Физические ограничения точности восстановления батиметрии по оптическим изображениям морской поверхности

А. С. Запевалов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, 299011, Россия
Севастопольский государственный университет, Севастополь, 299053, Россия
E-mail: sevzepter@mail.ru

Рассматриваются физические ограничения метода оценки глубины моря по паре оптических спутниковых изображений морской поверхности, полученных со сдвигом во времени, который меньше, чем период наблюдаемых волн. Метод основан на зависимости фазовой скорости поверхностных волн от глубины моря. Показано, что оценки фазовых скоростей в прибрежной зоне могут быть искажены в результате отражения волн от склона дна и подводных препятствий. При кросс-спектральном анализе двух изображений отражённые волны изменяют фазовый спектр и, как следствие, меняются расчётные значения фазовых скоростей. В зависимости от величины сдвига во времени между изображениями отражённые волны могут приводить как к увеличению, так и к уменьшению расчётных значений фазовых скоростей. Наибольшие ошибки определения фазовой скорости наблюдаются в ситуации, когда за интервал, равный сдвигу во времени между изображениями, волна проходит расстояние менее 0,2 её длины. В присутствии отражённых волн отклонения рассчитанных по оптическим изображениям значений фазовой скорости от теоретических значений приводят к тому, что одному и тому же значению фазовой скорости могут соответствовать разные глубины.

Ключевые слова: батиметрия, оптические спутниковые изображения, кросс-спектральный анализ, отражение морских волн, дисперсионное соотношение

Одобрена к печати: 18.03.2020
DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-2-192-198

Введение

В настоящее время интенсивно развивается метод восстановления поверхностных течений по изображениям морской поверхности, основанный на оценке дисперсионного соотношения морских поверхностных волн (Dugan, Piotrowski, 2003; Kudryavtsev et al., 2017b; Young et al., 1985). В присутствии течения фазовая скорость поверхностных волн меняется, и отклонение от её значений, следующих из линейного дисперсионного уравнения, позволяет оценить скорость течения. В работах (Юровская и др., 2019; Dugan et al., 2001) подобный подход был применён для восстановления батиметрии. Если волна распространяется в область, где глубина меньше её длины, то фазовая скорость также меняется. Этот эффект позволяет оценить глубину моря в области распространения волн.

При дистанционном зондировании со спутников значения фазовой скорости поверхностных волн рассчитывают кросс-спектральным анализом двух изображений морской поверхности, полученных с небольшим сдвигом во времени. Сдвиг во времени можно считать небольшим, если он много меньше периода доминантных волн. Изображения с высоким пространственным разрешением, позволяющим наблюдать волны на масштабах, близких к масштабу доминантных волн, и с небольшим сдвигом во времени могут быть получены с помощью аппаратуры, установленной на недавно запущенных спутниках Landsat-8, Sentinel-2, «Ресурс-П» (Юровская и др., 2019; Kudryavtsev et al., 2017a).

Очевидно, что точность восстановления батиметрии определяется тем, насколько полностью учтены все физические механизмы, формирующие поле поверхностных волн на мелководье. При набегании волны на берег или подводное препятствие наряду с изменением её фазовой скорости и профиля происходит отражение, т. е. появляются волны, распространяющиеся во

встречном направлении (Диденкулова, Пелиновский, 2011; Сапрыкина и др., 2015). Уровень отражённых волн может быть настолько велик, что их взаимодействие с набегающими волнами приводит к возникновению микросейсм (Longuet-Higgins, 1950).

Целью настоящей работы является анализ влияния отражённых волн на расчётные значения фазового сдвига в поверхностных волнах, который определён по двум последовательным изображениям морской поверхности, и, соответственно, на точность восстановления батиметрии по данным дистанционного зондирования.

Описание пространственно-временной структуры поля морских волн

Важную роль в формировании поля волн в прибрежной зоне и на мелководье играет их отражение от склона дна и подводных препятствий. В предельном случае, если изменение глубины происходит скачкообразно и если скачок глубин велик, то волна может полностью отразиться от препятствия (Диденкулова, Пелиновский, 2011). Отражение может существенно менять направление и величину транспорта наносов (Сапрыкина и др., 2015; Dykman et al., 2017), приводить к возникновению микросейсм (Ardhuin, Roland, 2012; Longuet-Higgins, 1950).

