



Влияние широтного положения и ледового покрова на волновые и температурные процессы в морях Лаптевых и Охотском

Д. П. Ковалев[@], П. Д. Ковалев, А. С. Борисов, В. С. Зарочинцев, К. В. Кириллов

^{@E-mail:} d.kovalev@imgg.ru

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

Резюме. В работе представлен сравнительный анализ волнового и температурного режимов морей Лаптевых и Охотского (зал. Мордвинова) на основе длительных наблюдений за колебаниями уровня моря и температуры, с использованием автономных регистраторов ARV-14 и RBR. В море Лаптевых прибор был установлен на широте 75.20° с.ш., близкой к критической широте 74.5°, что обусловило усиление полусуточной приливной гармоникой M_2 . В Охотском море, напротив, преобладают суточные приливы, определяющие доминирующий характер колебаний уровня. Спектральный анализ низкочастотных температурных колебаний (30 мин – 24 ч) показал, что в ноябре спектры обоих морей имеют схожую форму, но различаются по амплитуде на два порядка, а в феврале становятся сопоставимыми по амплитуде из-за влияния ледового покрова. В море Лаптевых выявлен спектральный пик с периодом 12.4 ч, обусловленный действием критической широты, тогда как в Охотском море он отсутствует. Короткопериодные колебания уровня и температуры (12 с – 120 мин) в море Лаптевых практически не фиксируются при наличии сплошного льда, что позволяет установить периоды ледового покрытия. В Охотском море на периодах более 1 мин обнаружены пики с периодами 22.7 и 29.2 мин, интерпретируемые как проявления краевых волн, а значительные спектральные вариации в феврале связаны с образованием трещин и полыней. Затухание коротких волн (12 с – 3 мин в море Лаптевых и 12–20 с в Охотском море) зависит от толщины льда: в Охотском море оно возрастает в течение зимы, в то время как в море Лаптевых наблюдается как усиление, так и ослабление затухания. В период сплошного ледового покрова (январь–март) спектральные плотности температурных колебаний в диапазоне 12–50 с имеют характер широкополосных шумовых процессов, что затрудняет их количественное сравнение. Полученные различия и сходства в волновых и температурных характеристиках отражают влияние широтного положения, структуры приливов и ледового режима на формирование динамики морской среды, что важно для понимания процессов в арктических и субарктических морях.

Ключевые слова: море Лаптевых, море Охотское, критическая широта, ледовый покров, поверхностные и внутренние волны, приливные и краевые волны, колебания уровня и температуры воды, спектральный анализ

Impact of latitudinal position and ice cover on wave and temperature dynamics in the Laptev Sea and the Sea of Okhotsk

Dmitry P. Kovalev[@], Peter D. Kovalev, Aleksander S. Borisov, Vitaly S. Zarochintsev, Konstantin V. Kirillov

^{@E-mail:} d.kovalev@imgg.ru

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

Abstract. This study presents a comparative analysis of wave and temperature conditions in the Laptev Sea and the Sea of Okhotsk (Mordvinov Bay), based on long-term observations of the sea level and temperature fluctuations, which were obtained using autonomous recorders ARV-14 and RBR. In the Laptev Sea, the gauge was placed at 75.20° N, near

