

Внутренние волны на шельфе Черного моря в районе Гераклейского полуострова: моделирование и наблюдение

**В. А. Иванов, Т. Я. Шульга*, А. В. Багаев, А. В. Медведева,
Т. В. Пластун, Л. В. Вержевская, И. А. Свищева**

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

**E-mail: shulgaty@mail.ru*

Поступила в редакцию 21.09.2018 г., после доработки – 29.11.2018 г.

Цель. Работа посвящена совместному анализу спутниковых наблюдений поверхностных проявлений пакетов внутренних волн вблизи Крымского побережья и результатов численного исследования влияния сезонных термохалинных условий и рельефа черноморского шельфа на их структуру, динамику и интенсификацию.

Методы и результаты. На основании анализа данных дистанционного зондирования с помощью сенсоров высокого разрешения спутников *Landsat-8*, *Sentinel-2* и теоретических оценок определены основные пространственно-временные характеристики внутренних волн в районе шельфа Черного моря вблизи Гераклейского полуострова. С помощью данных судовых измерений температуры и солености за период 1951–2008 гг. из банка океанографических данных Морского гидрофизического института и спутниковых измерений исследована структура плотностной стратификации воды и получены профили частоты плавучести в районе склонно-шельфового участка, простирающегося от Евпатории до Ялты. Построены профили вертикальной скорости внутренних волн первых трех мод на шельфе. Установлено, что фазовая скорость внутренних волн первой моды в глубинной части моря на исследованных разрезах изменяется в диапазоне 2,6–5,0 м/с, волн второй моды – в диапазоне 1,1–2,3 м/с, волн третьей моды – в диапазоне 0,7–1,4 м/с. Обнаруженные по спутниковым данным волны имели среднее значение длины 0,4 км, самые длинные волны, около 1,1 км, отмечались чаще всего между Евпаторией и Севастополем с преобладающим северо-восточным направлением распространения. В пределах одного цуга также имела место дисперсия волн с уменьшением длины волны до 0,1–0,3 км.

Выводы. Высказанное предположение о причине генерации интенсивных внутренних волн, обусловленной взаимодействием струи Основного Черноморского течения с кромкой шельфа, подтвердилось результатами численных расчетов. Пространственно-временные характеристики внутренних волн, обобщающие данные дистанционного зондирования и результаты моделирования, позволяют оценить вертикальный обмен на шельфе, делают возможным нахождение глубины залегания максимума частоты Вэйсяля – Брента.

Ключевые слова: Черное море, дисперсионные соотношения, модовая структура, дистанционное зондирование, интенсивные внутренние волны, топографические эффекты.

Благодарности: авторы выражают благодарность профессору Александру Евгеньевичу Янковскому, бывшему сотруднику Морского гидрофизического института, в настоящее время работающему в Университете Южной Каролины (Колумбия, США), за поддержку при проведении данного исследования и консультации по созданию приложений для обработки информации о внутриволновых колебаниях. Работа выполнена в рамках научного проекта №18-45-920036 «Характеристики внутренних волн в районе Гераклейского полуострова: проявление, моделирование, влияние на экосистему», получившего поддержку от РФФИ и г. Севастополя.

Для цитирования: Внутренние волны на шельфе Черного моря в районе Гераклейского полуострова: моделирование и наблюдение / В. А. Иванов [и др.] // Морской гидрофизический журнал. 2019. Т. 35, № 4. С. 322–340. doi:10.22449/0233-7584-2019-4-322-340

Internal Waves on the Black Sea Shelf near the Heracles Peninsula: Modeling and Observation

V. A. Ivanov, T. Ya. Shul'ga*, A. V. Bagaev, A. V. Medvedeva,
T. V. Plastun, L. V. Verzhetskaya, I. A. Svishcheva

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
*E-mail: shulgaty@mail.ru

Purpose. The purpose consists in joint analysis of satellite observations of the internal waves surface manifestations near the Crimean coast, and the results of numerical simulation of influence of seasonal thermohaline conditions and the Black Sea shelf relief on their structure, dynamics and intensification.

Methods and Results. Based on the analysis of remote sensing data using high-resolution sensors of the *Landsat-8*, *Sentinel-2* satellites and the theoretical estimates, the main spatial and temporal characteristics of the internal waves on the Black Sea shelf near the Heracles Peninsula were determined. Due to the temperature and salinity data obtained from the vessel measurements in 1951–2008 from the Oceanographic Data Bank of Marine Hydrophysical Institute and the satellite measurements, the structure of the density stratification of water was investigated, and the buoyancy frequency profiles in the shelf and slope area from Yevpatoria to Yalta were obtained. The vertical velocity profiles of internal waves of the first three modes on the shelf were constructed. It was revealed that phase velocity of the internal waves of the first mode in the deep-sea part on the studied sections varied within the range 2.6–5 m/s, the waves of the second mode – within 1.1–2.3 m/s, and the waves of the third mode – within 0.7–1.4 m/s. The average length of the waves detected from the satellite data was 0.4 km; the longest waves, about 1.1 km, observed most often between Yevpatoria and Sevastopol, propagated predominantly to the northeast. Within the same train, wave dispersion also occurred resulting in the wavelength diminution to 0.1–0.3 km.

Conclusions. The stated assumption on the cause of generation of intense internal waves conditioned by interaction of the Rim Current jet with the shelf edge was confirmed by the results of numerical calculations. Spatial and temporal characteristics of the internal waves, the integrated data of remote sensing and the simulation results make it possible to estimate vertical exchange at the shelf and to determine the depth of the maximal Väisäl – Brent frequency.

Keywords: Black Sea, dispersion relations, mode structure, remote sensing, intense internal waves, topographic effects.

Acknowledgments: The authors are grateful to Professor Alexander E. Yankovskiy, a former researcher of Marine Hydrophysical Institute currently working at the University of South Carolina (Columbia, USA) for his support of the present research and advice on developing applications for processing the data on wave oscillations. The work was carried out within the framework of the scientific project № 18-45-920036 "Characteristics of internal waves in the region of the Heracles Peninsula: manifestation, modeling, impact on the ecosystem" supported by the Russian Foundation for Basic Research and the city of Sevastopol.

For citation: Ivanov, V.A., Shul'ga, T.Ya., Bagaev, A.V., Medvedeva, A.V., Plastun, T.V., Verzhetskaya, L.V. and Svishcheva, I.A., 2019. Internal waves on the Black Sea shelf near the Heracles Peninsula: Modeling and observation. *Physical Oceanography*, [e-journal] 26(4), pp. 288-303. doi:10.22449/1573-160X-2019-4-288-303

Введение и мотивация

Возрастающая интенсивность использования прибрежных районов и шельфов российских морей определяет необходимость качественного прогноза всех природных явлений, происходящих в этой области, особенно востребованной в сфере прибрежного строительства и туристического обслуживания. На шельфе Черного моря вблизи Крымского побережья существуют участки с неоднородностями береговой линии, особенностями топографии

дна и области, где струя Основного Черноморского течения (ОЧТ) проходит близко к берегу. Все это создает предпосылки для генерации внутренних волн. Резкие изменения скорости ветра, релаксация прибрежного апвеллинга, разрушение фронтальных и вихревых образований приводят к появлению особо интенсивных внутренних волн.

