpha = 0,84 \times \left\{ \tanh(\tilde{x} / \tilde{x}_0)^{0,4} \right\}^{-0,75}, \quad (8)$$

где \tilde{x} — безразмерный разгон ($\tilde{x} = xg/u^2$), $\tilde{x}_0 = 2,2 \times 10^4$.

Альтиметрический ветер зависит от состояния моря и обычно рассчитывается с помощью стандартного алгоритма [9]. Этот алгоритм создан для развитого волнения в открытых океанах. В прибрежных зонах, где ветер постоянно дует с берега, волны развиваются с увеличением разгона. При развитии волн альтиметрический ветер, рассчитанный с помощью стандартного алгоритма, будет демонстрировать ложный рост, поэтому в подобных условиях необходимо корректировать скорость ветра.

В работе предлагается метод коррекции алгоритма восстановления ветра по данным альтиметрических измерений, σ_{Ku}^0 в прибрежной зоне. Восстановление ветра по альтиметрическим измерениям подразумевает наличие эмпирической зависимости типа $U_{10} = U_{10}(\sigma_{Ku}^0)$. Для этой цели сначала с помощью модели УЭПР рассчитывается отличие УЭПР ($\Delta\sigma^0$) при полностью развитом волнении ($\sigma^0(\infty, U_{10})_{\text{модель}}$) от УЭПР морской поверхности с развивающимися волнами ($\sigma^0(x, U_{10})_{\text{модель}}$) для Ku -диапазона, $\Delta\sigma^0 = \sigma^0(x, U_{10})_{\text{модель}} - \sigma^0(\infty, U_{10})_{\text{модель}}$ (рис. 2, б). Далее это отличие вычитается из измеренных значений УЭПР, σ_{Ku}^0 , и тем самым происходит коррекция измеряемых значений на эффект развития волн в прибрежной зоне ($\sigma_{исп}^0 = \sigma_{Ku}^0 - \Delta\sigma^0$). «Правильные» значения скорости ветра определяются после подстановки $\sigma_{исп}^0$ в зависимость $U_{10} = U_{10}(\sigma_{исп}^0)$ для расчета скорости ветра по скорректированным альтиметрическим измерениям. В данном случае $U_{10} = U_{10}(\sigma_{Ku}^0)$ описывается линейной функцией (рис. 2, а). Поэтому модифицированный алгоритм восстановления скорости ветра по альтиметрическим измерениям в прибрежной зоне имеет вид

$$(U_{10})_{исп} = -3,12\sigma_{исп}^0 + 49,6. \quad (9)$$

С помощью этой корреляции получается более точная оценка скорости ветра в прибрежном районе при условиях развивающегося волнения.

Результаты. Особенности развития ветрового волнения анализируются в прибрежной зоне Индийского океана в условиях пространственной изменчивости ветра на основе альтиметрических измерений и полуэмпирической модели развития волн.

Первый случай — проход № 118 спутника Jason-2 за 8 марта 2013 г. над Персидским заливом. В этом случае Персидский залив находится под воздействием ветра (местное название — «шималь»), который дует с северо-запада, его направление приблизительно совпадает с траекторией альтиметра.

На рис. 3, а показаны эволюция высоты значимых волн с использованием обобщения теории подобия для полностью развитого волнения, скорость приводного ветра по данным альтиметра, а также исправленная скорость ветра вдоль трека альтиметра. Расстояние между точками вдоль траектории альтиметра составляет 5,8 км.

Представленный сегмент альтиметра, таким образом, соответствует 400 км между первым и последним измерениями. На этом расстоянии высота значимых волн вырастает с 0,3 м до примерно 2 м. Скорость приводного ветра, восстановленная по данным альтиметра, увеличивается с 4 до 10,5 м/с. Используя эмпирическую зависимость развития ветрового волнения, мы оценили реальный ветер, используя модифицированную процедуру восстановления скорости ветра, описанную выше.