the critical latitude of 74.5° , resulting in the amplification of the semidiurnal M_2 tidal harmonic. The Sea of Okhotsk, on the contrary, is dominated by diurnal tides, which determine primary sea level oscillations. Spectral analysis of low-frequency temperature fluctuations (30 min to 24 h) revealed that in November, the spectra in both seas are similar in shape but differ by two orders of magnitude in amplitude, while in February, they become comparable in amplitude due to the influence of ice cover. A spectral peak at a 12.4-hour period, attributed to the critical latitude effect, was identified in the Laptev Sea but not in the Sea of Okhotsk. Short-period oscillations of sea level and temperature (12 s to 120 min) were largely absent in the Laptev Sea under solid ice conditions, enabling identification of the periods of solid ice coverage. In the Sea of Okhotsk, spectral peaks at periods of 22.7 and 29.2 min were observed, associated with the edge wave activity, while pronounced spectral variability in February was linked to the formation of cracks and polynyas. The attenuation of short waves (12 s to 3 min in the Laptev Sea and 12–20 s in the Sea of Okhotsk) was found to depend on ice thickness: in the Sea of Okhotsk, the attenuation increases throughout the winter, whereas in the Laptev Sea, it may either intensify or weaken. During the period of solid ice cover (January to March), spectral densities of temperature fluctuations in the 12–50 s range exhibited broadband noise characteristics, hindering their quantitative comparison. The identified differences and similarities in wave and temperature characteristics reflect the combined effects of latitude, tidal forcing, and ice conditions on the dynamics of the marine environment, which is crucial for understanding dynamics in Arctic and Subarctic seas.

Keywords: Laptev Sea, Sea of Okhotsk, critical latitude, ice cover, surface and internal waves, tidal and edge waves, sea level and temperature fluctuations, spectral analysis

Для цитирования: Ковалев Д.П., Ковалев П.Д., Борисов А.С., Зарочинцев В.С., Кириллов К.В. Влияние широтного положения и ледового покрова на волновые и температурные процессы в морях Лаптевых и Охотском. *Геосистемы переходных зон*, 2025, т. 9, № 2, с. 145–163. <https://doi.org/10.30730/gtr.2025.9.2.145-163>; <https://www.elibrary.ru/vnnhjw>

For citation: Kovalev D.P., Kovalev P.D., Borisov A.S., Zarochintsev V.S., Kirillov K.V. Impact of latitudinal position and ice cover on wave and temperature dynamics in the Laptev Sea and the Sea of Okhotsk. *Geosistemy perehodnykh zon = Geosystems of Transition Zones*, 2025, vol. 9, No. 2, pp. 145–163. (In Russ., abstr. in Engl.). <https://doi.org/10.30730/gtr.2025.9.2.145-163>; <https://www.elibrary.ru/vnnhjw>

Финансирование и благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (FWWM-2024-0002).

Авторы благодарят коллектив лаборатории цунами Института океанологии РАН им. П.П. Ширшова за возможность использовать данные прибора RBR по морю Лаптевых.

Funding and Acknowledgements

The work was carried out within the framework of the state task of the Institute of Marine Geology and Geophysics of the FEB RAS (No. FWWM-2024-0002).

The authors are grateful to the Tsunami laboratory team of the P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences for the opportunity to use RBR data from the Laptev Sea.

Введение

Арктические и субарктические морские регионы играют ключевую роль в глобальной океанической циркуляции и климатической системе. В последние десятилетия наблюдается значительное сокращение ледового покрова, что приводит к изменению динамических процессов, включая волновой и температурный режимы морей. Исследование этих процессов особенно важно для прогнозирования будущих климатических тенденций, моделирования волновых условий и оценки их влияния на различные сферы хозяйственной деятельности.

В последние годы возрастающее внимание уделяется инерционным колебаниям в услови-

ях ледового покрова, поскольку они играют важную роль в вертикальном перемешивании, энергетическом балансе и механике морского льда. Анализ спутниковых и буйковых данных показывает, что инерционные колебания морского льда усиливаются в условиях потепления, особенно в маргинальных зонах Арктики [1]. Пространственно-сезонные вариации кинетической энергии инерционных волн в высоких широтах, включая Антарктику, демонстрируют значительную зависимость от ледовых условий [2]. Даже при полном ледовом покрове инерционные волны могут распространяться и сохранять значительную энергию, оказывая влияние на подледную динамику и внутренние процессы в толще воды [3]. Эти результаты

подчеркивают актуальность исследования взаимодействия ледового покрова и инерционных колебаний на региональном уровне, в том числе в морях Лаптевых и Охотском.

