



Длинные волны на шельфе юго-западного побережья о. Сахалин

Д.П. Ковалев*, П.Д. Ковалев, В.С. Зарочинцев, К.В. Кириллов

*E-mail: d.kovalev@imgg.ru

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия

Резюме. Рассматриваются результаты изучения длинноволновых движений с периодами более 20 ч на шельфе юго-западного побережья о. Сахалин с использованием полученных в натуральных экспериментах временных серий колебаний уровня моря с дискретностью 1 с и продолжительностью от 4 до 6 мес. Спектральный анализ временных серий колебаний уровня моря для диапазона периодов от 8 до 200 ч выявил наличие длинноволновых процессов с периодами от 26.1 до 46.7 ч, которые значительно превышают инерционный период 16.48 ч. Численное моделирование шельфовых волн для экспоненциально выпуклых профилей морского дна, проведенное с использованием дисперсионного соотношения В.Т. Бухвальда и Дж.К. Адамса для волн континентального шельфа, показало, что обнаруженные волновые процессы с периодами от 31.2 ч до 46.7 ч являются шельфовыми волнами. Их амплитуды увеличиваются во время штормов; показана возможность передачи энергии от атмосферных возмущений шельфовым волнам, которые вносят вклад в формирование уровня моря, что подтверждает ранее сделанное предположение. Путем расчета разности фаз шельфовых волн на расстоянии 12.4 км между Невельском и Горнозаводском, наблюдаемых и определенных по теоретической модели, установлено, что вторая мода шельфовой волны с частотой 0.152 цикл/ч близка к теоретической. Регистрируемая в Ильинском и Горнозаводске волна с периодом 26.1 ч при расстоянии между пунктами 173.6 км не может быть шельфовой, а является волной Кельвина. Это подтверждено рассчитанной дисперсионной диаграммой, согласно которой длина волны около 689 км хорошо соответствует разности фаз для расстояния Ильинский–Горнозаводск. Установлено, что шельфовые волны, одним из механизмов генерации которых является напряжение ветра вдоль берега, имеют разные амплитуды в летнее и зимнее время, что обусловлено сезонным направлением вдольберегового ветра. В летний период направления распространения шельфовых волн и ветра противоположны, что ослабляет шельфовые волны.

Ключевые слова: длинные и шельфовые волны, волна Кельвина, спектральный анализ, моделирование, дисперсионная диаграмма

Long waves on the shelf of the southwest coast of Sakhalin Island

Dmitry P. Kovalev*, Peter D. Kovalev, Vitalij S. Zarochintsev, Konstantin V. Kirillov

*E-mail: d.kovalev@imgg.ru

Institute of Marine Geology and Geophysics, FEB RAS, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia

Abstract. The results of the study of long-wave motions with periods of more than 20 hours on the shelf of the southwest coast of Sakhalin Island using the time series of sea level fluctuations obtained in full-scale experiments with a discreteness of 1 s and a duration of 4 to 6 months are considered. Spectral analysis of the time series of sea level fluctuations for the period range from 8 to 200 hours revealed the presence of long-wave processes with periods from 26.1 to 46.7 hours, which significantly exceed the inertial period of 16.48 hours. Numerical modeling of shelf waves for exponentially convex profiles of the seabed, carried out using the dispersion relation of V.T. Buchwald and J. K. Adams for waves of the continental shelf, showed that the detected wave processes with periods from 31.2 h to 46.7 h are shelf waves. Their amplitudes increase during storms. The possibility of energy transferring from atmospheric disturbances to shelf waves, which contribute to the formation of sea level, is shown, that confirms the earlier made assumption. Using the calculation of the phase difference of the observed shelf waves at a distance of 12.4 km between Nevelsk and Gornozavodsk and determined by means of the theoretical model, it is shown that the second mode of the shelf wave with a frequency of 0.152 cycle/h is close to the theoretical one. It is shown for the wave with a period of 26.1 h recorded in Ilyinsky and Gornozavodsk for the distance between the points of 173.6 km, that this wave cannot be a shelf wave,

but it is a Kelvin wave. This is confirmed by the calculated dispersion diagram, according to which the wavelength of about 689 km corresponds well to the phase difference for the distance Ilyinsky – Gornozavodsk. It is found that shelf waves, one of the generation mechanisms of which is the wind tension along the coast, have the different amplitudes in summer and winter, that is due to the seasonal direction of the offshore wind. In summer, the directions of shelf wave propagation and wind are opposite, which weakens the shelf waves.

Keywords: long and shelf waves, Kelvin wave, spectral analysis, modeling, dispersion diagram

Для цитирования: Ковалев Д.П., Ковалев П.Д., Зарочинцев В.С., Кириллов К.В. Длинные волны на шельфе юго-западного побережья о. Сахалин. *Геосистемы переходных зон*, 2023, т. 7, № 2, с. 160–174. <https://doi.org/10.30730/gtrz.2023.7.2.160-174>; <https://www.elibrary.ru/evpvwr>

For citation: Kovalev D.P., Kovalev P.D., Zarochintsev V.S., Kirillov K.V. Long waves on the shelf of the southwest coast of Sakhalin Island. *Geosistemy perexodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2023, vol. 7, no. 2, pp. 160–174. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtrz.2023.7.2.160-174>; <https://www.elibrary.ru/evpvwr>

Введение

Волны, результаты изучения которых рассматриваются здесь для конкретного шельфа, являются низкочастотными, длиннопериодными. Такие волны были обнаружены в некоторых районах континентального шельфа и склонов около 50 лет назад [1]. Сам термин «длинные волны» относится к волновым процессам, для которых горизонтальные масштабы значительно превышают глубину моря, и связан с приближением в гидростатике, согласно которому в уравнениях движения можно пренебречь вертикальными ускорениями [2]. При этом изменения глубины и влияние вращения Земли приводят к захвату в прибрежной (пограничной) зоне волновой энергии и образованию волновода, в котором волны распространяются на большие расстояния без существенной потери энергии.

При удалении от берега с изменением топографии и иных параметров среды происходит трансформация волнового поля с модификацией длинных волн, появляются такие пограничные волновые процессы, как поверхностные волны Кельвина, краевые и шельфовые волны и другие [3, 4]. Поэтому перечисленные волны относят к топографическим волнам.

Обычно считается, что эти прибрежные захваченные волны генерируются напряжением ветра вдоль берега [5], но, по мнению авторов статей [6, 7], возможны другие механизмы воздействия, такие как топографические неровности, приливы, устья рек. При этом наклонный шельф формирует волновод для этих субинерционных колебаний, и их фазы распространяются вдоль побережья справа

в Северном полушарии и слева в Южном полушарии [8], сохраняя таким образом потенциальную завихренность [9].

Одним из видов топографических волн, распространяющихся в зоне шельфа – континентального склона, являются континентальные шельфовые волны. Они вносят относительно слабый вклад в колебания уровня моря, но порождают сильные течения [10, 11]. Этот факт использован Д. Картрайтом [10] для объяснения значительных суточных приливных течений на шельфе Гебридских островов (Северная Атлантика), где при малых суточных колебаниях уровня фазовые соотношения суточных течений по измерениям на разных станциях хорошо соответствовали первой моде шельфовых волн. Следует отметить, что шельфовые волны вносят значительный вклад в формирование синоптических колебаний уровня океана и прибрежных течений, топографических вихрей, в перенос осадочного материала и др. [3, 12].

Экспериментальное изучение шельфовых волн представляет определенные трудности, связанные с большой длиной волны, значительно превышающей расстояние между пунктами наблюдения, и другими свойствами (например, периодом, скоростью фазы и т.д.), которые изменяются на относительно коротких расстояниях в результате изменения ширины шельфа, батиметрии, стратификации и трения дна [7]. Из-за этих трудностей первые теоретические попытки описать шельфовые волны аналитически, используя волновое уравнение первого порядка, завершились разработкой в 1970-х годах простейшей баротропной модели в длинноволновом приближении [5, 13], расширенной за счет включения стратификации [14], перемен-

ной батиметрии [15] и придонного трения [16].

Другой вид топографических волн – волна Кельвина. Это единственный вид пограничных волн, который существует на частотах выше и ниже инерционной. Амплитуда волны Кельвина экспоненциально затухает в сторону открытого океана. В области низких частот, ниже инерционной, вращение Земли является определяющим, а с увеличением частоты большее влияние оказывает топография шельфа и волна Кельвина переходит в нулевую моду краевых волн. Впервые эта волна была описана лордом Кельвином в работе [17]. Волна Кельвина играет важную роль в формировании океанских приливов [18, 19, 20].

Авторами настоящей работы при анализе временных рядов колебаний уровня моря, полученных в береговой зоне юго-западного побережья о. Сахалин, были обнаружены волновые процессы с периодами большими, чем инерционный период для акватории вблизи Горнозаводска, равный 16.48 ч. И поскольку, как показано в работе [21], шельфовые волны существуют на частотах ниже инерционной частоты, то обнаруженные волновые процессы могут быть отнесены к шельфовым волнам. К тому же западный шельф о. Сахалин достаточно протяженный – от южной оконечности

острова до прол. Невельского около 660 км, и здесь возможна генерация шельфовых волн. Поэтому представляет интерес провести анализ обнаруженных волновых процессов для конкретного района побережья, определить направление и скорость распространения и выяснить, коррелируют ли они с ветрами или приливными волнами, согласуются ли они со скоростями, рассчитанными по теории шельфовых волн.