Наблюдения внутренних волн на шельфе Черного моря проводятся достаточно давно и в основном в двух районах: в Крыму – на полигоне Морского гидрофизического института (МГИ) РАН вблизи пгт Кацивели [1] и на Кавказе – на северо-восточном шельфе в акватории около Геленджика [2, 3]. На протяжении многих лет в шельфовых зонах Каспийского и Черного морей проводились детальные исследования внутренних волн с помощью контактных методов [4]. Полученные данные позволили не только подробно исследовать пространственно-временные характеристики волн, но также изучить процессы, лежащие в основе генерации интенсивных внутренних волн. В условиях узкого приглубого шельфа генерация волн максимальных амплитуд связана с подходом в прибрежную зону локальных фронтов сгонно-нагонного происхождения, наблюдающихся в периоды снятия ветрового напряжения и восстановления нарушенной сгоном или нагоном стратификации [4, 5]. В условиях широкого шельфа возможна генерация интенсивных внутренних волн движущейся поверхностной интрузией распресненных прибрежных вод [6]. Изучению поверхностных проявлений внутренних волн в Черном море посвящена работа [7], в которой описан новый выявленный механизм образования внутренних волн в бесприливных морях – генерация волн нестационарным фронтом, связанным с прохождением холодного вихря. Одной из причин появления внутренних волн является наличие вертикальных турбулентных шлейфов, структура возникающих при этом волн и их поверхностные проявления исследованы в работах [8, 9].

Доступность спутниковых снимков и возможность обнаружения и описания внутренних волн стали одним из решающих факторов при выборе методов исследования их натуральных параметров. В частности, для изучения поверхностных проявлений внутренних волн используются данные, полученные с искусственных спутников Земли (ИСЗ) *Landsat-8* (с 2013 г.), *Sentinel-1* (с 2014 г.), *Sentinel-2* (с 2015 г.) [10–12]. Примеры экспериментальных доказательств связи внутренних волн с их поверхностными проявлениями в Черном, Японском, Южно-Китайском морях и Индийском океане представлены в [13, 14]. Проявления внутренних волн в бесприливном Каспийском море рассматриваются в работе [15]. В Черном море внутренние волны отличаются от их аналогов в океане значительно меньшей интенсивностью, однако причин их формирования больше [16]. Так, сравнение результатов подспутниковых исследований и данных дистанционного зондирования выявило связь внутренних волн с прохождением холодных вихревых образований [10, 17].

В данной работе проведено исследование динамики внутренних волн и условий их возникновения на основе серии численных экспериментов и спутниковых наблюдений. В основу положено изучение условий генерации интенсивных внутренних волн, возникающих на периферии ОЧТ в районе шельфа у Крымского побережья. Используются снимки поверхности моря с высоким разрешением в районе Гераклеийского п-ова, ставшие доступными

относительно недавно. Цель работы – определение пространственно-временных характеристик внутренних волн на шельфе у Крымского побережья, исследование условий их генерации на основании результатов математического моделирования и данных спутниковых наблюдений.

Материалы и методы

Этапы исследования. В работе решались основные задачи, показанные в виде этапов на схеме (рис. 1). Первый этап – обнаружение и оценка характеристик поверхностных проявлений внутренних волн. Для этого использованы данные дистанционного зондирования из открытых источников: *USGS Global Visualization Viewer (GloVis)*, *Copernicus Open Access Hub, Level-1 and Atmosphere Archive & Distribution System Distributed Active Archive Center (LAADS DAAC)*. Их основу составляют спутниковые снимки высокого разрешения. Второй этап заключался в получении теоретических оценок параметров внутренних волн на основании разработки и реализации алгоритма решения полной краевой задачи [18, 19]. На завершающем этапе проведено сопоставление результатов теоретических и численных исследований с данными дистанционного зондирования.

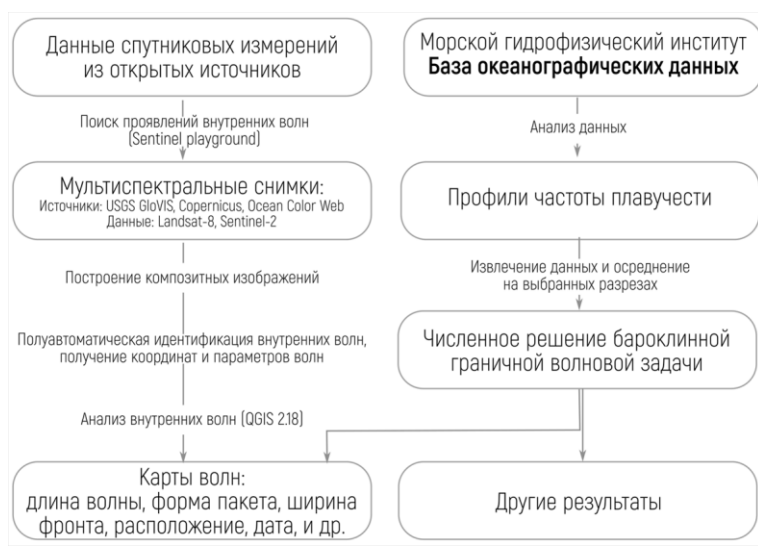


Рис. 1. Схематическое изображение основных этапов исследования
Fig. 1. Layout of the study main phases

Область исследования. Два обширных участка материкового шельфа Черного моря вблизи Крымского побережья располагаются к юго-востоку и к северу от Гераклеийского п-ова. Первый из них, менее широкий, находится между Ялтой и крайней юго-западной оконечностью Крымских гор. Здесь ширина материковой отмели, имеющей форму полукруга, выдающегося к югу, достигает около 30–40 км. Второй участок (Каламитский залив), отделенный от первого небольшим сужением материковой отмели напротив Севастополя, простирается на северо-запад до Евпатории. Здесь большие глу-

бины отступают далеко к юго-западу от берегов Крыма. Между этими участками отмель сужена и доходит до 10 км, а в отдельных местах – до 6–8 км. Расположение и порядковые номера поперечных разрезов в районе Каламитского залива (1–10) и вдоль материковой отмели между Севастополем и Ялтой (11–18) приведены на рис. 2.

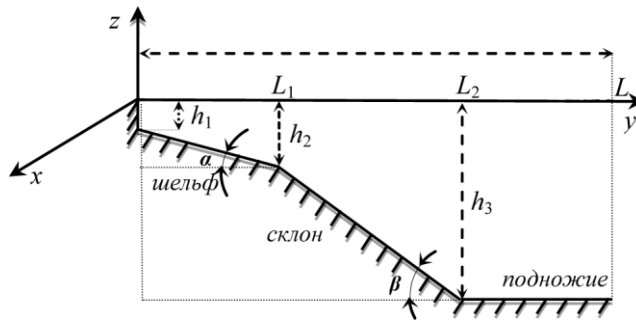


Р и с. 2. Батиметрия Черного моря вблизи Крымского п-ова. Тонкие белые контуры – 20-, 50-, 100-, 200-, 500-, 1000-, 2000-метровые изобаты; красные пронумерованные линии – некоторые разрезы, рассматриваемые в численных экспериментах (для остальных указаны только начальные точки); светло-серые прямоугольники – области доступности спутниковых данных

F i g. 2. Bathymetry of the Black Sea near the Crimea Peninsula. Thin white outlines denote 20-, 50-, 100-, 200-, 500-, 1000-, 2000-meter isobaths, red numbered lines – some sections considered in the numerical experiments (for the rest ones, only the starting points are indicated), light grey rectangles – the areas of satellite data accessibility

Для получения новых представлений о структуре захваченных волн была выполнена серия расчетов на разрезах 1–18. Использована батиметрия Черного моря, представленная файлом глубин (URL: <http://www.gebco.net>), данные *General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)* получены комбинированием глубинных батиметрических зондирований и спутниковых наблюдений. Сетка этих данных представляет собой сплошную рельефную модель океана и суши с пространственным разрешением $0,5^\circ$.