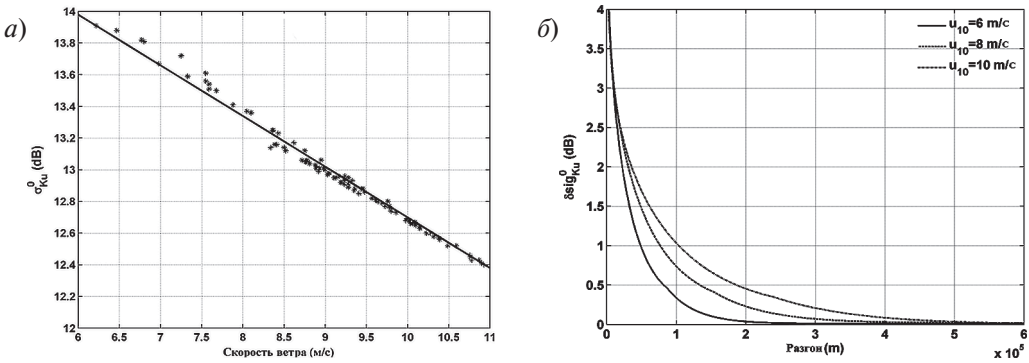


Рис. 2. *a* — эмпирическая зависимость между альтиметрической УЭПР *Ku*-диапазона и ветром для Jason-2; *б* — модельный расчет разницы УЭПР *Ku*-диапазона морской поверхности при конечном и бесконечном разгоне волн для скорости ветра 6 м/с (сплошная линия), 8 м/с (пунктирная линия) и 10 м/с (штрих-пунктирная линия)

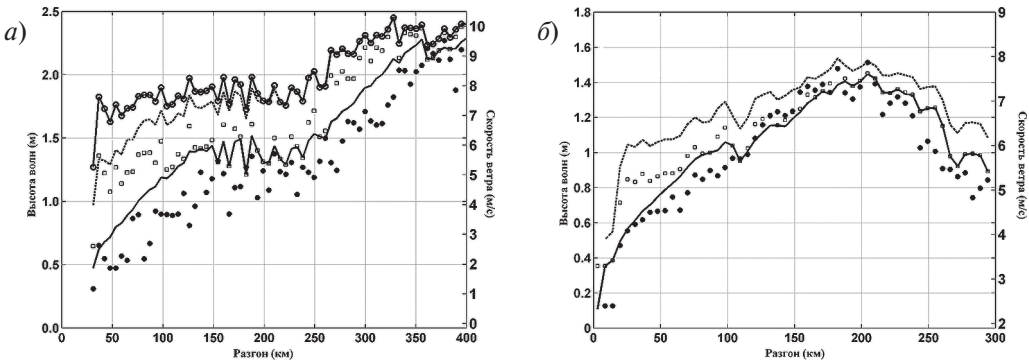


Рис. 3. *a* — Спутник Jason-2, проход № 118 за 8 марта 2013 г. в Персидском заливе; *б* — спутник SARAL/AltiKa, проход № 655 за 18 октября 2014 г. в Персидском заливе; *H_s* — по данным альтиметра (символы ●); *H_s* — по модели (сплошная линия); *H_s* — по теории Пирсона–Московица (символы □); приемлемый ветер (точки вдоль пунктирной линии, ⊖); альтиметрический ветер (пунктирная линия), правая ось

Другой случай — проход № 655 спутника SARAL/AltiKa за 18 октября 2014 г., также иллюстрирует развитие волн в Персидском заливе. Измерения по данным альтиметра и модельные высоты значимых волн, полученные на основе обобщения теории подобия

вдоль траектории альтиметра на расстоянии меньшем, чем 300 км от берега, показаны на рис. 2, б. Скорость альтиметрического ветра увеличивается с 4 до 8 м/с, высота значимых волн растет от 0,1 до 1,4 м, а потом уменьшается до 0,8 м из-за влияния береговой линии.