Наблюдения

Результаты изучения топографических волн, описанные в настоящей статье, получены с использованием автономных измерителей уровня моря АРВ–К14, которые устанавливались на морское дно на срок от 4 до 6 мес. и осуществляли регистрацию волнения с секундной дискретностью. Приборы используют высокоточный кварцевый датчик давления с разрешающей способностью $\pm 0.0008\%$ от верхнего предела измерения с основной приведенной погрешностью $\pm 0.06\%$. Память прибора рассчитана на непрерывную запись данных длительностью до одного года. Приборы изготавливаются ООО «СКТБ ЭлПА» в г. Углич и успешно используются на протяжении более 10 лет.

На рис. 1 показана карта района исследования и населенные пункты, вблизи которых

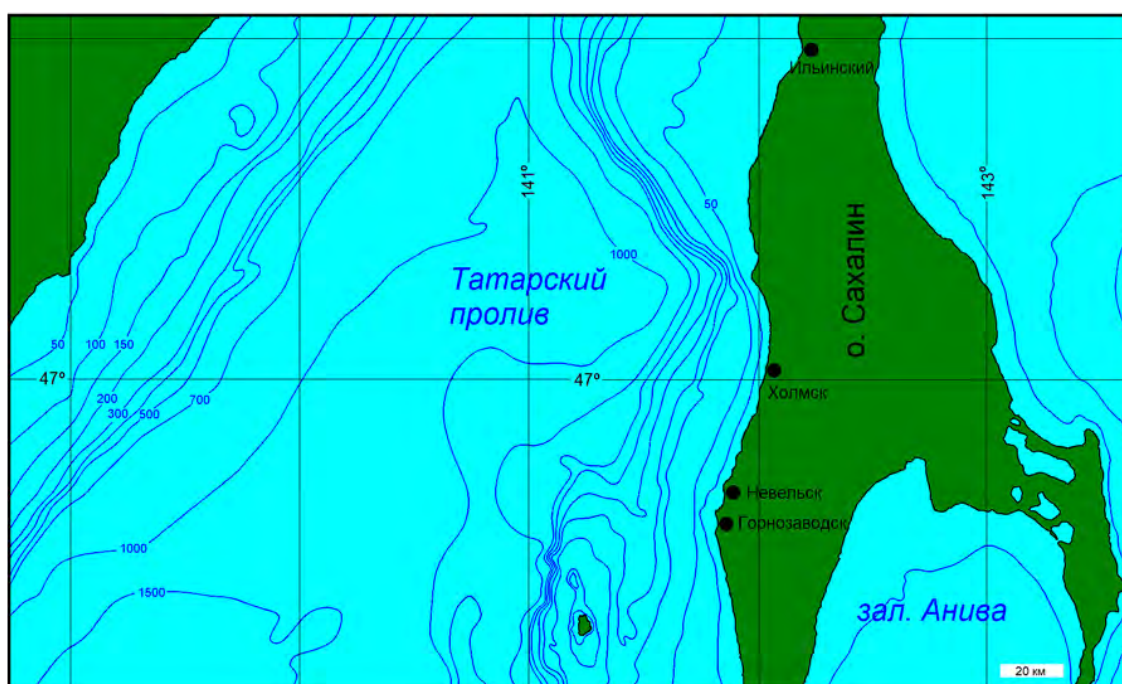


Рис. 1. Карта района исследований.

Fig. 1. Map of the research area.

в акваториях были установлены измерители волнения. Береговая линия о. Сахалин от Горнозаводска до Холмска достаточно прямая, но содержит устья небольших рек. От Холмска до Ильинского береговая линия имеет плавный изгиб с одним значительным выступом – мысом Слепиковского, выступающим в море примерно на 4 км. Батиметрическая картина Татарского пролива в районе исследований достаточно сложная. И если от Горнозаводска до мыса Слепиковского изобаты до 500 м глубины идут почти параллельно берегу, то севернее мыса они существенно отклоняются в море. Эта особенность акватории позволяет рассмотреть, как изменяются параметры длинных волн в исследуемом районе для разных пунктов наблюдения.

Континентальный склон в рассматриваемой акватории достаточно пологий, с экспоненциально выпуклым профилем дна, с уменьшением ширины шельфа в направлении от Горнозаводска к Холмску и последующим значительным расширением к пос. Ильинский. На рис. 2. приведены профили морского дна для акваторий около этих пунктов. Отметим, что максимальная глубина Татарского

пролива в рассматриваемой акватории около 1000 м.

На рис. 3 приведены графики временного хода колебаний уровня моря для акваторий пунктов наблюдения. Длительность временных серий составляла от 4 до 6 мес. при дискретности измерений 1 с. Из этих рядов с помощью алгоритма, предложенного А.Б. Рабиновичем в программе Кута [22, 23], вычтен предвычисленный прилив. Это сделано для устранения из временных рядов приливных гармоник, которые, обладая большой энергией, могут «закрывать» в графиках спектральных плотностей пики других длинных волн. Также отметим, что для анализа в настоящей работе использовались еще два временных ряда, зарегистрированные в тех же пунктах наблюдения, но полученные в другое время: в Горнозаводске с июня по сентябрь 2008 г. и в Невельске с ноября 2007 по апрель 2008 г.

Анализ временных серий

Полученные временные серии были подвергнуты спектральному анализу с использованием программы Кута [22, 23], разработанной специально для анализа временных рядов колебаний уровня моря и температуры воды большой длительности и объема. Для диапазона периодов 10–200 ч. были вычислены спектральные плотности колебаний уровня по временным сериям с вычтенным предвычисленным приливом (рис. 4).

На рис. 4 на кривых спектральных плотностей колебаний уровня моря, рассчитанных по всей длине временных рядов, хорошо выделяются пики на периодах более 20 ч. Эти пики не могут быть обусловлены приливными гармониками, поскольку приливные гармоники были вычтены. Также видно, что периоды пиков для различных пунктов наблюдения разные. Например, для Горнозавод-

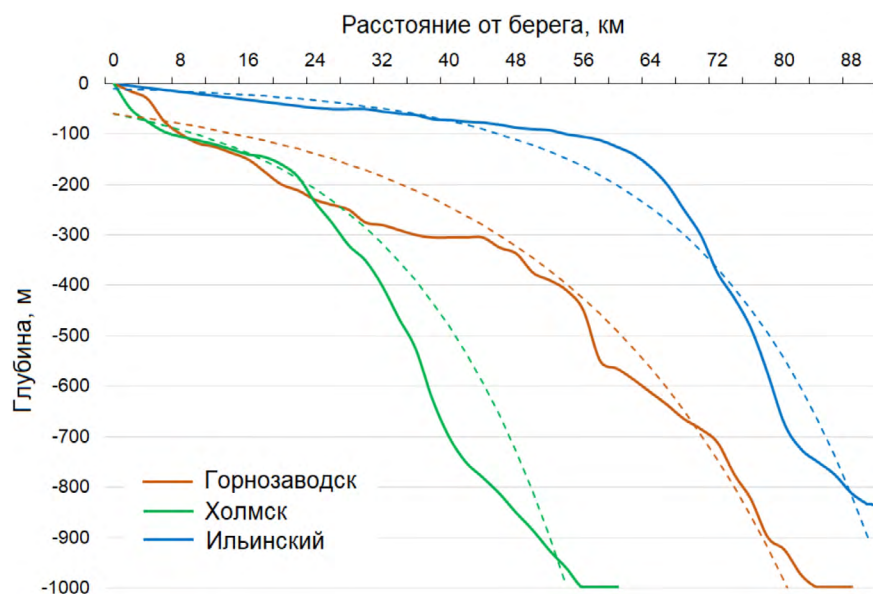


Рис. 2. Профили дна в районах населенных пунктов западного побережья о. Сахалин. Пунктирными линиями показаны аппроксимации профилей. Аппроксимации: для Ильинского $H = -10 \exp(0.05x)$, Горнозаводска $H = -60 \exp(0.035x)$, Холмска $H = -60 \exp(0.052x)$. Здесь H – глубина моря, x – расстояние от берега.

Fig. 2. Bottom profiles in the areas of settlements on the west coast of Sakhalin Island. The dotted lines show the approximations of the profiles. Approximations: for Ilyinsky $H = -10 \exp(0.05x)$, Gornozavodsk $H = -60 \exp(0.035x)$, Kholmok $H = -60 \exp(0.052x)$. Here H is the depth of the sea, x is the distance from the shore.

ска 2009 г. значимые пики находятся на периодах 31.2 ч ($\omega = 0.201$ цикл·ч⁻¹) и 41.3 ч ($\omega = 0.152$ цикл·ч⁻¹), а для Невельска 2009 г. на периодах 31.7 ч ($\omega = 0.198$ цикл·ч⁻¹) и 40.3 ч ($\omega = 0.156$ цикл·ч⁻¹). Для Холмска периоды пиков 32.1 ч ($\omega = 0.196$ цикл·ч⁻¹) и 44.1 ч ($\omega = 0.142$ цикл·ч⁻¹), т.е. разница по сравнению с Горнозаводском еще больше. В то же время еще один значимый пик в спектральных плотностях для Ильинского располагается на периоде 26.1 ч ($\omega = 0.240$ цикл·ч⁻¹). При этом, как показало сравнение этого периода с периодами возможных приливных гармоник [24], данный волновой процесс не является приливным.