Рельеф шельфа и континентального склона аппроксимирован двумя склонами, представленными на рис. 3 для идеализированного рельефа, состоящего из трех кусочно-постоянных откосов: шельфа, склона и области открытого моря постоянной глубины. Конфигурация дна на каждом разрезе характеризуется шириной шельфа (L_1) и континентального склона (L_2), а также глубиной: у берега (h_1), промежуточной глубиной в точке излома шельфа и склона (h_2), глубиной открытого моря в точке излома склона и подножия (h_3).



Р и с. 3. Детали идеализированного рельефа
F i g. 3. Details of the idealized relief

В табл. 1 приведены параметры топографии дна на разрезах 1–18, для каждого из них указаны значения глубины h_1 , h_2 , h_3 и ширины L_1 , L_2 , а также углы наклона для шельфа (α) и склона (β).

Т а б л и ц а 1

Table 1

**Параметры конфигурации дна на шельфе Черного моря
вблизи Крымского побережья**
**Parameters of the bottom configuration on the Black Sea
shelf near the Crimean coast**

Разрез / Section	Шельф / Shelf			Склон / Slope		Подножие / Foot	
	h_1 , м / h_1 , m	L_1 , км / L_1 , km	α , °	h_2 , м / h_2 , m	L_2 , км / L_2 , km	β , °	h_3 , м / h_3 , m
1	2	75,2	32	158	16,0	45	1685
2	10	79,0	30	145	15,2	45	1687
3	6	75,2	31	145	12,0	45	1715
4	3	67,3	33	160	13,0	45	1721
5	7	48,9	35	139	17,8	45	1734
6	15	46,7	35	129	21,7	45	1734
7	9	50,3	36	144	28,9	44	1565
8	1	52,8	38	202	31,6	44	1336
9	1	52,8	38	202	30,3	44	1327
10	11	46,2	38	189	27,7	44	1331
11	1	17,6	41	113	32,5	45	1958
12	74	32,4	34	150	18,6	45	1831
13	65	24,8	34	129	20,8	45	1932
14	1	28,2	40	161	15,6	45	1913
15	1	28,8	39	147	13,8	45	1930
16	13	23,3	40	149	16,8	45	1747
17	14	23,3	40	141	17,7	45	1474
18	22	23,2	38	119	16,7	45	1419

Шельф у западной части Крымского побережья достаточно широк, 67,3–79 км (разрезы 1–4). На южнобережных разрезах 11–18 он в среднем в 2,9 раза уже ($L_1 = 17,6–32,4$ км). На разрезах 5–10 его ширина составляет 46,2–52,8 км. Ширина склона изменяется от 12,0 км (разрез 3) до 32,5 км (разрез 11), его уклон составляет $\sim 45^\circ$ на всех разрезах. Из анализа данных, приведенных в табл. 1, следует, что на рассматриваемых разрезах наблюдается террасированный шельф. На разрезах 1, 3–5, 7–9, 11, 14, 15 бровка шельфа практически совпадает с береговой линией и заглублена относительно нее на 1–9 м. На разрезах 2, 6, 10, 16–18 граница шельфовой области опускается до глубины 10–22 м. На других разрезах (12, 13) сначала наблюдается резкий перепад глубины до 65–74 м, а уже затем одна терраса.

Источники данных и метод расчета распределения плотности воды по вертикали. Поля декадной температуры и солёности на стандартных уровнях (слой 0–1500 м) в Черном море являются расчетными (предоставлены И. Г. Шокуровой). Для их построения были использованы следующие данные из банка океанографических данных МГИ:

- о судовых измерениях температуры и солёности за 1951–2008 гг. и температурных измерениях дрейферами с 2001 г.;
- об измерениях температуры и солёности глубоководными буями-профиломерами на горизонтах 4–1500 м (565 профилей за 2005–2008 гг.);
- среднемесячные значения ночных спутниковых измерений температуры поверхности моря на сетке 4×4 км за 1985–2007 гг.

Методика построения полей и параметры массивов данных описаны в [20, 21]. Для расчета вертикальной структуры плотности морской воды на исследуемых разрезах были отобраны файлы температуры и солёности для каждого из 18 разрезов за 4 месяца, с мая по август (144 файла). Расчет плотности морской воды (ρ , кг/м^3) осуществлялся по Международному уравнению состояния *UNESCO* [22]. Профили частоты плавучести

$$N^2(z) = -\frac{g}{\rho(z)} \frac{\partial \rho(z)}{\partial z}$$

плотности $\rho(z)$, где z – вертикальная координата, g – ускорение свободного падения. Профили $\rho(z)$ и $N(z)$ привязаны к сетке указанных данных.

Используемая математическая модель. Спутниковые изображения позволяют наблюдать и анализировать только поверхностные проявления внутренних волн. Для понимания процессов, происходящих в глубоководных областях моря, проводится численное моделирование, дающее возможность исследовать вертикальные моды внутренних волн и проводить сравнение результатов моделирования с имеющимися спутниковыми данными. Поскольку целью настоящего исследования не является моделирование всех физических процессов взаимодействия (это, скорее, демонстрация того, что поверхностные волновые особенности, видимые на спутниковых изображениях, отражают проявления внутренних волн), мы проводим его на основе решения двумерных уравнений движения. Более правильным способом изучения интенсивных внутренних волн было бы использование трехмерной полностью нелинейной и негидростатической системы уравнений гидродинамики, которая, как правило, реализована в виде сложной многопараметрической модели.

Трансформация волн, вызванная изменением топографии дна, теоретически обоснована нелинейными уравнениями мелкой воды. Внутренние волны могут распространяться вдоль границы раздела двух однородных слоев или в непрерывно стратифицированной жидкости. Рассмотрим вращающийся бассейн переменной глубины, заполненный стратифицированной жидкостью, на широте 44° с. ш. Линеаризованные уравнения движения в приближении Буссинеска выглядят следующим образом [18, 19]:

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial t} - fv \right) = -P'_x, \quad \rho \left(\frac{\partial v}{\partial t} + fu \right) = -P'_y, \quad \rho \frac{\partial w}{\partial t} + \rho' g = -P'_z, \quad u'_x + v'_y + w'_z = 0, \quad (1)$$

где $\rho(z)$ – плотность морской воды; $f = 1,01 \cdot 10^{-4}$ 1/с – параметр Кориолиса; P – давление; u, v, w – компоненты скорости жидкости вдоль стандартных ортогональных координат x, y, z соответственно. В выбранной системе координат ось x совпадает с береговой линией, y – направлена в сторону открытого моря, z – вертикально вверх. Для внутренних волн, распространяющихся над неровным дном, систему уравнений движения можно свести к одному уравнению относительно вертикальной компоненты скорости: $w = W(z) \exp[i(kx + \omega t)]$, где k – волновое число вдоль горизонтальной плоскости; ω – частота волны; $W(z)$ удовлетворяет уравнению

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + k^2 \left(\frac{N^2 - f^2}{\omega^2 - f^2} - 1 \right) W = 0 \quad (2)$$

с граничными условиями

$$W(0) = W(H) = 0, \quad (3)$$

где H – глубина бассейна. Используя дисперсионное соотношение $\omega^2 = C^2 k^2 + f^2$, уравнение (2) можно записать как $\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \frac{N^2 - f^2}{C^2} W = k^2 W$.