Море Лаптевых представляет собой один из главных районов формирования и экспорта морского льда в Арктический бассейн. Гидродинамический режим этого моря определяется взаимодействием ветровых, приливных и внутренних волн, а также сложной морфологией дна. Важной особенностью является то, что в северо-восточной части моря проходит критическая широта ($\sim 74.5^\circ$ с.ш.), вблизи которой инерционная частота совпадает с частотой приливных колебаний. Это приводит к усилению полусуточных приливных волн, связанных с главной лунной гармоникой M_2 , что оказывает влияние на возбуждение внутренних волн и процессы перемешивания водных масс [4]. Внутренние гравитационные волны, возникающие в этом регионе, играют важную роль в динамике океана, влияя на вертикальное распределение температуры, распространение акустических волн и процессы теплообмена между глубинными и поверхностными слоями.

Колебания уровня в море Лаптевых имеют сложную структуру, обусловленную сочетанием гидродинамических факторов и морфометрией бассейна. Исследования показывают, что баротропные приливы, амплитуда которых может превышать 50 см [5], способны возбуждать внутренние волны вблизи крутых континентальных склонов. Это, в свою очередь, приводит к усиленному турбулентному перемешиванию и может способствовать переносу тепла из глубинных слоев к поверхности, что особенно важно в условиях сезонного ледового покрова [6].

Охотское море, хотя и не относится к Арктическому бассейну, обладает рядом особенностей, сходных с морями высоких широт. В зимний период большая часть акватории покрывается льдом, который формируется под воздействием отрицательных температур и интенсивного охлаждения воздушных масс (<https://bigenc.ru/c/okhotskoe-more-63c1a0>). Оно отличается высокой приливной активностью, причем, в отличие от моря Лаптевых, здесь

преобладают суточные приливы. Наличие сложного подводного рельефа и многочисленных островов способствует генерации краевых волн, играющих важную роль в перераспределении энергии и динамике уровня воды.

Сравнительный анализ волнения и температурных процессов в морях Лаптевых и Охотском позволяет выявить влияние различных факторов: критической широты, ледового покрова, приливных и внутренних волн – на формирование гидродинамических режимов. Полученные результаты способствуют уточнению моделей динамики морской среды, особенно в условиях сезонной изменчивости ледового покрова. Работа также имеет прикладное значение: ее выводы могут использоваться для обеспечения безопасности судоходства по Северному морскому пути, при проектировании морских инженерных сооружений и оценке рисков, связанных с разрушением льда в прибрежных районах.

Таким образом, цель настоящего исследования заключается в комплексном анализе волнового и температурного режимов в морях Лаптевых и Охотском, с учетом влияния широтного положения, ледового покрова, приливных и внутренних волн. Особое внимание уделяется спектральному анализу колебаний уровня и температуры воды, оценке распределения энергии волн в различных сезонных условиях, а также выявлению факторов, определяющих характер взаимодействия динамических процессов в ледовых и свободных ото льда акваториях.

Настоящее исследование базируется на уникальных длительных записях колебаний уровня и температуры воды с высокой временной дискретностью, полученных в двух регионах с различными волновым и ледовым режимами. Впервые выполнен сопоставительный спектральный анализ длинно- и короткопериодных колебаний уровня и температуры с учетом влияния критической широты, ледового покрова и структуры приливов. Полученные результаты позволили количественно охарактеризовать условия затухания волн подо льдом и выявить сезонную динамику высокочастотных температурных и волновых колебаний в арктических и субарктических морях.

Наблюдения

6 октября 2018 г. в ходе экспедиции Института океанологии РАН (ИО РАН) на НИС «Академик Мстислав Келдыш» (рейс № 73, АМК-73) в море Лаптевых, в точке с координатами 75.20° с.ш. и 127.40° в.д., был установлен придонный измеритель волнения АРВ-К14 (заводской номер 94), который осуществлял запись волнения и температуры с секундной дискретностью. Он работал до 8 октября 2019 г.