Присутствие большого числа спектральных пиков побудило авторов провести анализ

волновых процессов в диапазоне периодов от инерционной частоты до 60 ч более подробно. С этой целью для разных пунктов наблюдения юго-западного побережья о. Сахалин по временным рядам с вычтенным предвычисленным приливом были рассчитаны спектрограммы, приведенные на рис. 5. При этом похожие спектрограммы для соседних пунктов не включены в рисунок.

Хорошо видно, что для периодов около 30 и 40 ч пики энергии присутствуют не в течение всего времени наблюдения. Так, в Орлово эти волны возбуждаются в августе, а в Ильинском, расположенном примерно на 100 км южнее, в августе–сентябре. Отметим, что, согласно спутниковым данным [25], в северной части

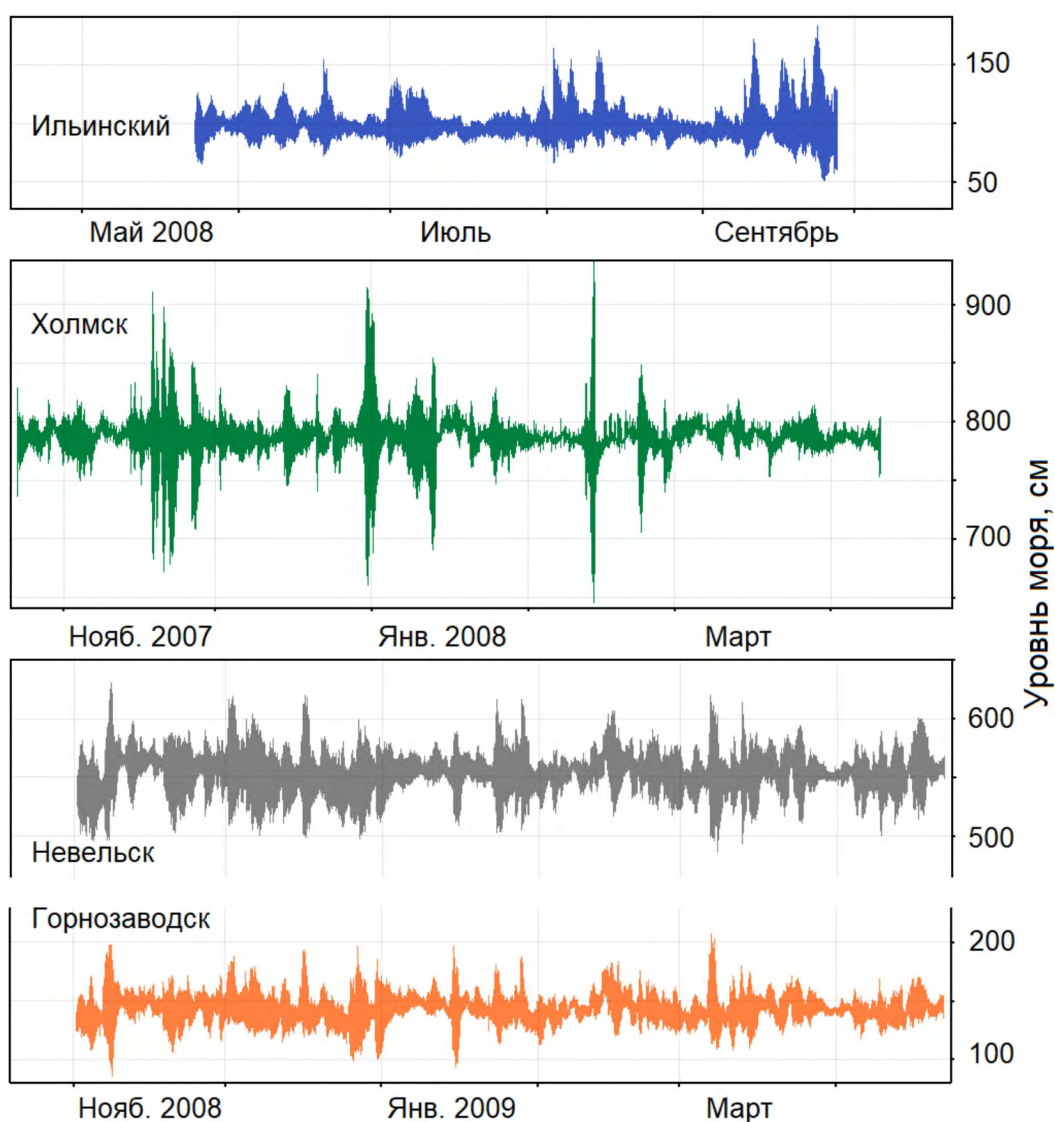


Рис. 3. Колебания уровня моря в акваториях пунктов наблюдений. Вычтен предвычисленный прилив.

Fig. 3. Sea level fluctuations in the observation points water areas. The precalculated tide is subtracted.

Японского моря в августе наблюдается максимальный прогрев морской воды.

К сожалению, длина временных рядов для первых двух пунктов наблюдения не позволяет проследить генерацию длинных волн с рассматриваемыми периодами в течение года, а для Горнозаводска такой анализ выполнен ниже. В то же время по полугодовой серии в порту Холмск, включающей зимний период времени, видно, что тенденция генерации волн непостоянна, а в определенные промежутки времени сохраняется продолжительное время. И при этом для некоторых ситуаций наблюдается плавный переход от одного периода к другому. Например, в порту Холмск волны с периодом около 47.5 ч начиная с 11.12.2007 изменяют период до 43 ч 19.12.2007 и далее еще более плавно до периода 40.6 ч. И уменьшение периода волн с декабря по первую декаду марта соответствует времени, когда в районе Холмска наблюдается самая высокая концентрация льда и понижение температуры морской воды [25]. Аналогичное плавное изменение периодов генерируемых волн наблюдается в Горнозаводске для периодов волн около 40 ч в августе.

Обнаруженные особенности генерации длинных волн позволяют заключить, что их возбуждение происходит не постоянно, а только в некоторые продолжительные периоды времени и в зависимости от температуры морской воды в конкретных районах наблюдения. При этом возможно медленное изменение периодов длинных волн. Данные особенности не проявляются на графиках спектральной плотности, приведенных на рис. 4, поскольку они рассчитаны по всей длине временных рядов.

Также, как следует из анализа спектрограмм (рис. 5), возможна одновременная генерация длинных волн с разными периодами в анализируемом диапазоне, в том числе и на близких периодах. Так, на рис. 5 видно, что в феврале в акватории вблизи Холмска наблюдались волны с периодами 30.0, 31.5, 33.7, 36.0 ч. В это же время, в феврале 2008 г., как следует из рис. 5, наблюдались суточные и полусуточные приливные гармоники M_1 и M_2 с повышенной энергией. А выполненный кросс-спектральный анализ синхронных колебаний температуры и уровня моря для временных рядов Холмска показал значение передаточной функции больше единицы для периодов около 31 и 34 ч

с середины января до первой декады февраля. И можно предположить, что приливные гармоники наряду с температурой воды способствуют возбуждению длинных волн. Заметим, что сделанные нами предположения и выводы согласуются с мнением авторов статей [6, 7] о возможном влиянии на механизмы генерации длинных волн таких факторов, как топографические неровности, приливы, устья рек.

Модель

Поскольку диапазон периодов длиннее инерционной частоты относится к диапазону шельфовых волн, был осуществлен анализ

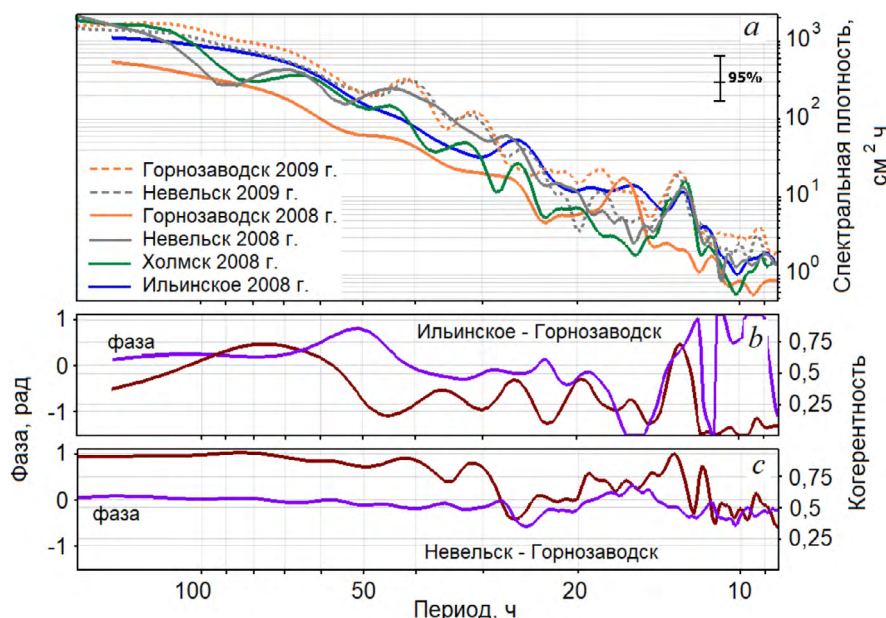


Рис. 4. Спектральные плотности колебаний уровня моря (а), рассчитанные по всей длине временных рядов с вычтенным предвычисленным приливом, когерентность и фаза для пунктов Ильинский – Горнозаводск (b) и Невельск – Горнозаводск (c).