Оценка характеристик внутренних волн и вертикальных профилей скорости волн нормальной моды выполнена на основании численного решения краевой задачи [18]:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} + \frac{N^2 - \omega^2}{C_{in}^2} W = 0, \quad (4)$$

где $C_{in}^2 = \frac{\omega^2 - f^2}{k_n^2}$, с граничными условиями (3). Аппроксимация производных

в (4) центральными разностями и граничных условий – односторонними разностями в n точках сетки, дискретизированными по Δz , дает стандартную форму задачи на собственные значения:

$$\mathbf{A}\mathbf{X} = k^2\mathbf{X}, \quad (5)$$

здесь \mathbf{A} – трехдиагональная матрица размером $n \times n$; \mathbf{X} – вектор-столбец с элементами $W(i)$ ($i = 1, \dots, n$); k^2 – искомый набор собственных значений. Нахождение собственных значений в (5) выполняется с помощью программы,

реализованной в пакете *MATLAB*. Дискретизация по вертикали обусловлена разбиением столба жидкости глубиной 1500 м для глубоководной части и 300 м – для шельфовой части моря на 800 равномерных интервалов.

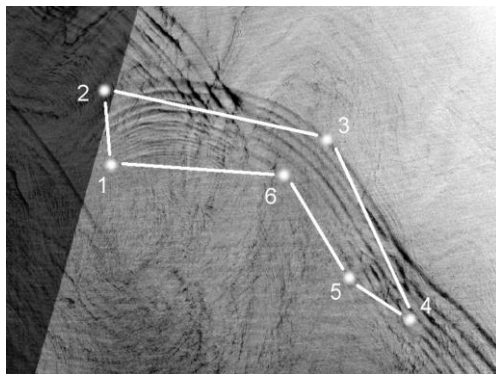
Наблюдения внутренних волн вблизи Крымского побережья Черного моря. Поверхностные проявления внутренних волн анализировались по данным спутниковых наблюдений за период 2016–2017 гг. При выборе снимков высокого разрешения с ИСЗ *Sentinel-2* и *Landsat-8*, источником которых являются ресурсы с открытым доступом (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>, <http://glovis.usgs.gov/>, <https://earthexplorer.usgs.gov/>), учитывались следующие критерии: присутствие на изображении района исследования частично или целиком и разреженность облачного покрова (так как он непроницаем для сенсоров оптического диапазона), позволяющая потенциально обнаружить и оценить внутренние волны. Плотность облачного покрова при выборке снимков изменялась от 0–20 до 50–60%, что определялось положением облаков (над сушей или над морской поверхностью). Разрешение снимков со спутника *Sentinel-2* в видимом диапазоне (каналы *Blue*, *Green*, *Red*, длины волн 490–665 нм) составляет 10 м/пикс, со спутника *Landsat-8* в видимом диапазоне (те же каналы, длины волн 480–655 нм) – 30 м/пикс.

В результате поиска проявлений внутренних волн на отобранных снимках установлено их присутствие только на 6 изображениях за 2016 г. (из общего числа 32) и на 25 изображениях за 2017 г. (из общего числа 53). Таким образом, для анализа и сравнения с результатами моделирования было выбрано 37 снимков со спутника *Sentinel-2* и 9 со спутника *Landsat-8* за период с мая по сентябрь 2017 г.

Чтение и обработка спутниковых снимков осуществлялись в среде свободно распространяемой программы *SNAP Desktop*. Выявление цугов внутренних волн проводилось визуально (ключевыми признаками являлись наличие волн в цуге, размеры, дуго- или трапециевидная форма цуга, значения яркости восходящего излучения): с использованием только оптического канала на длине волны 655/665 нм (*Red*) или после создания *RGB*-композиции, представляющего собой снимок района в естественных цветах. При необходимости применялось графическое контрастирование средствами *SNAP Desktop*.

Спутниковые снимки содержат не только графическую, но и цифровую информацию с привязкой каждого пикселя к конкретным координатам по широте и долготе (датум *WGS 84*). Поскольку программный комплекс *SNAP Desktop* представляет собой географическую информационную систему (ГИС) с минимально необходимым набором инструментов, были реализованы пространственные измерения цугов внутренних волн. Определение точек, ограничивающих гексагон, заключающий в себя волновой пакет, выполнялось вручную с точностью до 2–4 пикс, т. е. до 20–120 м в зависимости от типа спутника. Длина волны измерялась как расстояние между серединами контрастных полос, соответствующих на снимке положению гребней волны. Точность их определения – также до 2 пикс. Для каждого цуга внутренних волн были отмечены направление его распространения, а также 6 точек, обрисовывающих его форму (рис. 4). Первая точка располагалась на левой границе самой дальней волны в цуге, вторая – на левой границе первой волны,

третья являлась центральной для первой волны, четвертая – правой для первой волны, пятая – правой для последней волны в цуге, шестая располагалась посередине последней волны. Также измерялось расстояние между первой и второй, предпоследней и последней волнами в цуге. Если они совпадали, то в таблицу вносили одно значение, в противном случае – оба.



Р и с. 4. Схема расстановки маркеров, ограничивающих цуг внутренних волн
Fig. 4. Layout of the markers limiting a wave train

Обработка каждого снимка проводилась при следующих условиях:

- затрудненной возможности распознать поверхностные проявления внутренних волн в связи с явлениями, создающими выраженную поверхностную шероховатость (ветровые волны, обрушения и др.);

- слабой выраженности поверхностных проявлений внутренних волн (высокая схожесть с атмосферными гравитационными или иными поверхностными процессами);

- осложненном выявлении цугов внутренних волн, для которых числовые значения отраженной компоненты (яркости восходящего излучения) были близкими, т. е. цуги имели невыраженное проявление на поверхности.

В отдельных случаях осуществлялось вычитание канала *Red* из *Green*, что позволило минимизировать шероховатость поверхности моря и отделить такие динамические проявления, как вихревые структуры, течения, перенос взвеси и водные фронты.

При использовании данного метода погрешность вычисления пространственных характеристик определялась следующими факторами:

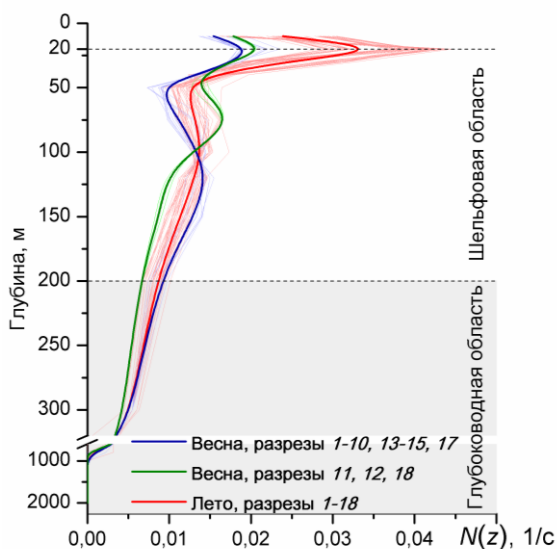
- точностью позиционирования ИСЗ – до 6–8 м;
- разрешением спутникового снимка – 10–30 м/пикс;
- выраженностью контраста яркости восходящего излучения на изображении и четкостью границ исследуемых объектов (от 1 пикс для фронта волны до 5–10 пикс на боковых границах волнового пакета, т. е. от 10–30 до 100–300 м);
- точностью позиционирования курсора мыши (500 DPI).