Рассмотрим простую модель стационарного волнового поля в одномерном приближении. Будем полагать, что волновое поле является суперпозицией двух волновых систем, распространяющихся в прямом (к берегу) и в обратном направлении, спектры которых обозначим как $\Psi_1(k)$ и $\Psi_2(k)$. Обе волновые системы удовлетворяют дисперсионному соотношению:

$$\omega = \sqrt{gk \operatorname{th}(kH)}, \quad (1)$$

где ω — круговая частота; g — гравитационное ускорение; k — волновое число; H — глубина. Из формулы (1) следует, что фазовая скорость поверхностной волны C_T равна:

$$C_T = \omega/k = \sqrt{gk^{-1} \operatorname{th}(kH)}. \quad (2)$$

Соответствие каждой волновой системы дисперсионному соотношению позволяет представить кросс-спектр двух волновых профилей, сдвинутых во времени на промежуток Δt , в виде (Филлипс, 1980):

$$\Phi_n(k, \Delta t) = \int \Psi_n(k) \delta(\omega - \sqrt{gk}) \cdot \exp(i\omega \Delta t) d\omega, \quad (3)$$

где $\Psi_n(k)$ — одномерный спектр ($n = 1, 2$). Введём безразмерное расстояние $\varepsilon = C_T \Delta t / \lambda$. Здесь $C_T \Delta t$ — расстояние, которое проходит гребень волны длиной λ за интервал времени Δt . Выражение (3) можно переписать в виде $\Phi_n(k, \Delta t) = \Psi_n(k) \cdot \exp(i2\pi\varepsilon)$.

Поскольку анализируемое волновое поле является суперпозицией двух волновых систем, то

$$\Phi_\Sigma(k, \Delta t) = \Psi_1(k) \cdot \exp(i2\pi\varepsilon) + \Psi_2(k) \cdot \exp(-i2\pi\varepsilon). \quad (4)$$

Фазовый спектр $F(k)$ и фазовая скорость $C(k)$ связаны соотношением $C(k) = F(k)/(k\Delta t)$ (Yurovskaya et al., 2018). В случае суперпозиции двух волновых систем получаем:

$$C_\Sigma(k) = \arctg \left\{ -\frac{\operatorname{Im}[\Psi_1(k) \cdot \exp(i2\pi\varepsilon) + \Psi_2(k) \cdot \exp(-i2\pi\varepsilon)]}{\operatorname{Re}[\Psi_1(k) \cdot \exp(i2\pi\varepsilon) + \Psi_2(k) \cdot \exp(-i2\pi\varepsilon)]} \right\} (k\Delta t)^{-1}. \quad (5)$$

В частном случае, когда нет отражения волн, т.е. $\Psi_2(k) = 0$, рассчитанная по изображениям фазовая скорость равна теоретическому значению C_T , следующему из дисперсионного соотношения.

Введём коэффициент, характеризующий отражение волн $\gamma(k) = \Psi_2(k)/\Psi_1(k)$. Рассмотрим, к каким эффектам приводит присутствие отражённых волн. Для этого оценим относительные изменения расчётных значений фазовой скорости при ненулевых значениях коэффициента $\gamma(k)$:

$$\frac{C_{\Sigma}}{C_T} = \arctg \left\{ -\frac{\text{Im}[\exp(i2\pi\epsilon) + \gamma(k) \cdot \exp(-i2\pi\epsilon)]}{\text{Re}[\exp(i2\pi\epsilon) + \gamma(k) \cdot \exp(-i2\pi\epsilon)]} \right\} (2\pi\epsilon)^{-1}. \quad (6)$$

Результаты расчётов C_{Σ}/C_T в разных ситуациях представлены на *рис. 1*.

Рис. 1. Отклонения расчётных значений фазовой скорости C_{Σ} от её теоретического значения C_T при разном уровне отражённых волн

деления фазовой скорости наблюдаются в ситуации, когда за интервал времени Δt волна проходит расстояние менее $0,2\lambda$.

Восстановления батиметрии по оптическим изображениям морской поверхности

При распространении волн в области, где глубина меньше длины волны, как следует из выражения (2), фазовая скорость уменьшается. Определив фазовую скорость и длину волны по оптическим изображениям морской поверхности, можно решить обратную задачу: рассчитать глубину (Юровская и др., 2019).