Fig. 4. Spectral densities of sea level fluctuations (a) calculated over the entire length of time series with subtracted precalculated tide, coherence and phase for Ilyinsky – Gornozavodsk (b) and Nevelsk – Gornozavodsk (c).

возможности существования шельфовых волн, выполненный, как и в ранее опубликованных нами статьях [26 и др.], с использованием модели и дисперсионного соотношения для волн континентального шельфа [5]. При этом для Невельска и Горнозаводска, поскольку периоды волн в них различаются незначительно, в расчетах использовалась широта установки прибора в Горнозаводске (около 46.58°). Для Холмска учитывалась широта 47.11° , для

Ильинского – 47.99° . Инерционные частоты вычислены по известной формуле $f = 2\Omega \sin\varphi$, где φ – широта, $\Omega = 7.2921 \cdot 10^{-5}$ цикл/с – круговая частота вращения Земли. Значение функции $\sin\varphi$ равно 0.726, 0.733 и 0.743 для Горнозаводска, Холмска и Ильинского соответственно. Тогда инерционные частоты для пунктов наблюдений равны 0.381, 0.384 и 0.390 цикл/ч, а периоды инерционных колебаний 16.48, 16.35 и 16.09 ч соответственно. Исходя из того, что

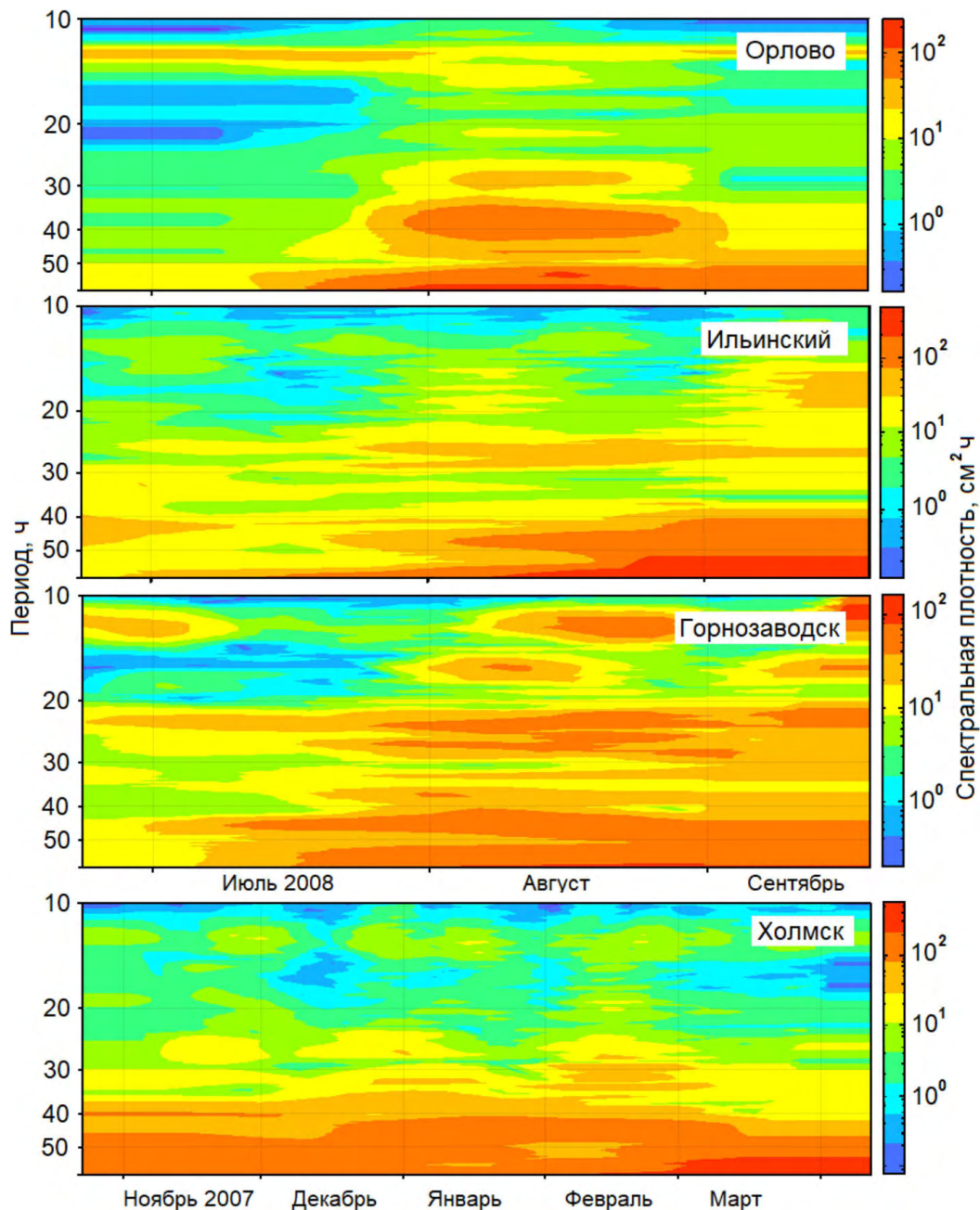


Рис.5. Спектрограммы для четырех пунктов наблюдения юго-западного побережья о. Сахалин.
Fig. 5. Spectrograms for four observation points of the southwest coast of Sakhalin Island.

шельфовые волны существуют на частотах ниже инерционной частоты $\omega < f$ [21], обнаруженные волновые процессы, видимо, можно отнести к шельфовым волнам.

С учетом вычисленных значений инерционных частот было проведено численное моделирование с использованием соответствующих пунктам наблюдений аппроксимаций профиля морского дна. Дисперсионное соотношение для волн континентального шельфа было получено В.Т. Бухвальдом и Дж.К. Адамсом [5] для экспоненциального профиля морского дна на шельфе:

$$H(x) = \begin{cases} H_1 e^{-2bx} & 0 \leq x < L \\ H_2 L & L \leq x < \infty \end{cases}, \quad (1)$$

где x – морская координата, и предполагается, что $H_1 e^{-2bL} = H_2$, так что $H(x)$ непрерывна при $x = L$.

Позднее П.Г. Лебломом и Л.А. Майском [4], а также А.Е. Гиллом [27] были сделаны обобщения теории. Ими рассматривается модель океана с жесткой верхней границей в предположении, что движения бездивергентны в горизонтальной плоскости, и вводится функция потока $\psi(x, y, t)$, которую можно представить через скорости u и v как $Hu = -\psi_x$ и $Hv = \psi_y$. Тогда, полагая, что $f = \text{const}$ и $H = H(x)$, уравнение для топографических планетарных волн ψ имеет вид [4, 5]

$$\psi(x, y, t) = \Phi(x) \exp[i(ky - \omega t)], \quad (2)$$

а уравнение баротропных движений при изменяющейся глубине будет иметь вид [4, 5]

$$\frac{d^2 \Phi}{dx^2} - 2b \frac{d\Phi}{dx} - \left(\frac{2bfk}{\omega} + k^2 \right) \Phi = 0. \quad (3)$$

Не приводя промежуточных преобразований, сделанных в указанных работах, запишем решение уравнения (3) для мелководного шельфа:

$$\Phi(x) = A e^{b(x-L)} \sin mx, \quad (4)$$

где A – произвольная константа. При этом дисперсионное соотношение $\omega = \omega(k)$ неявно задается двумя уравнениями [4]:

$$m^2 + k^2 + b^2 + 2bkf\omega^{-1} = 0 \quad (5a)$$

и

$$\text{tgm}L + \frac{m}{b + |k|} = 0. \quad (5b)$$

В уравнениях (5a и 5b) f – параметр Кориолиса, определенный как положительный в северном полушарии и отрицательный в южном, k – волновое число, ω – частота волны, $m \approx f/(gH)^{1/2}$ [28]. С использованием экспоненциальной аппроксимации профиля дна (1) и уравнений (5), связывающих величины ω ,

k и m , были рассчитаны дисперсионные диаграммы шельфовых волн $\omega/f = \omega(k/b)$ для четырех мод шельфовых волн и пунктов наблюдения Горнозаводск и Холмск (рис. 6).