Резюмируя, можно сказать, что погрешность при измерении границ волнового пакета составляла 10–300 м.

Все полученные данные визуализировались с использованием ГИС *QGIS 2.18* и статистически анализировались с помощью языка программирования *Python*. Изображения полученных полигонов с геопривязкой построены для определения районов моря с наиболее частым проявлением внутренних волн. Гистограммы частоты встречаемости по месяцам и распределение по длинам волн выполнены с помощью библиотеки *Matplotlib*.

Анализ и обсуждение результатов

Анализ профилей частоты плавучести в районе шельфа Черного моря вблизи Крымского побережья. В последующих сериях численных экспериментов использовались профили частоты плавучести, осредненные за период 1951–2008 гг. Графики $N(z)$ на выбранных разрезах (рис. 2) для весенне-летнего периода показаны на рис. 5. Видно, что вертикальное распределение частоты плавучести различается в весенний (синяя и зеленая кривые) и летний (красная кривая) сезоны.



Р и с. 5. Вертикальные профили частоты плавучести $N(z)$. Синие тонкие линии соответствуют разрезам 1–10, 13–15, 17, зеленые тонкие линии – разрезам 11, 12, 18, красные тонкие линии – разрезам 1–18; жирные линии – осредненные значения $N(z)$

F i g. 5. Vertical profiles of buoyancy frequency $N(z)$. Thin blue lines correspond to sections 1–10, 13–15, 17, thin green lines – to sections 11, 12, 18, thin red lines – to sections 1–18; bold lines are the $N(z)$ averaged values

Весной на глубине 20 м наблюдается максимум частоты плавучести, от 0,018 1/с (разрезы 3, 4) до 0,024 1/с (разрез 17). На большинстве разрезов $N(z)$ на глубине 50 м виден локальный минимум в диапазоне 0,007–0,009 1/с, на глубине 100–150 м – второй максимум в диапазоне 0,014–0,015 1/с. Однако на участках с более узким шельфом, расположенных между Севастополем и Ялтой (разрезы 11, 18), кривая $N(z)$ ведет себя иначе: локальный минимум на глубине 50 м принимает бóльшие значения (от 0,011 1/с на разрезе 18 до

0,015 1/с на разрезе 11), а второй максимум наблюдается на меньшей глубине (75 м) и достигает большего значения (0,018 1/с).

Следует отметить, что в летние месяцы графики $N(z)$ для разрезов, расположенных по нормали к берегу на участке от Евпатории до Ялты, отличаются мало. Летняя стратификация более контрастная ($N(z)$ изменяется в диапазоне 0,01–0,04 1/с) по сравнению с весенним сезоном (0,01–0,02 1/с). При этом максимумы частоты плавучести наблюдаются на той же глубине, что и весной (20 м) и изменяются в июне от 0,028 1/с на разрезе 4 до 0,032 1/с на разрезах 17, 18. В следующие месяцы графики еще сильнее смещаются в сторону увеличения: в июле максимум находится в интервале от 0,037 1/с (разрезы 5, 6) до 0,041 1/с (разрезы 16, 18), в августе – от 0,040 1/с (разрезы 4, 5) до 0,045 1/с (разрез 13). Локальный минимум частоты плавучести для всех разрезов в июне и июле находится на глубине 40–50 м и составляет 0,009–0,013 1/с. В августе он немного опускается до глубин 50–75 м и его значение немного возрастает до 0,011–0,013 1/с, за исключением разреза 13, где минимум равен 0,016 1/с. Второй максимум, наблюдающийся на глубине 100–150 м весной, летом сглаживается. В целом стратификация воды характеризовалась относительно резкой границей раздела на глубине 50 м и менее выраженным основным пикноклином, расположенным на глубине 500–1200 м.

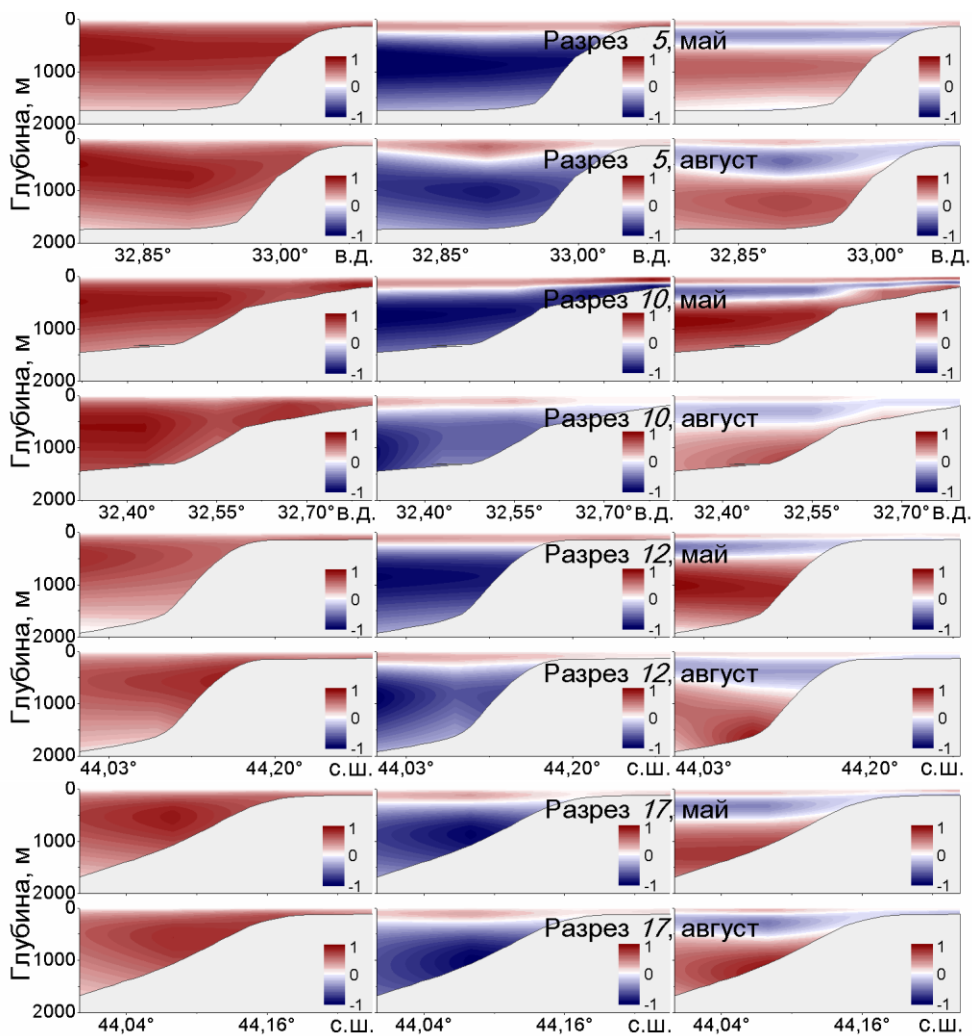
Теоретическая оценка вертикальной скорости внутренних волн. Для интерпретации наблюдений рассчитаны волновые свойства (табл. 2) и собственные векторы для вертикальной компоненты скорости $W(z)$ на основании уравнения (4). На рис. 6 представлены результаты расчета в виде профилей вертикальной скорости внутренних волн низших мод для 4 из 18 шельфовых разрезов. Расчеты проведены для различающихся по сезону (конец весны и лета) профилей частоты плавучести (рис. 5).