Заметные изменения фазовой скорости происходят, если глубина составляет менее $0,3$ длины волны. При $H > 0,29\lambda$ отклонения от значения C_T^{∞} , соответствующего фазовой скорости на глубокой воде ($H = \infty$), составляют менее 3 % (Лайтхилл, 1981). Это означает, что восстановление глубины по оптическим изображениям возможно в относительно небольшом диапазоне. Минимальные значения определяемой глубины ограничены процессом обрушения волн на мелководье.

Вызванные присутствием отражённых волн отклонения рассчитанных значений фазовой скорости C_{Σ} от теоретических значений C_T^{∞} представлены на *рис. 2* (см. с. 195). Расчёты проводились для двух значений безразмерного расстояния ϵ , равных $0,1$ и $0,3$. Наибольшие отклонения имеют место при малых значениях параметра ϵ . В приближении малого параметра $\epsilon \ll 1$ справедливы соотношения $\sin(2\pi\epsilon) = 2\pi\epsilon$, $\cos(2\pi\epsilon) = 1$. В этом случае фазовый сдвиг

$$F_{\Sigma}(k) = \frac{1-\gamma}{1+\gamma} 2\pi\epsilon \quad (7)$$

равен фазовому сдвигу каждой волновой системы с весом, пропорциональным спектральной плотности. При больших расстояниях фазовый сдвиг в основном определяет та волновая система, энергия которой больше (Показеев, Запевалов, 2019), т.е. волны, которые движутся по направлению к берегу.

Таким образом, возникает противоречие. Поскольку, как правило, уровень отражённых волн неизвестен, то измерения надо проводить при достаточно больших сдвигах во времени, которым соответствуют большие значения параметра ϵ . Но при больших расстояниях когерентность падает и, соответственно, возрастает неопределённость фазовых спектров.

Рис. 2. Зависимости отношения расчётных значений фазовой скорости C_Σ и её теоретического значения на глубокой воде C_T^∞ от безразмерной глубины H/λ

Представленные на рис. 2 отклонения рассчитанных значений фазовой скорости C_Σ от теоретических значений показывают, что следствием присутствия отражённых волн является то, что одному и тому же значению рассчитанной фазовой скорости C_Σ могут соответствовать разные глубины. Чтобы оценить абсолютные ошибки определения глубины, рассмотрим ситуацию, когда на берег набегают волны длиной 40 м, фазовая скорость которых на глубокой воде равна 7,9 м/с.

Рассмотрим две ситуации, когда $\varepsilon = 0,1$ и $\varepsilon = 0,3$, которые отображены на рис. 3. Этим ситуациям соответствуют значения Δt , равные 0,5 и 1,5 с. При $\Delta t = 0,5$ с и $\gamma = 0,2$ отклонения фазовой скорости C_Σ от теоретического значения, равного 4 м/с, приводят к тому, что вместо $H = 1,7$ м получаем $H = 3,6$ м. При $\Delta t = 1,5$ с отклонения заметно меньше. Абсолютные значения ошибок определения глубины, вызванные волнами, распространяющимися во встречном направлении, растут с ростом глубины.

Рис. 3. Зависимости расчётных значений фазовой скорости C_Σ волны длиной 40 м от глубины H

Заключение

В основе метода дистанционного определения батиметрии по изображениям морской поверхности, полученным в оптическом диапазоне, лежит зависимость фазовой скорости поверхностных волн от глубины области, где они распространяются. При расчётах фазовых скоростей основное внимание уделяется техническим проблемам, таким как пространственное разрешение, получение малого сдвига во времени двух изображений одного и того же участка морской поверхности, повышение точности взаимной привязки изображений.