Рассчитанные дисперсионные диаграммы (рис. 6) показывают, что для длинных волн, обнаруженных по натурным данным, для Горнозаводска с периодами 31.2 ч ($\omega = 0.201$ цикл·ч⁻¹) и 41.3 ч ($\omega = 0.152$ цикл·ч⁻¹) и для Холмска с периодами 32.1 ч ($\omega = 0.196$ цикл·ч⁻¹) и 44.1 ч ($\omega = 0.142$ цикл·ч⁻¹) возможно существование

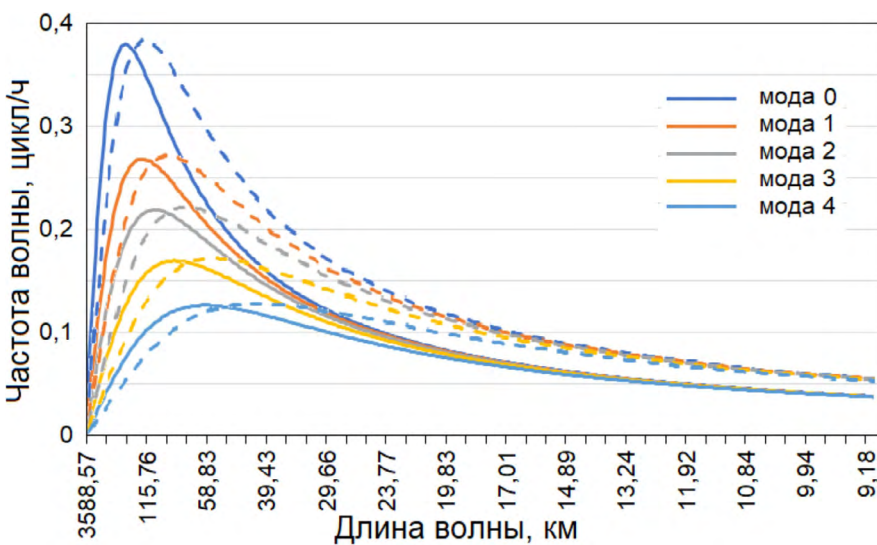


Рис. 6. Дисперсионные диаграммы для шельфовых волн в районе Горнозаводска (сплошные кривые) и Холмска (пунктирные кривые).

Fig. 6. Dispersion diagrams for shelf waves in the area of Gornozavodsk (solid curves) and Kholmsk (dotted curves).

шельфовых волн. Для акватории вблизи Невельска также возможно существование шельфовых волн на периодах обнаруженных пиков (рис. 4), но рассчитанная для этого случая дисперсионная диаграмма мало отличается от диаграммы для Горнозаводска и поэтому на рис. 6 не приведена.

Как видно из рисунков 1 и 6, сужение шельфа в районе Холмска по сравнению с районом Горнозаводска обуславливает более короткую шельфовую волну. При этом большее влияние на длину шельфовой волны оказывает крутизна шельфа, представленная через показатель степени b в уравнении аппроксимации шельфа (1). Увеличение b в 1.48 раза (для шельфа Холмска по сравнению с шельфом Горнозаводска) уменьшает длину шельфовой волны в 1.44 раза. Проверить степень влияния изменения инерционной частоты на изменение длины шельфовой волны не представляется возможным, поскольку изменение инерционной частоты в Холмске по сравнению с Горнозаводском всего 0.7 %, а изменение длины волны в рамках погрешности ее определения.

Шельфовые волны, как считают в [4], захватываются вдоль шельфа и распространяются в виде последовательности горизонтальных вихрей с переменным знаком, и они могут быть как баротропными, так и бароклинными. Такие шельфовые волны, представленные в виде вихрей, в результате взаимодействия с островами, прибрежными течениями и благодаря бароклининой неустойчивости, рассмотренной в [29], могут порождать более коротковолновые процессы, которые обычно наблюдаются в графиках спектральной плотности.

Вопрос о разных периодах шельфовой волны в разных пунктах наблюдения пока остается открытым и требует дополнительных исследований. Причин для существования таких волн с разными периодами может быть несколько. Возможно, что сгенерированная где-то шельфовая волна, распространяясь вдоль побережья, регистрируется не всеми приборами. Некоторые из них могут располагаться в углублениях дна и, поскольку шельфовые волны проявляются больше в течениях, прибор не может зафиксировать очень малые изменения в уровне моря.

Обсуждение

В рамках проводимого исследования топографических волн была выполнена проверка предположения, сделанного Б.В. Хамоном [30], о том, что постоянно существующие на восточном побережье Австралии движущиеся континентальные шельфовые волны могут подпитываться колебаниями атмосферного давления и в свою очередь вносить вклад в формирование уровня моря. Сделать заключение по этому предположению Хамон не смог из-за, как он сам считал, коротких временных серий.

Нами оценивалось совпадение во времени зарегистрированных максимумов подъемов уровня моря с максимумами шельфовых волн при длине рядов около 6 мес. (на рис. 7 приведен укороченный ряд, которого в данном случае достаточно для интерпретации). В случае совпадения максимумов можно заключить о теоретической возможности шельфовых волн вносить вклад в подъемы уровня моря. С использованием зарегистрированной прибором около Горнозаводска временной серии и узкополосной цифровой фильтрации с шириной полосы пропускания $\pm 10\%$ от несущей были вычислены колебания уровня для периодов 31.2 ч (рис. 7 а) и 41.3 ч. Однако сравнивать совпадение максимумов периодов такого модельного ряда с максимумами уровня наблюдаемой временной серии (рис. 7 б), как видно из рисунка, затруднительно. Поэтому рис. 7 б снабжен вспомогательным графиком сгенерированного ряда синусоидальной волны с обнаруженным периодом 31.2 ч по формуле $x(t) = 2110 + 20 \sin((2\pi/T)t + \varphi_0)$, где T – период шельфовых волн, φ_0 – начальная фаза.

Сравнение синусоиды с периодом 31.2 ч и исходного ряда колебаний уровня моря в Горнозаводске с вычтенным предвычисленным приливом показывает синхронизацию почти всех пиков подъема уровня выше 148 см с максимумами шельфовых волн. Поэтому можно заключить, что движущиеся континентальные шельфовые волны могут, сами подпитываясь колебаниями атмосферного давления, вносить вклад в подъем уровня моря. Заметим, что максимумы волны с периодом 41.3 ч совпадали с максимумами уровня гораздо реже.

Из сравнения рассчитанной временной серии колебаний уровня с периодом 31.2 ч. (рис. 7 а) и исходной временной серии колебаний уровня моря в Горнозаводске (рис. 7 с) хорошо видно, что повышение энергии шельфовых волн по времени связано с наличием штормов, о чем можно судить по усилению ветрового волнения (рис. 7 с). Это подтверждает предположение Хамона о подпитке шельфовых волн колебаниями атмосферного давления, о чем можно судить по увеличению амплитуд ветровых волн.

Относительно волн, регистрируемых в Невельске и Горнозаводске, периоды пиков в спектральных плотностях колебаний уровня моря для длин шельфовых волн, определенных теоретически, соответствуют обнаруженным периодам пиков в спектральных плотностях, рассчитанных по натурным данным, с учетом разности фаз этих волн между этими

пунктами, равной -0.22 рад (рис. 4 с). Расстояние между этими пунктами наблюдения около 12.4 км. Для зимнего периода и второй моды шельфовой волны с частотой 0.152 цикл/ч длина волны составляет 475 км и разность фаз соответствует 16.6 км. Учитывая погрешности в определении периода, а также использование в расчетах простой модели шельфовых волн, можно заключить, что наблюдаемая волна близка к теоретической.

Аналогичный вышеприведенному расчет в предположении для волны, регистрируемой в Ильинском и Горнозаводске, с периодом 26.1 ч при расстоянии между пунктами наблюдения 173.6 км и разности фаз -0.17 рад (рис. 4 б), показал, что соответствующее этой разности фаз расстояние между пунктами наблюдения значительно отличается от реального расстояния между пунктами. Это означает, что наблюдаемая волна не является шельфо-