Анализ пространственного распределения вертикальной скорости волн первой моды выполнен по ее профилям, приведенным на рис. 6 слева. Значительное вертикальное движение жидкости (разрезы 10, 12, 17) весной характерно для глубоководной части моря, летом – для района свала глубин, что вызвано более мощным обтеканием кромки шельфа струей ОЧТ. На шельфе с более резким уклоном ($\alpha = 45^\circ$) максимум вертикальной скорости для указанных сезонов находится в глубоководной части. На разрезе 10 видно, что летом над кромкой шельфа происходит генерация внутренних волн, распространяющихся в обе стороны от источника возмущений.

Наибольшие вертикальные скорости волн второй моды (рис. 6, в центре) имеют место в поверхностном слое моря. Кривая нулевых амплитуд, проходящая на глубине 150–300 м, располагается практически горизонтально весной и прогибается к дну летом (разрезы 5, 12, 17).

Профили распределения вертикальной скорости волн третьей моды (рис. 6, справа) подтверждают влияние особенностей топографии дна на их структуру. Положение первой узловой линии волн третьей моды значительно ближе к поверхности моря (50–200 м) по сравнению с кривой нулевых амплитуд волн второй моды и во многом повторяет ее геометрию. Вторая узловая линия располагается на глубине 400–800 м и, как правило, летом она имеет конфигурацию, сходную с топографией круто очерченного рельефа (разрезы 5, 10, 17), или резко отличается от геометрии первой узловой линии (раз-

рез 12). Наибольшие значения скорости волн третьей моды возникают в поверхностных (100–200 м) и глубинных (800–1200 м) слоях моря. Полученные результаты позволяют также оценить параметры внутренних волн, возникающих на шельфе Черного моря вблизи Крыма. Так, фазовая скорость внутренних волн первой моды на рассматриваемых разрезах в зависимости от сезона изменяется в диапазоне 2,6–5 м/с, их длина – в диапазоне 9–180 км; аналогичные характеристики для волн второй моды: 1,1–2,3 м/с и 4–42 км; для волн третьей моды: 0,7–1,4 м/с и 1–27 км.



Р и с. 6. Профили распределения вертикальной скорости $W(z)$, нормированной от -1 до 1 , вдоль разрезов $5, 10, 12, 17$ по результатам моделирования для весенних и летних профилей $N(z)$: первая мода – слева, вторая мода – в центре, третья мода – справа

Fig. 6. Profiles of vertical velocity $W(z)$ distribution normalized from -1 to 1 along sections $5, 10, 12, 17$ according to the simulation results for the $N(z)$ spring and summer profiles: the first mode is on the left, the second mode – in the center, the third mode – on the right

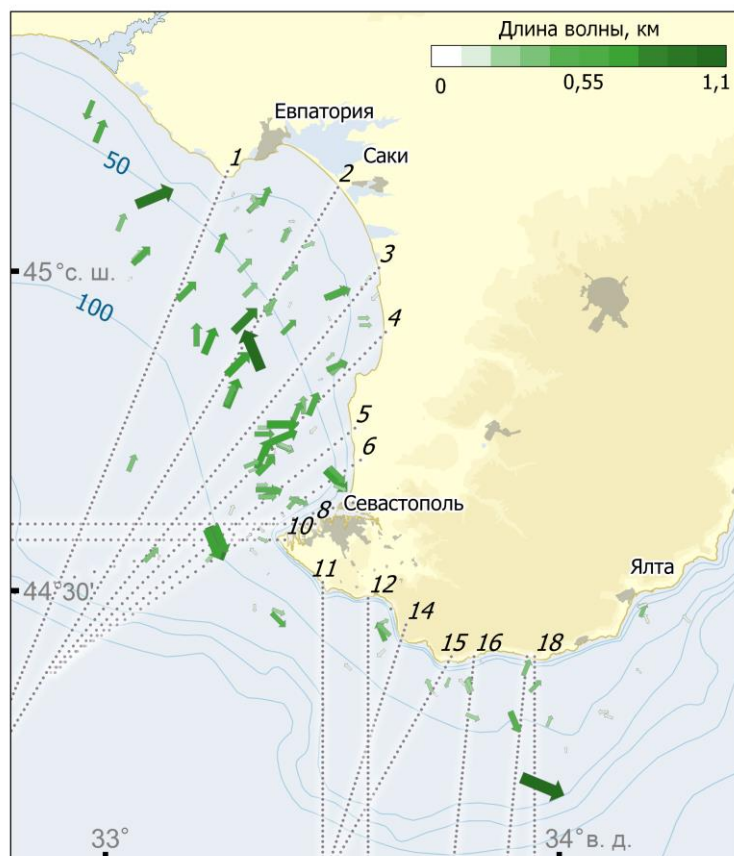
Т а б л и ц а 2
T a b l e 2

Сравнение теоретических значений длин внутренних волн трех первых мод с данными, полученными по спутниковым снимкам поверхностных проявлений внутренних волн в 2017 г.

Comparison of the theoretical values of the internal waves' lengths (the first three modes) with the data derived from the satellite images of the internal waves' surface Manifestations 2017

Разрез / Section	Результаты моделирования / Modeling results		Спутниковые данные / Satellite data			
	Мода / Mode	Длина волны, м / Wave length, m	Дата / Date	ИСЗ / Satellite	Направле- ние, румб / Direction, rhumb	Длина волны, м / Wave length, m
2	1	2416	25.06.2017	<i>Landsat-8</i>	ССЗ/NNW	1064
	2	950	30.05.2017	<i>Sentinel-2</i>	СВ/NE	817
	3	459	–	–	–	–
4	1	770	26.06.2017	<i>Sentinel-2</i>	ВСВ/ENE	707
	2	290	26.06.2017	<i>Sentinel-2</i>	В/Е	780
	3	210	–	–	–	–
5	1	1197	28.08.2017	<i>Sentinel-2</i>	ЮЮВ/SSE	901
	2	596	11.07.2017	<i>Sentinel-1</i>	В/Е	528
	3	398	–	–	–	–
10	1	996	28.08.2017	<i>Landsat-8</i>	ЮЮВ/SSE	731
	2	599	28.08.2017	<i>Sentinel-2</i>	ЮЮВ/SSE	791
	3	396	–	–	–	–
18	1	898	13.09.2017	<i>Landsat-8</i>	ВЮВ/ESE	1142
	2	498	26.06.2017	<i>Sentinel-2</i>	СВ/NE	391
	3	396	–	–	–	–

Сравнение модельных расчетов и наблюдений с ИСЗ. Выявлено 129 случаев распространения внутренних волн в период с мая по сентябрь 2017 г. (рис. 7). Распределение по месяцам неравномерно: в июне наблюдалось наибольшее количество волн – 50, в то время как в мае и сентябре – только 12 и 6 соответственно. С июля по август количество волн уменьшается с 42 до 19. Качественный анализ карт распределения и направления волн показал, что районы их появления расположены к северу от Гераклеийского п-ова (где, как известно, формируется квазистационарный Севастопольский антициклон) и к северо-западу от него, в мелководном Каламитском заливе. Над более широким шельфом волны распространяются в основном в сторону берега, над более узким – вдоль шельфа. При этом в направлении распространения волн доминировали румбы ССВ, СВ и ВСВ (62 случая из 129).