Наряду с техническими проблемами существуют физические, ограничивающие возможности дистанционного определения фазовых скоростей в прибрежной зоне кросс-спектральным

анализом пар изображений. Одним из физических ограничений является присутствие в волновом поле составляющих, отражённых от склона дна и подводных препятствий. При кросс-спектральном анализе эти составляющие изменяют фазовый спектр, и, как следствие, меняются расчётные значения фазовой скорости. В зависимости от величины сдвига во времени двух изображений отражённые волны могут приводить как к увеличению, так и к уменьшению расчётных значений фазовых скоростей.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2018-0002 «Развитие методов оперативной океанологии на основе междисциплинарных исследований процессов формирования и эволюции морской среды и математического моделирования с привлечением данных дистанционных и контактных измерений»

Литература

1. Диденкулова И. И., Пелиновский Е. Н. Об отражении длинной волны от подводного склона // Океанология. 2011. Т. 51. № 4. С. 606–611.
2. Лайтхилл Дж. Волны в жидкостях / пер. с англ. М.: Мир, 1981. 603 с.
3. Показеев К. В., Запезалов А. С. К расчету фазовых скоростей в поле морских поверхностных волн // Вестн. Московского ун-та. Сер. 3. «Физика. Астрономия». 2019. № 4. С. 65–70.
4. Сапрыкина Я. В., Кузнецов С. Ю., Коваленко А. Н. Экспериментальные исследования локального отражения длинных волн от подводного склона // Океанология. 2015. Т. 55. № 2. С. 192–203.
5. Филлипс О. М. Динамика верхнего слоя океана / пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 319 с.
6. Юровская М. В., Кудрявцев В. Н., Станичный С. В. Восстановление кинематических характеристик поверхностного волнения и батиметрии по многоканальным оптическим снимкам комплекса «Геотон-Л1» на спутнике «Ресурс-П» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 2. С. 218–226.
7. Ardhuin F., Roland A. Coastal wave reflection, directional spread, and seismoacoustic noise sources // J. Geophysical Research. 2012. V. 117. C00J20. 16 p.
8. Dудis J. J. Interpretation of phase velocity measurements of wind-generated surface waves // J. Fluid Mechanics. 1981. V. 113. P. 241–249.
9. Dugan J. J., Piotrowski C. C. Surface currents measured from a sequence of airborne camera images // 7th Working Conf. Current Measurement Technology: Proc. IEEE/OES. 2003. P. 60–65. DOI: 10.1109/ccm.2003.1194284.
10. Dugan J. P., Piotrowski C. C., Williams J. Z. Water depth and surface current retrievals from airborne optical measurements of surface gravity wave dispersion // J. Geophysical Research. 2001. V. 106. No. C8. P. 16903–16915.
11. Dykman V. Z., Efremov O. I., Volikov M. S. Normal-to-coast transfer of coarse suspension in a surf area: modeling and assessments based on the measurements by the instrumental complex “Donnaya stantsiya” // Physical Oceanography. 2017. No. 4. P. 66–78.
12. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017a) Sun glitter imagery of ocean surface waves: Part 1. Directional spectrum retrieval and validation // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 2. P. 1369–1383.
13. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017b) Sun glitter imagery of surface waves. Part 2: Waves transformation on ocean currents // J. Geophysical Research: Oceans. 2017. V. 122. No. 2. P. 1384–1399.
14. Longuet-Higgins M. S. A theory of the origin of microseisms // Philosophical Transactions. Ser. A. 1950. V. 243. P. 1–35.
15. Young I. R., Rosenthal W., Ziemer F. A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents // J. Geophysical Research. 1985. V. 90. No. C1. P. 1049–1059.
16. Yurovskaya M., Kudryavtsev V., Chapron B., Rasche N., Collard F. Wave Spectrum and Surface Current Retrieval from Airborne and Satellite Sunglitter Imagery // Proc. IGARSS'2018. Valencia. 2018. P. 3192–3195. DOI: 10.1109/IGARSS.2018.8518459.

Physical limitations of bathymetry measurement accuracy from optical images of the sea surface

A. S. Zapevalov

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol 299011, Russia

Sevastopol State University, Sevastopol 299053, Russia

E-mail: sevzepter@mail.ru

The physical limitations of the method of estimating sea depth from a pair of optical satellite images of the sea surface obtained with a time shift that is less than the period of the observed waves are considered. The method is based on the dependence of the phase velocity of surface waves on sea depth. It is shown that estimates of phase velocities in the coastal zone can be distorted as a result of reflection from the bottom slope and underwater obstacles. In cross-spectral analysis of two images, the reflected waves change the phase spectrum and, as a result, the calculated values of the phase velocities change. Depending on the amount of time shift between images, the reflected waves can lead to both an increase and a decrease in the calculated values of the phase velocities. The greatest errors in determining the phase velocity are observed in a situation when a wave travels a distance of less than 0.2 of its length over an interval equal to a time shift between images. In the presence of reflected waves, deviations of the phase velocity values calculated from optical images from theoretical values lead to the fact that different depths can correspond to the same phase velocity value.