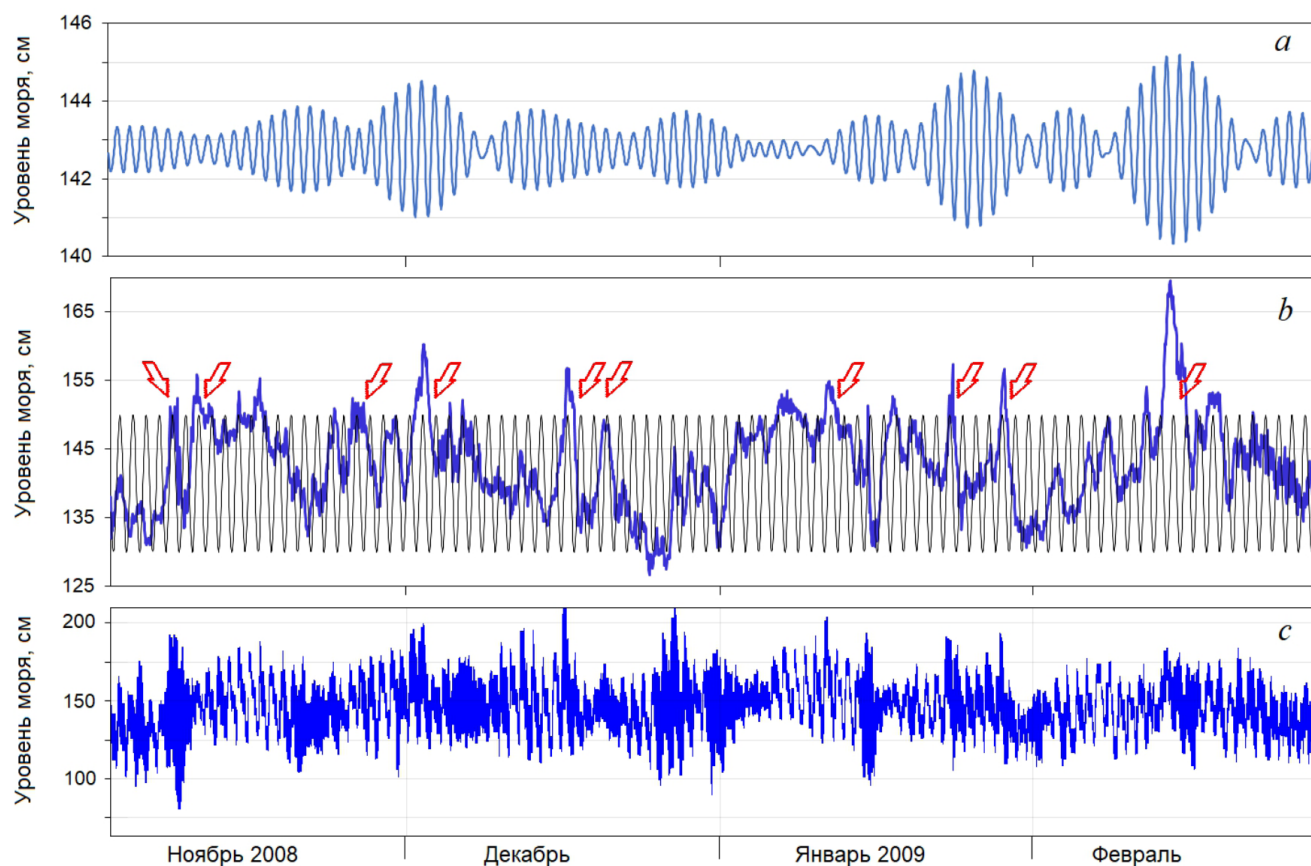


Рис. 7. Исходный временной ряд, зарегистрированный около Горнозаводска и подвергнутый узкополосной цифровой фильтрации с полосой пропускания $31.2 \text{ ч} \pm 10 \%$ (а); сгенерированная синусоида с периодом 31.2 ч, наложенная на исходный ряд колебаний уровня моря в Горнозаводске с вычтенным предвычисленным приливом (б); исходная временная серия с приливом (с).

Fig. 7. The initial time series registered near Gornozavodsk and subjected to narrow-band digital filtering with a bandwidth of $31.2 \text{ h} \pm 10 \%$ (a); the generated sinusoid with a period of 31.2 h superimposed on the initial series of sea level fluctuations in Gornozavodsk, with the precalculated tide subtracted (b); the initial time series with the tide (c).

вой. Поэтому предположили, что наблюдаемая волна является волной Кельвина. Расчет ее длины был выполнен с использованием дисперсионного соотношения, приведенного в работах [2, 31]:

$$\omega = k(gH)^{1/2}. \quad (6)$$

Вычисленная с использованием (6) длина волны равняется 689 км, и для разности фаз -0.16 рад соответствующее расстояние между пунктами наблюдения равно 175.4 км. Эта величина близка к реальному расстоянию между Ильинским и Горнозаводском, а значит, выделяющийся в спектральной плотности колебаний уровня моря пик с периодом 26.1 ч соответствует волне Кельвина. На рис. 6. дисперсионная кривая не показана, поскольку она для этого диапазона частот волн практически сливается с вертикальной осью.

Волна Кельвина, как показывают результаты исследований, представленных в работах [18, 19, 20, 32] и других, играет важную роль в формировании океанских приливов. Для рассматриваемого периода 26.1 ч волны Кельвина, как показывает сравнительный анализ, су-

ществуют ближайшие приливные гармоники [24] с периодами 25.8 ч (MK_1) и 26.7 ч (p_1). Период первой гармоники отличается от наблюдаемого периода волны Кельвина всего на 2 %, и, учитывая, что точность определения периода по данным наблюдений примерно такая же, можно предположить о вкладе волны Кельвина с периодом 26.1 ч в приливную мелководную гармонику MK_1 . Однако это исследование выходит за рамки настоящей статьи.

При анализе спектров плотности колебаний уровня моря (рис. 4) было замечено, что для одного и того же пункта наблюдения периоды пиков шельфовых волн разные для разных сезонов наблюдения. Так, в летний период в Невельске и Горнозаводске (рис. 4, штриховые линии) пики на спектральных плотностях имеют меньшую величину, чем для зимнего периода. Кроме того, значения периодов летом больше, чем зимой. Например, в Горнозаводске максимум для летнего сезона располагается на периоде 44.6 ч, а второй максимум вообще еле проявляется. Такая же ситуация – разные частоты волновых процессов летом и зимой – отмечена в работе [33].

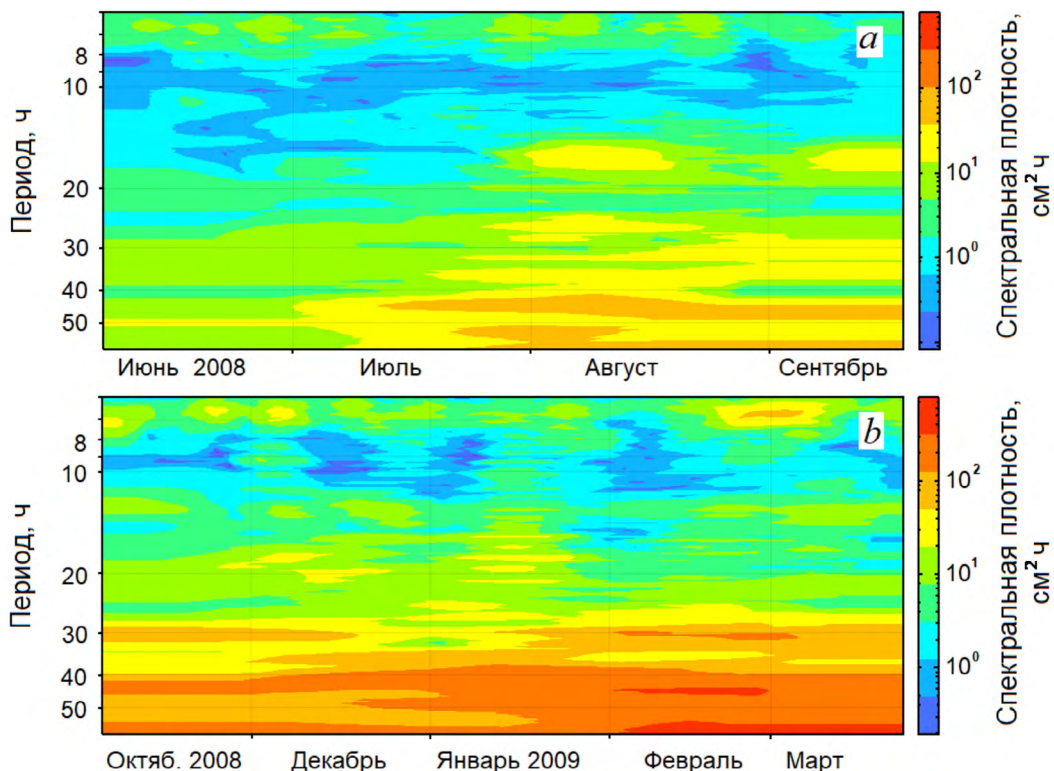


Рис. 8. Спектральные плотности колебаний уровня моря для Горнозаводска с июня по сентябрь (а) и с октября по март (б).
Fig. 8. Spectral densities of sea level fluctuations for Gornozavodsk from June to September (a) and from October to March (b).

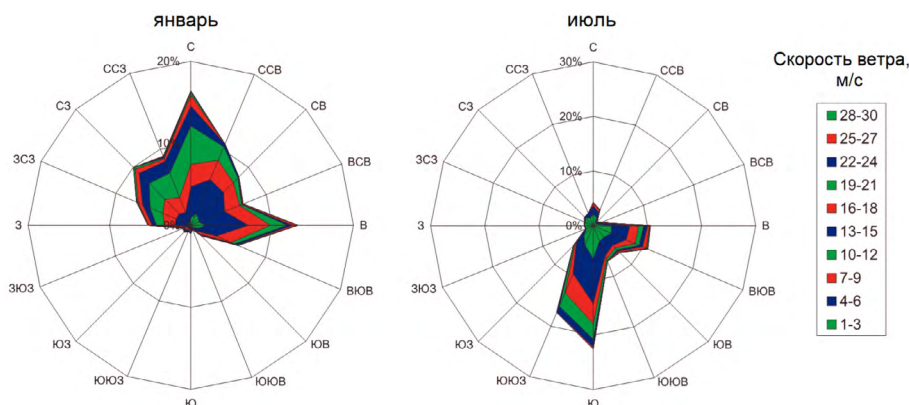


Рис. 9. Диаграммы повторяемости ветра по градациям скорости (в м/с) и направлениям в различные сезоны года для метеорологической станции Невельск, по данным наблюдений 1977–1984 гг. [34].

Fig. 9. Diagrams of wind repeatability by speed gradations (in m/s) and directions in different seasons of the year for the Nevelsk meteorological station, according to observations of 1977–1984 [34].

Для того чтобы проследить эти изменения в разные сезоны года, были рассчитаны текущие спектральные плотности (спектрограммы) для Горнозаводска (рис. 8). Хорошо видно, что период 44.6 ч волнового процесса в августе плавно удлиняется до 46.7 ч (рис. 8 а), а в декабре период максимума укорачивается до 40.8 ч (рис. 8 б). А пик на периоде около 30 ч летом выражен очень слабо.

Поскольку предполагается [5], что одним из механизмов генерации шельфовых волн является воздействие ветров, рассмотрим сезонное направление и величину ветров в районе Невельска, где имеется метеорологическая станция и проводятся длительные наблюдения. На рис. 9 из монографии [34] представлены некоторые результаты соответствующих вычислений для восьмилетних рядов скорости и направления ветра 10-минутного осреднения, полученные на станции Невельск.