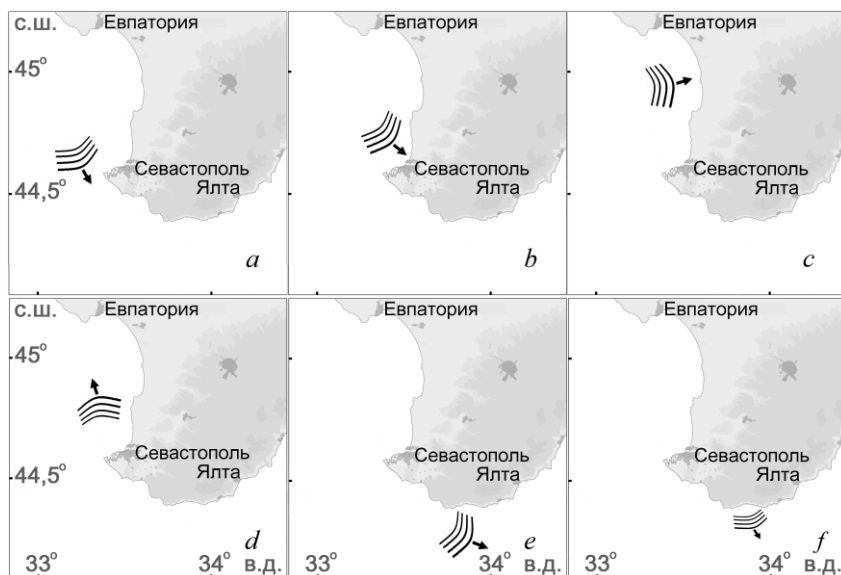


Р и с. 7. Схема проявлений внутренних волн, построенная по спутниковым данным. Пронумерованные линии – разрезы, рассматриваемые в численных экспериментах

Fig. 7. Diagram of the internal waves' manifestations constructed using the satellite data. Numbered lines are the sections considered in numerical experiments

Длины волн изменялись в диапазоне 0,05–1,14 км со средним значением 0,4 км и медианным значением, очень близким к среднему, 0,375 км. При этом наиболее четко выраженные волны имели длину 0,15–0,6 км. Самые длинные волны, около 1,1 км, наблюдались к северу от Севастополя до Евпатории вдоль 50-метровой изобаты (рис. 7). В некоторых случаях (99 из 129) на снимках отмечалась дисперсия волн, т. е. уменьшение длины волны в пределах одного цуга. Длина волны уменьшалась до 0,1–0,3 км. Большинство цугов имели трапециевидную форму с расширением в сторону распространения. Средняя ширина фронта 9,6 км при медианном значении 7,6 км и максимальном – 40 км.

Анализ наблюдений со спутников позволяет судить о двумерной пространственной структуре и частоте проявлений внутренних волн. Выявлено, что направления их распространения весьма разнообразны по отношению к береговой линии и бровке шельфа (рис. 8).



Р и с. 8. Схематические карты, показывающие направление распространения внутренних волн относительно береговой линии или кромки шельфа: почти параллельно береговой линии (*a, d, e*); к береговой линии (*b, c*); от береговой линии (*f*)

Fig. 8. Sketch maps showing direction of the internal waves' propagation relative to the coastline or the shelf edge: almost parallel to the coastline (*a, d, e*); towards the coastline (*b, c*); from the coastline (*f*)

На приведенных схематических картах отмечены внутренние волны, распространяющиеся: параллельно береговой линии и кромке шельфа (рис. 8, *a, d, e*); к береговой линии вблизи Севастополя (рис. 8, *b*) и г. Саки (рис. 8, *c*); от береговой линии (рис. 8, *f*). Типы направлений волн, показанные на рис. 8, *b, c*, являются преобладающими в анализируемый период.

Внутренние волны представляют собой гравитационные волны, которые распространяются вдоль границы раздела слоев воды различной плотности. Пикноклин, границы стратификации плотности которого являются первичным условием для существования внутренних волн, не во всех случаях определяет их параметры. Это связано с тем, что любая гидростатически стабильная стратификация плотности достаточна для поддержания внутренних волн [23]. Кроме основного существуют другие известные механизмы формирования интенсивных внутренних волн на шельфе Черного моря:

- генерация интрузией распресненных вод;
- генерация приходящими в прибрежную зону внутренними инерционными волнами и локальными фронтами сгонно-нагонного происхождения;
- генерация при прохождении по шельфу компактного субмезомасштабного вихря;
- генерация при прохождении в прибрежную зону внутренних боров;
- генерация атмосферным фронтом.

Чтобы отделить внутренние волны, вызванные указанными механизмами, от волн, обусловленных основным механизмом генерации, выполнено

сравнение значений параметров внутренних волн, полученных по модели и спутниковым данным.

Для интерпретации наблюдений сравним рассчитанные волновые свойства вертикальной компоненты скорости $W(z)$, описанной уравнением (4). Результаты моделирования, выполненного с использованием вычисленных значений $N(z)$ на выбранных разрезах, сравниваются с результатами, полученными при обработке спутниковой информации о поверхностных проявлениях внутренних волн (табл. 2). Сравнение проводится по данным моделирования, полученным на разрезах, проходящих вблизи обнаруженных цугов внутренних волн (рис. 7). Два значения соответствуют длинам первой и последней волны в цуге. Длины волн вблизи разреза 2 могут соответствовать теоретическим значениям второй моды внутренних волн, вблизи разреза 4 – значениям первой моды, вблизи разреза 5 – значениям первой или второй моды, вблизи разреза 18 – значениям третьей моды (табл. 2). Результаты проявлений внутренних волн на разрезе 10 не соответствуют низшим модам внутренних волн, что предполагает иные механизмы их формирования.

Отметим, что в 98 из 129 наблюдаемых случаев проявления внутренних волн отмечается увеличение длины волны с приближением к берегу. Это косвенно свидетельствует о двуслойной стратификации моря и о возможности применения дисперсионного соотношения из работы [24] для нашего случая, когда длина волны (сотни метров) велика только по сравнению с верхним слоем (десятки метров), но сопоставима по сравнению с нижним слоем (100–

150 м): $c_{\text{вн}} = \sqrt{\frac{g'h_1}{1 + kh_1 \text{cth}(kh_2)}}$, где h_1 – толщина верхнего слоя, h_2 – нижнего;

$g' = g\Delta\rho/\rho$. Этот результат позволит в дальнейшем по последовательным спутниковым снимкам получать фазовую скорость волн и вычислять глубину залегания максимума частоты Вайсяля – Брента, если известны модовая структура волн и характерный перепад плотности в выбранном районе.

Заключение

На основе данных спутникового зондирования и результатов аналитических расчетов определены основные пространственно-временные характеристики внутренних волн в шельфовой зоне Черного моря вблизи Крымского побережья. Высказанное предположение о причине генерации интенсивных внутренних волн, вызванной взаимодействием струи ОЧТ с кромкой шельфа, подтвердилось результатами численных расчетов вертикального распределения скорости волн трех первых мод. Проведенное математическое моделирование позволило получить теоретические оценки параметров внутренних волн в зависимости от сезона и конфигурации вдольберегового рельефа.