12 октября 2019 г. в ходе экспедиции ИО РАН на том же научном судне (рейс № 78, АМК-78) в море Лаптевых, в точке с координатами

76.83° с.ш. и 127.69° в.д., был установлен измеритель волнения RBR virtuoso D (№ 200356), который осуществлял запись волнения с секундной дискретностью. Прибор работал до 9 октября 2020 г. Карта северных морей и карты морей с точками постановки приборов показаны на рис. 1 а.

Примерно в то же время, что и прибор RBR, в октябре 2019 г., для изучения особенностей распространения волн в Охотском море силами лаборатории волновой динамики и прибрежных течений Института морской геологии и геофизики ДВО РАН были установлены три автономных регистратора волнения АРВ-К14



Рис. 1. Районы исследований. (Верхняя панель) Карта-схема северных морей и карта моря Лаптевых (<http://proznania.ru/>) с точками постановки приборов АРВ-К14 и RBR. (Нижняя панель) Карта южной части о. Сахалин и места постановки АРВ-К14 в зая. Мордвинова в районе с. Охотское.

Fig. 1. Study areas. (Upper panel) Overview map of the northern seas and detailed map of the Laptev Sea region (<http://proznania.ru/>), showing placement sites of ARV-K14 and RBR gauges. (Lower panel) Map of the southern part of Sakhalin Island indicating ARV-K14 placement locations in Mordvinov Bay near the village of Okhotskoye.

(рис. 1 б). Один прибор (заводской номер 139) был установлен на удалении около 3.5 км в юго-восточном направлении от пос. Охотское на глубине около 12 м; второй регистратор (№ 141) был установлен мористее первого на глубине около 21 м; третий (№ 142) – на глубине немногим более 12 м, т.е. примерно на той же изобате, что и № 139. Приборы стояли до июля 2020 г.

Придонное гидростатическое давление в эксперименте 2018–2020 гг. измерялось приборами АРВ-К14 и затем пересчитывалось в колебания уровня моря (волнение) с учетом затухания коротких волн с глубиной. Погрешность измерения давления составляет $\pm 0.06\%$, или $\pm 0.1\%$ от верхнего предела измерения (ВПИ), а разрешающая способность $\pm 0.0008\%$ ВПИ. Диапазон измерения температуры был от -5° до 45°C . Основная абсолютная погрешность измерения температуры составляет $\pm 0.15^\circ\text{C}$ или $\pm 0.5^\circ\text{C}$ в зависимости от условий эксплуатации. Дискретность измерений уровня и температуры может предусматриваться,

но во всех использованных здесь данных равна 1 с. Мареограф RBR virtuoso D предназначен для мониторинга приливов, измерения и непрерывной автоматической регистрации колебаний уровня моря, а также для мониторинга волнения, включая определение высоты, периода и энергии волн. Погрешность измерения давления составляет $\pm 0.05\%$ от полной шкалы, а разрешение 0.001% от полной шкалы. Интервал семплирования может устанавливаться в диапазоне от 24 ч до 0.5 с в непрерывном режиме или от 1 с до 62.5 мс в режиме приливов, в зависимости от поставленных задач.

В результате наблюдений в морях Лаптевых и Охотском были получены продолжительные записи волнения, приведенные на рис. 2. Временные серии колебаний уровня записаны приборами АРВ-К14 в 2019–2020 гг. в прибрежной зоне Охотского моря. Временные серии колебаний уровня в море Лаптевых получены прибором АРВ-К14 (№ 94) в 2018–2019 гг. и RBR в 2019–2020 гг. На временных