Для метеостанций, расположенных на побережье Татарского пролива, и в Невельске в частности, в наблюдающейся двуимодальной структуре ветров в зимнее время основные составляющие – северная и восточная, в летнее – южная и восточная. Для зимних ветров их направление совпадает с направлением распространения шельфовых волн. В летнее время направления ветров и шельфовых волн противоположны. Очевидно, что эти обстоятельства способствуют усилению шельфовых волн в зимний период, а в летний ослабляют, и спектральные пики в Горнозаводске и Невельске с периодами около 30 ч совсем исчезают.

Выводы

На основе данных натурных наблюдений за колебаниями уровня моря в прибрежной зоне юго-восточного побережья о. Сахалин проведено изучение длинноволновых движений с периодами более 20 ч. Длительность временных рядов наблюдений составляла от 4 до 6 мес. с дискретностью 1 с.

Построены профили глубин для экваторий пунктов наблюдения и проведена их аппроксимация с экспоненциальной функцией. Установлено, что ширина шельфа при перемещении от Горнозаводска к Ильинскому увеличивается, а крутизна склонов в этом же направлении понижается.

Проведен спектральный анализ временных серий колебаний уровня моря для диапазона периодов от 8 до 200 ч. В графиках спектральных плотностей обнаружены пики на периодах от 26.1 до 46.7 ч, которые значительно превышают инерционный период 16.48 ч для Горнозаводска. На основании этого и с учетом протяженного шельфа западного побережья о. Сахалин сделано предположение, что обнаруженные волновые процессы могут быть отнесены к шельфовым волнам.

Обнаружено, что для периодов около 30 и 40 ч пики энергии в спектральных плотностях колебаний уровня моря связаны с температурным режимом морской воды. Эти особенности позволяют заключить, что генерация длинных волн происходит не постоянно, а только в некоторые продолжительные периоды времени.

С использованием дисперсионного соотношения В.Т. Бухвальда и Дж.К. Адамса для волн континентального шельфа проведено численное моделирование шельфовых волн для экспоненциально выпуклых профилей морского дна и построены дисперсионные диаграммы для всех пунктов наблюдения, которые подтверждают, что обнаруженные волновые процессы с периодами от 31.2 ч до 46.7 ч являются шельфовыми волнами.

Амплитуды шельфовых волн увеличиваются во время штормов, и максимумы этих волн совпадают с максимумами колебаний уровня моря, что говорит о передаче энергии от атмосферных возмущений шельфовым волнам, а они, в свою очередь, вносят вклад в формирование уровня моря. Это подтверждает предположение Б.В. Хамона, который не смог сделать точное заключение из-за короткой длины временных серий в его экспериментах.

На основе проверки соответствия длин реально наблюдаемых шельфовых волн на расстоянии 12.4 км между Невельском и Горнозаводском и определенных по теоретической модели для обнаруженных периодов пиков установлено, что вторая мода наблюдаемой шельфовой волны с частотой 0.152 цикл/ч близка к теоретической.

Аналогичный анализ для регистрируемой в Ильинском и Горнозаводске волны с периодом 26.1 ч показал, что эта волна не может быть шельфовой. С помощью дисперсионной диаграммы, рассчитанной в предположении, что волна с этим периодом является волной Кельвина, получили длину волны около 689 км. И эта длина хорошо согласуется с расстоянием Ильинский – Горнозаводск по разности фаз между этими пунктами, полученной из взаимно-спектрального анализа натуральных данных.

Для шельфовых волн, одним из механизмов генерации которых является напряжение ветра вдоль берега, разница в амплитудах в летнее и зимнее время обусловлена сезонным изменением вдольберегового направления ветра в районе исследований. В зимний период направление ветров совпадает с направлением распространения шельфовых волн, а в летний их направления противоположны, что ослабляет шельфовые волны.

Список литературы

1. Hamon B.V. 1962. The spectrum of mean sea level at Sydney, Coff's Harbour, and Lord Howe Island. *Journal of Geophysical Research*, 67: 5147–5155. <https://doi.org/10.1029/jz067i013p05147>
2. Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. 1985. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеиздат, 280 с.
3. Mysak L.A. 1980. Recent advances in shelf wave dynamics. *Reviews of Geophysics*, 18(1): 211–241. <https://doi.org/10.1029/rg018i001p00211>
4. LeBlond P.H., Mysak L.A. 1981. *Waves in the Ocean*. Amsterdam: Elsevier, 602 p. (Elsevier Oceanography Series; 20).
5. Buchwald V.T., Adams J.K. 1968. The propagation of continental shelf waves. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 305(1481): 235–250.
6. Brink K.H. 1991. Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23(1): 389–412. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.23.010191.002133>
7. Brunner K., Rivas D., Lwiza K.M.M. 2019. Application of classical coastal trapped wave theory to high-scattering regions. *Journal of Physical Oceanography*, 49(9): 2201–2216. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-18-0112.1>
8. Huthnance J. 1975. On trapped waves over a continental shelf. *Journal of Fluid Mechanics*, 69: 689–704. <https://doi.org/10.1017/s0022112075001632>
9. Longuet-Higgins M. 1965. Some dynamical aspects of ocean currents. *Quarterly J. of the Royal Meteorological Society*, 91(390): 425–451. <https://doi.org/10.1002/qj.49709139005>
10. Cartwright D. 1969. Extraordinary tidal currents near St Kilda. *Nature*, 223: 928–932. <https://doi.org/10.1038/223928a0>
11. Cutchin D.L., Smith R.L. 1973. Continental shelf waves: low frequency variations in sea level and currents over Oregon continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 3(3): 73–82. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1973\)003<0073:cswlfv>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1973)003<0073:cswlfv>2.0.co;2)
12. Рабинович А.Б. 1984. Топографические вихри в районе Курило-Камчатского желоба. *Доклады АН СССР*, 277(4): 976–979.
13. Gill A.E., Schumann E.H. 1974. The generation of long shelf waves by the wind. *Journal of Physical Oceanography*, 4: 83–90. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1974\)004<0083:tgolsw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1974)004<0083:tgolsw>2.0.co;2)
14. Gill A.E., Clarke A.J. 1974. Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21: 325–345. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90038-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90038-2)
15. Clarke A.J. 1977. Observational and numerical evidence for wind-forced coastal trapped long waves. *Journal of Physical Oceanography*, 7: 231–247. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1977\)007<0231:OA NEFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0231:OA NEFW>2.0.CO;2)

16. Brink K.H. **1982**. The effect of bottom friction on low-frequency coastal trapped waves. *Journal of Physical Oceanography*, 12: 127–133. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0127:TEOBFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0127:TEOBFO>2.0.CO;2)
17. Thomson W. (Lord Kelvin). **1979**. On gravitational oscillations of rotating water. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Section A: Mathematical and Physical Sciences*, 10(1880): 92–100. <https://doi.org/10.1017/S0370164600043467>
18. Platzman G.W. **1971**. Ocean tides and related waves. In: *Mathematical problems in the geophysical sciences*, p. 239–291. (Lectures in Applied Mathematics; 14).
19. Некрасов А.В. **1975**. *Приливные волны в окраинных морях*. Л.: Гидрометеиздат, 247 с.
20. Марчук Г.И., Каган Б.А. **1983**. *Динамика океанских приливов*. Л.: Гидрометеиздат, 359 с.
21. Рабинович А.Б. **1993**. *Длинные гравитационные волны в океане: захват, резонанс, излучение*. Л.: Гидрометеиздат, 240 с.
22. Плеханов Ф.А., Ковалев Д.П. **2016**. Программа комплексной обработки и анализа временных рядов данных уровня моря на основе авторских алгоритмов. *Геоинформатика*, 1: 44–53.
23. Ковалев Д.П. **2018**. *Кута*: патент RU 2018618773. № 2018612587, заявл. 20.03.2018; опубл. 19.07.2018.
24. Parker В.В. **2007**. *Tidal analysis and prediction*. Maryland: Silver Spring, 378 p. (NOAA Special Publication NOS CO-OPS 3). URI: <http://hdl.handle.net/11329/632>; <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-191>
25. Цхай Ж.Р. **2017**. *Пространственно-временная изменчивость концентрации хлорофилла-а в поверхностном слое Охотского моря и прилегающих акваторий по спутниковым данным*: дис. ... канд. геогр. наук. Южно-Сахалинск, 157 с.
26. Squire V.A., Kovalev D.P., Kovalev P.D., Medvedev I.P., Kulikov M.E. **2021**. A cornucopia of oscillations on the Laptev Sea shelf. *Continental Shelf Research*, 227: 104514. doi:10.1016/j.csr.2021.104514
27. Gill A.E. **1982**. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. London: Academic Press, 662 p. (International Geophysics Series; 30).
28. Drivdal M., Weber J.E.H., Debernard J.B. **2016**. Dispersion relation for continental shelf waves when the shallow shelf part has an arbitrary width: application to the shelf west of Norway. *Journal of Physical Oceanography*, 46(2): 537–549. doi:10.1175/JPO-D-15-0023.1
29. Darelius E., Smedsrud L.H., Osterhus S., Foldvik A., Gammelsrod T. **2009**. Structure and variability of the Filchner overflow plume. *Tellus*, 61A: 446–464. doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00391.x
30. Hamon B.V. **1966**. Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level. *Journal of Geophysical Research*, 71(12): 2883–2893. doi:10.1029/JZ071i012p02883
31. Caldwell D.R., Cutchin D.L., Longuet-Higgins M.S. **1972**. Some model experiments on continental shelf waves. *Journal of Marine Research*, 30: 39–55.
32. Munk W., Snodgrass F., Wimbush M. **1970**. Tides offshore: Transition from California coastal to deep-sea waters. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 1(1-2): 161–235.
33. Robinson A. R. **1964**. Continental shelf waves and the response of the sea level to weather systems. *Journal of Geophysical Research*, 69: 367–368.
34. Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Шевченко Г.В. **2015**. *Возобновляемые энергетические ресурсы Сахалинской области*. Владивосток: Дальнаука, 216 с.