Сравнивая длины наблюдаемых и рассчитанных волн, можно сделать вывод, что в течение 2017 г. волны второй и третьей мод в зоне исследования наблюдались со спутника наиболее часто. Они распространялись на глубину до 1200 м и обычно наиболее интенсивно проявляли себя на расстоянии 20–30 км от берега в зависимости от ширины шельфа и вертикального профиля плотности воды. Самые длинные волны, около 1,1 км, наблюдались к северу от Севастополя до Евпатории вдоль 50-метровой изобаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Серебряный А. Н., Иванов В. А.* Исследования внутренних волн в Черном море с океанографической платформы МГИ // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2013. Т. 6, № 3. С. 34–45.
2. Acoustic tomography at shelf of the Black Sea / V. V. Goncharov [et al.] // *Acoustical Physics*. 2012. Vol. 58, iss. 5. P. 562–570. doi:10.1134/S1063771012030050
3. Subsatellite polygon for studying hydrophysical processes in the Black Sea shelf-slope zone / A. G. Zatsepin [et al.] // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2014. Vol. 50, no. 1. P. 13–25. doi:10.1134/S0001433813060157
4. *Иванов В. А., Серебряный А. Н.* Короткопериодные внутренние волны в прибрежной зоне бесприливного моря // *Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана*. 1985. Т. 21, № 6. С. 648–656.
5. Генерация интенсивных короткопериодных внутренних волн во фронтальной зоне прибрежного апвеллинга / В. И. Власенко [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 1997. № 3. С. 3–16.
6. *Kao T. W., Pao H. P., Park C.* Surface Intrusions, Fronts, and Internal Waves: A Numerical Study // *Journal of Geophysical Research*. 1978. Vol. 83, no. C9. P. 4641–4650. doi:10.1029/JC083iC09p04641
7. Space monitoring of pollution of the Russian sector of the Azov-Black Sea basin in 2008 / A. I. Bedritskii [et al.] // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2009. Vol. 34, iss. 3. P. 137–147. doi:10.3103/S1068373909030017
8. Surface Manifestations of Internal Waves Induced by a Subsurface Buoyant Jet (Experiment and Theory) / V. G. Bondur [et al.] // *The Ocean in Motion*. Springer International Publishing AG, 2018. P. 67–85. doi:10.1007/978-3-319-71934-4_8
9. *Bulatov V. V., Vladimirov Y. V.* Internal Gravity Waves in Horizontally Inhomogeneous Ocean // *The Ocean in Motion*. Springer International Publishing AG, 2018. P. 109–126. doi:10.1007/978-3-319-71934-4_10
10. Изучение гидродинамических процессов в шельфовой зоне на основе спутниковой информации и данных подспутниковых измерений / О. Ю. Лаврова [и др.] // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12, № 5. С. 98–129.
11. *Lavrova O., Mityagina M.* Satellite Survey of Internal Waves in the Black and Caspian Seas // *Remote Sensing*. 2017. Vol. 9, iss. 9. P. 892–918. doi:10.3390/rs9090892
12. *Dulov V. A., Yurovskaya M. V., Kozlov I. E.* Coastal Zone of Sevastopol on High Resolution Satellite Images // *Physical Oceanography*. 2015. No. 6. P. 39–54. doi:10.22449/1573-160X-2015-6-39-54
13. *Серебряный А. Н.* Сliko- и сулоеобразующие явления в море. Внутренние волны // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2012. Т. 9, № 2. С. 275–286.
14. *Федоров К. Н., Гинзбург А. И.* Явления на поверхности океана по визуальным наблюдениям // *Океанология*. 1986. Т. XXVI, вып. 1. С. 5–14.
15. Satellite Observations of Surface Manifestations of Internal Waves in the Caspian Sea / O. Yu. Lavrova [et al.] // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2011. Vol. 47, no. 9. P. 1119–1126. doi:10.1134/S000143381109009X
16. *Mityagina M. I., Lavrova O. Y., Karimova S. S.* Multi-sensor survey of seasonal variability in coastal eddy and internal wave signatures in the north-eastern Black Sea // *International Journal of Remote Sensing*. 2010. Vol. 31, no. 17–18. P. 4779–4790. doi:10.1080/01431161.2010.485151
17. *Lavrova O. Yu., Mityagina M. I., Sabinin K. D.* Study of internal wave generation and propagation features in non-tidal seas based on satellite synthetic aperture radar data // *Doklady Earth Sciences*. 2011. Vol. 436, iss. 1. P. 165–169. doi:10.1134/S1028334X11010272

18. *Yankovsky A. E., Zhang T.* Scattering of a Semidiurnal Barotropic Kelvin Wave into Internal Waves over Wide Continental Shelves // *Journal of Physical Oceanography*. 2017. Vol. 47. P. 2545–2562. doi:10.1175/JPO-D-16-0284.1
19. *Mysak L. A.* Recent Advances in Shelf Wave Dynamics // *Reviews of Geophysics and Space Physics*. 1980. Vol. 18, no. 1. P. 211–241. doi:10.1029/RG018i001p00211
20. *Белокопытов В. Н., Шокурова И. Г.* Оценки междесятилетней изменчивости температуры и солености в Черном море в период 1951–1995 гг. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2005. № 12. С. 12–21.
21. Информационные ресурсы банка океанографических данных ФГБУН МГИ для поддержки экологических исследований прибрежной зоны Черного моря / Е. В. Жук [и др.] // *Экология. Экономика. Информатика: Сборник статей в 2-х т. Т. 2: Геоинформационные технологии и космический мониторинг*. Вып. 1. Ростов-на-Дону : ЮНЦ РАН, 2016. С. 81–92.
22. *Fofonoff N. P., Millard R. C. Jr.* Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. UNESCO technical papers in marine science 44. UNESCO, 1983. 53 p. URL: <http://unesdoc.unesco.org/images/0005/000598/059832eb.pdf> (дата обращения: 15.09.2018).
23. *Garrett C., Munk W.* Internal Waves in the Ocean // *Annual Review of Fluid Mechanics*. 1979. Vol. 11. P. 339–369. doi:10.1146/annurev.fl.11.010179.002011
24. *Коняев К. В., Сабинин К. Д.* Волны внутри океана. СПб. : Гидрометеиздат, 1992. 272 с.

Об авторах:

Иванов Виталий Александрович, руководитель научного направления по прибрежным исследованиям, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), академик РАН, доктор физико-математических наук, профессор, **ResearcherID: I-7436-2013**, vaivanov@mhi-ras.ru

Шульга Татьяна Яковлевна, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0002-7873-6697**, **ResearcherID: P-9894-2015**, **SPIN-код: 2423-6440**, shulgaty@mail.ru

Багаев Андрей Владимирович, старший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4018-7642**, **ResearcherID: K-5373-2016**, **SPIN-код: 5426-7176**, a.bagaev1984@gmail.com

Медведева Алеся Викторовна, младший научный сотрудник, лаборатория инновационных методов и средств океанологических исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0001-7856-623X**, shift@mail.ua

Пластун Татьяна Владимировна, младший научный сотрудник, отдел океанографии, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **SPIN-код: 7165-6187**, ptv63@inbox.ru

Вержевская Людмила Владимировна, ведущий специалист, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0002-1547-7966**, **ResearcherID: R-4253-2018**, **SPIN-код: 7309-7879**, ludmyla.ver@mhi-ras.ru

Свищева Ирина Анатольевна, младший научный сотрудник, отдел гидрофизики шельфа, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **ORCID ID: 0000-0003-1501-3720**, **ResearcherID: M-4451-2018**, svishcheva.iryana@gmail.com