На рис. 4, а показаны данные измерения спутника Jason-2 для прохода № 207, 24 декабря 2013 г. и результаты моделирования ветровых волн с разгоном 400 км в Аравийском море. В этом случае волны растут с 0,3 до 2 м, а скорость ветра по альтиметрическим данным увеличивается с 3 до 10 м/с, но реальный ветер, полученный с помощью модели радиолокационного отражения, меняется с 6 до 10 м/с. Еще один случай за 28 декабря 2013 г., проход № 55 спутника Jason-2 в северной части Аравийского моря с разгоном около 300 км показан на рис. 4, б. В этом случае скорость реального ветра увеличивается с 3 до 9 м/с, а высота волн меняется с 0,2 до 1,7 м.

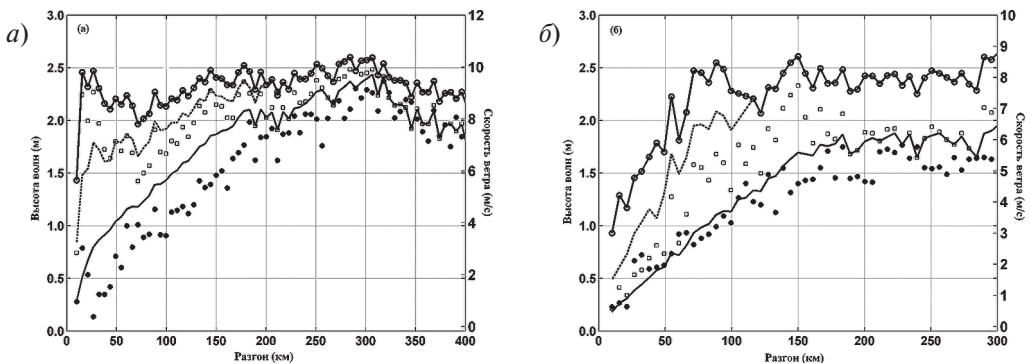


Рис. 4. а — то же, что на рис. 3, но для Jason-2, 207-й проход за 24 декабря 2013 г. в Аравийском море; б — Jason-2, 55-й проход за 28 декабря 2013 г. в Аравийском море

Заключение

Применение спутниковой альтиметрии в открытых океанах хорошо зарекомендовало себя, но измерения в прибрежных районах или закрытых бассейнах могут потребовать разработки более специализированных алгоритмов [7, 8]. Отраженный альтиметрический сигнал в прибрежных зонах существенно зависит от степени развития ветрового волнения. Для решения этой проблемы на основе моделирования отраженного сигнала разработан метод коррекции стандартных альтиметрических алгоритмов, который позволяет улучшить точность альтиметрической скорости ветра в прибрежных зонах. Этот метод может быть использован в оперативной практике.

Потом проведен анализ ветрового волнения в условиях пространственной изменчивости поля ветра в прибрежной зоне на основе совместного использования альтиметрических измерений и моделирования по полуэмпирической модели развития волн.

Результаты анализа показывают, что этот подход является эффективным инструментом исследования волн и может быть широко использован для получения новых данных о ветровом волнении в прибрежных исследованиях, необходимых как для прикладных, так и фундаментальных исследований.