Keywords: bathymetry, optical satellite images, cross-spectral analysis, reflection of sea waves, dispersion ratio

Accepted: 18.03.2020

DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-2-192-198

References

1. Didenkulova I. I., Pelinovsky E. N., Reflection of a long wave from an underwater slope, *Oceanology*, 2011, V. 51, No. 4, pp. 568–573.
2. Lighthill J., *Waves in Fluids*, Cambridge: Cambridge University Press, 1979, 504 p.
3. Pokazeev K. V., Zapevalov A. S., Calculation of phase velocities in the field of sea surface waves, *Moscow University Physics Bulletin*, 2019, V. 74, No. 4, pp. 413–418.
4. Saprykina Y. V., Kuznetsov S. Y., Kovalenko A. N., Experimental studies of the local reflection of long waves from an underwater slope, *Oceanology*, 2015, V. 55, No. 2, pp. 171–181.
5. Phillips O. M., *The Dynamics of the Upper Ocean*, Cambridge University Press, 1977, 336 p.
6. Yurovskaya M. V., Kudryavtsev V. N., Stanichny S. V., Vosstanovlenie kinematicheskikh kharakteristik poverkhnostnogo volneniya i batimetrii po mnogokanal'nym opticheskim snimkam kompleksa "Geoton-L1" na sputnike "Resurs-P" (Reconstruction of surface wave kinematic characteristics and bathymetry from Geoton-L1 multichannel optical images from "Resurs-P" satellite), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, Vol. 16, No. 2, pp. 218–226.
7. Ardhuin F., Roland A., Coastal wave reflection, directional spread, and seismoacoustic noise sources, *J. Geophysical Research*, 2012, Vol. 117, C00J20, 16 p.
8. Dudis J. J., Interpretation of phase velocity measurements of wind-generated surface waves, *J. Fluid Mechanics*, 1981, Vol. 113, pp. 241–249.
9. Dugan J. J., Piotrowski C. C., Surface currents measured from a sequence of airborne camera images, *7th Working Conf. Current Measurement Technology, Proc. IEEE/OES*, 2003, pp. 60–65, DOI: 10.1109/ccm.2003.1194284.
10. Dugan J. P., Piotrowski C. C., Williams J. Z., Water depth and surface current retrievals from airborne optical measurements of surface gravity wave dispersion, *J. Geophysical Research*, 2001, Vol. 106, No. C8, pp. 16903–16915.
11. Dykman V. Z., Efremov O. I., Volikov M. S., Normal-to-coast transfer of coarse suspension in a surf area: modeling and assessments based on the measurements by the instrumental complex "Donnaya stantsiya", *Physical Oceanography*, 2017, No. 4, pp. 66–78.

12. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017a), Sun glitter imagery of ocean surface waves: Part 1. Directional spectrum retrieval and validation, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 2, pp. 1369–1383.
13. Kudryavtsev V., Yurovskaya M., Chapron B., Collard F., Donlon C. (2017b), Sun glitter imagery of surface waves. Part 2: Waves transformation on ocean currents, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2017, Vol. 122, No. 2, pp. 1384–1399.
14. Longuet-Higgins M. S., A theory of the origin of microseisms, *Philosophical Transactions, Series A*, 1950, Vol. 243, pp. 1–35.
15. Young I. R., Rosenthal W., Ziemer F., A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents, *J. Geophysical Research*, 1985, Vol. 90, No. C1, pp. 1049–1059.
16. Yurovskaya M., Kudryavtsev V., Chapron B., Rascle N., Collard F., Wave Spectrum and Surface Current Retrieval from Airborne and Satellite Sunglitter Imagery, *Proc. IGARSS'2018*, Valencia, 2018, pp. 3192–3195, DOI: 10.1109/IGARSS.2018.8518459.