References

1. Hamon B.V. **1962**. The spectrum of mean sea level at Sydney, Coff's Harbour, and Lord Howe Island. *Journal of Geophysical Research*, 67: 5147–5155. <https://doi.org/10.1029/jz067i013p05147>
2. Efimov V.V., Kulikov E.A., Rabinovich A.B., Fine I.V. **1985**. [Waves in the boundary regions of the ocean]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 280 p. (In Russ.).
3. Mysak L.A. **1980**. Recent advances in shelf wave dynamics. *Reviews of Geophysics*, 18(1): 211–241. <https://doi.org/10.1029/rg018i001p00211>
4. LeBlond P.H., Mysak L.A. **1981**. *Waves in the Ocean*. Amsterdam: Elsevier, 602 p. (Elsevier Oceanography Series; 20).
5. Buchwald V.T., Adams J.K. **1968**. The propagation of continental shelf waves. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A*, 305(1481): 235–250.
6. Brink K.H. **1991**. Coastal-trapped waves and wind-driven currents over the continental shelf. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 23(1): 389–412. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.23.010191.002133>
7. Brunner K., Rivas D., Lwiza K.M.M. **2019**. Application of classical coastal trapped wave theory to high-scattering regions. *Journal of Physical Oceanography*, 49(9): 2201–2216. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-18-0112.1>
8. Huthnance J. **1975**. On trapped waves over a continental shelf. *Journal of Fluid Mechanics*, 69: 689–704. <https://doi.org/10.1017/s0022112075001632>
9. Longuet-Higgins M. **1965**. Some dynamical aspects of ocean currents. *Quarterly J. of the Royal Meteorological Society*, 91(390): 425–451. <https://doi.org/10.1002/qj.49709139005>
10. Cartwright D. **1969**. Extraordinary tidal currents near St Kilda. *Nature*, 223: 928–932. <https://doi.org/10.1038/223928a0>
11. Cutchin D.L., Smith R.L. **1973**. Continental shelf waves: low frequency variations in sea level and currents over Oregon continental shelf. *Journal of Physical Oceanography*, 3(3): 73–82. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1973\)003<0073:cswlfv>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1973)003<0073:cswlfv>2.0.co;2)
12. Rabinovich A.B. **1984**. [Topographic vortices in the area of the Kuril-Kamchatka trench]. *Dokl. USSR Academy of Sciences*, 277(4): 976–979. (In Russ.).
13. Gill A.E., Schumann E.H. **1974**. The generation of long shelf waves by the wind. *Journal of Physical Oceanography*, 4: 83–90. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1974\)004<0083:tgolsw>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1974)004<0083:tgolsw>2.0.co;2)

14. Gill A.E., Clarke A.J. **1974**. Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 21: 325–345. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90038-2](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90038-2)
15. Clarke A.J. **1977**. Observational and numerical evidence for wind-forced coastal trapped long waves. *Journal of Physical Oceanography*, 7: 231–247. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1977\)007<0231:OANEFW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0231:OANEFW>2.0.CO;2)
16. Brink K.H. **1982**. The effect of bottom friction on low-frequency coastal trapped waves. *Journal of Physical Oceanography*, 12: 127–133. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1982\)012<0127:TEOBFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1982)012<0127:TEOBFO>2.0.CO;2)
17. Thomson W. (Lord Kelvin). **1979**. On gravitational oscillations of rotating water. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Section A: Mathematical and Physical Sciences*, 10(1880): 92–100. <https://doi.org/10.1017/S0370164600043467>
18. Platzman G.W. **1971**. Ocean tides and related waves. In: *Mathematical problems in the geophysical sciences*, p. 239–291. (Lectures in Applied Mathematics; 14).
19. Nekrasov A.V. **1975**. [*Tidal waves in marginal seas*]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 247 p. (In Russ.).
20. Marchuk G.I., Kagan B.A. **1983**. [*Dynamics of ocean tides*]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 359 p. (In Russ.).
21. Rabinovich A.B. **1993**. *Long gravitational waves in the ocean: capture, resonance, radiation*. Leningrad: Hydrometeoizdat, 325 p. (In Russ.).
22. Plekhanov Ph.A., Kovalev D.P. **2016**. The complex program of processing and analysis of time-series data of sea level on the basis of author's algorithms. *Geoinformatika*, 1: 44–53. (In Russ.). EDN: VQZVLF
23. Kovalev D.P. **2018**. *Кума*: patent RU 2018618773, no. 2018612587, application 20.03.2018; publ. 19.07.2018. (In Russ.).
24. Parker B.B. **2007**. *Tidal analysis and prediction*. Maryland: Silver Spring, 378 p. (NOAA Special Publication NOS CO-OPS 3). URI: <http://hdl.handle.net/11329/632>; <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-191>
25. Tskhai J.R. **2017**. [*Spatial and temporal variability of chlorophyll-a concentration in the surface layer of the Sea of Okhotsk and adjacent water areas according to satellite data*]: Thesis for a Cand. Degree (Geogr.). Yuzhno-Sakhalinsk, 157 p. (In Russ.).
26. Squire V.A., Kovalev D.P., Kovalev P.D., Medvedev I.P., Kulikov M.E. **2021**. A cornucopia of oscillations on the Laptev Sea shelf. *Continental Shelf Research*, 227: 104514. doi:10.1016/j.csr.2021.104514
27. Gill A.E. **1982**. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. London: Academic Press, 662 p. (International Geophysics Series; 30).
28. Drivdal M., Weber J.E.H., Debernard J.B. **2016**. Dispersion relation for continental shelf waves when the shallow shelf part has an arbitrary width: application to the shelf west of Norway. *Journal of Physical Oceanography*, 46(2): 537–549. doi:10.1175/JPO-D-15-0023.1
29. Darelus E., Smedsrud L.H., Osterhus S., Foldvik A., Gammelsrod T. **2009**. Structure and variability of the Filchner overflow plume. *Tellus*, 61A: 446–464. doi:10.1111/j.1600-0870.2009.00391.x
30. Hamon B.V. **1966**. Continental shelf waves and the effects of atmospheric pressure and wind stress on sea level. *Journal of Geophysical Research*, 71(12): 2883–2893. doi:10.1029/JZ071i012p02883
31. Caldwell D.R., Cutchin D.L., Longuet-Higgins M.S. **1972**. Some model experiments on continental shelf waves. *Journal of Marine Research*, 30: 39–55.
32. Munk W., Snodgrass F., Wimbush M. **1970**. Tides offshore: Transition from California coastal to deep-sea waters. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 1(1-2): 161–235.
33. Robinson A. R. **1964**. Continental shelf waves and the response of the sea level to weather systems. *Journal of Geophysical Research*, 69: 367–368.
34. Kovalev P.D., Kovalev D.P., Shevchenko G.V. **2015**. [*Renewable energy resources of the Sakhalin region*]. Vladivostok: Dalnauka, 216 p. (In Russ.).

Об авторах

Сотрудники лаборатории волновой динамики и прибрежных течений, Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск:

Ковалев Дмитрий Петрович (<https://orcid.org/0000-0002-5184-2350>), доктор физико-математических наук, руководитель лаборатории, d.kovalev@imgg.ru

Ковалев Петр Дмитриевич (<https://orcid.org/0000-0002-7509-4107>), доктор технических наук, ведущий научный сотрудник, p.kovalev@imgg.ru

Зарочинцев Виталий Сергеевич (<https://orcid.org/0000-0002-4015-9441>), научный сотрудник, zarochintsev@imgg.ru

Кириллов Константин Владиславович (<https://orcid.org/0000-0002-0822-3060>), научный сотрудник, k.kirillov@imgg.ru

Поступила 16.02.2023

Принята к публикации 15.05.2023

About the Authors

Employees of the Laboratory of wave dynamics and coastal currents, Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of RAS, Yuzhno-Sakhalinsk:

Kovalev, Dmitry P. (<https://orcid.org/0000-0002-5184-2350>), Doctor of Physics and Mathematics, Head of the laboratory, d.kovalev@imgg.ru

Kovalev, Peter D. (<https://orcid.org/0000-0002-7509-4107>), Doctor of Engineering, Lead Researcher, p.kovalev@imgg.ru

Zarochintsev, Vitalij S. (<https://orcid.org/0000-0002-4015-9441>), Researcher, zarochintsev@imgg.ru

Kirillov, Konstantin V. (<https://orcid.org/0000-0002-0822-3060>), Researcher, k.kirillov@imgg.ru

Received 16 February 2023

Accepted 15 May 2023