Литература

1. Фарджели Х., Шапрон Б. Особенности поля ветра в северной части Индийского океана на основе анализа данных NCEP/NCAR за период 2010–2014 гг. // Учен. зап. РГГМУ. 2015. № 39. — С. 142–149.
2. Badulin S.I., Babanin A.V., Zakharov V.E., Donald R. Weakly turbulent laws of wind-wave growth // Journal of Fluid Mechanics, 2007, vol. 591, p. 339–378.
3. Chapron B., Katsaros K., Elfouhaily T., Vandemark D. A note on relationships between sea surface roughness and altimeter backscatter // Remote Sensing and Global Modelling, 1995, p. 869–878.
4. Dumont J.P. OSTM/Jason-2 Products Handbook. — 2015, JPL: STM-29-1237, NOAA/NESDIS: Polar Series/OSTM J400.
5. Elfouhaily T., Vandemark D., Gourrion J., Chapron B. Estimation of wind stress using dual-frequency TOPEX data // Journal of Geophysical Research: Oceans, 1998, vol. 103, iss. C11, p. 25101–25108. — DOI:10.1029/98JC00193.
6. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D. A Unified Directional Spectrum for Long and Short Wind-Driven Waves // Journal of Geophysical Research: Oceans, 1997, vol. 102, iss. C7, p. 15781–15796. — DOI:10.1029/97JC00467.
7. Farjami H., Golubkin P., Chapron B. Impact of the sea state on altimeter measurements in coastal regions // Remote Sensing Letters, 2016, vol. 7, iss. 10, p. 935–944. — DOI:10.1080/2150704X.2016.1201224.
8. Golubkin P.A., Chapron B., Kudryavtsev V.N. Wind Waves in the Arctic Seas: Envisat and AltiKa Data Analysis // Marine Geodesy, 2014, vol. 38, iss. 4, p. 289–298. — DOI:10.1080/01490419.2014.990592.
9. 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 // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2002, vol. 19, iss.12, p. 2030–2048. — DOI: 10.1175/1520-0426(2002)019<2030:ATPWSA>2.0.CO;2.
10. Hasselmann D.E., Duncel M., Ewing J.A. Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973 // Journal of Physical Oceanography, 1980, vol. 10, iss. 8, p. 1264–1280. — DOI:10.1175/1520-0485(1980)010<1264:DWSODJ>2.0.CO;2.
11. Holthuijsen Leo H. Waves in oceanic and coastal waters. — United Kingdom, Cambridge University Press, 2010.
12. Karaev V.Yu. et al. The concept of a microwave radar with an asymmetric knifelike beam for the remote sensing of ocean waves // Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2005, vol. 22, iss. 11, p. 1809–1820.
13. Kitaigorodskii S.A. Applications of the theory of similarity to the analysis of wind generated wave motion as a stochastic process // Izv. Akad. Nauk, SSSR. Ser. Geofiz., 1962, (1), p. 105–117.
14. Kudryavtsev V., Golubkin P., Chapron B. A simplified wave enhancement criterion for moving extreme events // Journal of Geophysical Research: Oceans, 2015, vol. 120, iss. 11, p. 7538–7558. — DOI:10.1002/2015JC011284.
15. Maat N., Kraan C., Oost W.A. The roughness of wind waves // Boundary-Layer Meteorology, 1991, vol. 54, iss. 1, p. 89–103.
16. Mitsuyasu H., Nakamura R., Komori T. Observations of the wind and waves in Nakata Bay, Report of the Research Inst // Reports of Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University, 1971, vol. 19, p. 37–74.
17. Pierson W.J., Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of SA Kitaigorodskii // Journal of Geophysical Research, 1964, vol. 69, iss. 24, p. 5181–5190. — DOI:10.1029/JZ069i024p05181.
18. Tan Delin, Chen Zheng. On A General Formula of Fourth Order Runge-Kutta Method // Journal of Mathematical Science & Mathematics Education, 2012, vol. 7, p. 1–10.
19. Thoppil P.G., Hogan P.J. Persian Gulf response to a wintertime shamal wind event // Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2010, vol. 57(8), p. 946–55. — DOI:10.1016/j.dsr.2010.03.002.
20. Tomczak M., Godfrey J.S. Regional Oceanography: an Introduction, 2nd edition. — Oxford, U.K., Elsevier Science Ltd., 2003. — 391 p.
21. Young I.R. Wind generated ocean waves. Vol. 2. — New York, 1999. — 307 p.
22. Zakharov V.E. Theoretical interpretation of fetch limited wind-driven sea observations // Nonlinear Processes in Geophysics, 2005, vol. 12, iss. 6, p. 1011–1020. — DOI:10.5194/npg-12-1011-2005.