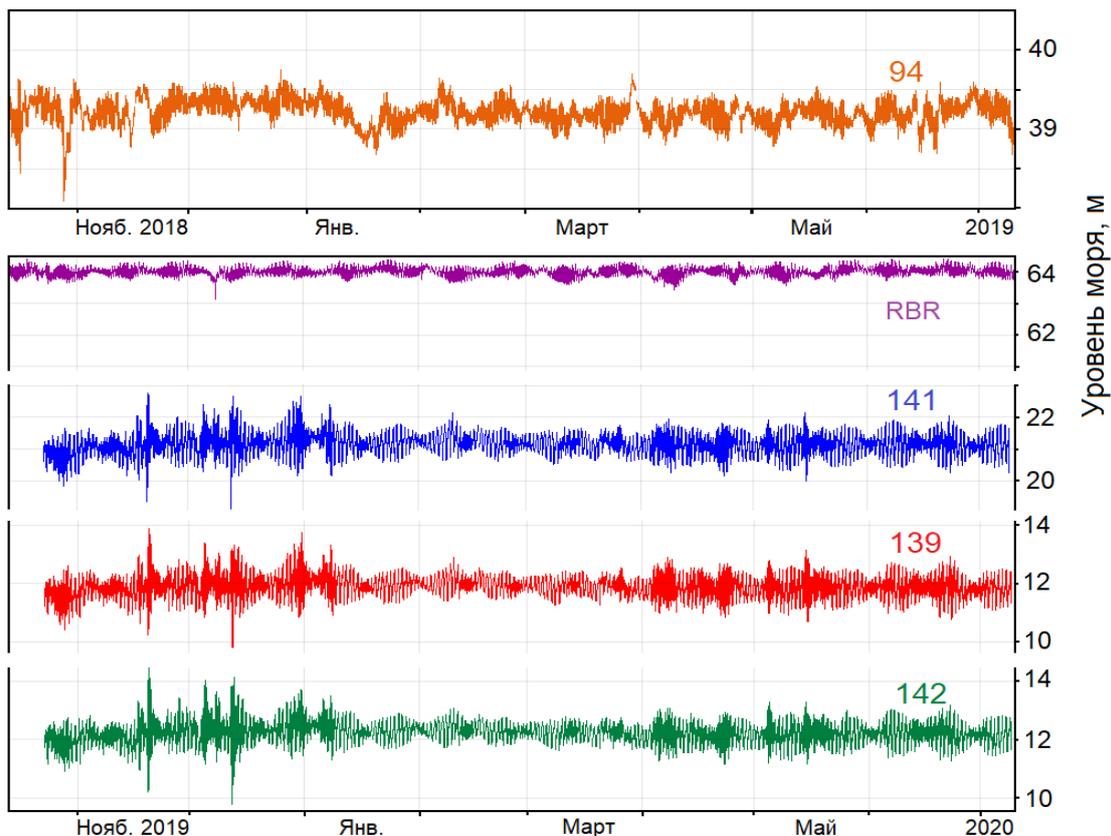


Рис. 2. Временные серии колебаний уровня моря, записанные приборами АРВ-К14 № 94 и RBR в море Лаптевых и приборами АРВ-14 № 139, 141 и 142 в прибрежной зоне Охотского моря.

Fig. 2. Time series of sea level fluctuations recorded by ARV-K14 No. 94 and RBR gauges in the Laptev Sea and by ARV-14 No. 139, 141, and 142 gauges in the coastal zone of the Sea of Okhotsk.

сериях колебаний уровня моря по отсутствию ветрового волнения можно судить, что с начала ноября 2019 г. до третьей декады мая 2020 г. море Лаптевых было покрыто сплошным льдом, после чего во льду появилась трещина (полынья), которая то увеличивалась, то уменьшалась, затем появились большие полыньи, их размеры стали увеличиваться, и к концу июня большая часть моря очистилась от льда.

В записях временных серий колебаний уровня Охотского моря с середины января 2020 г. и до первой декады апреля 2020 г. отсутствует ветровое волнение и зыбь. Значит, в этот период времени море было покрыто льдом. Также видно, что колебания уровня для удаленных друг от друга точек наблюдения, расположенных в двух морях, имеют схожий характер.

За время регистрации в Охотском море были записаны несколько слабых и сильных штормов в ноябре и декабре 2019 г. с волнами высотой более 3 м. Отметим, что с данными,

полученными в море Лаптевых, будем сравнивать в основном наблюдения на приборе № 141, установленном в Охотском море на глубине около 21 м.

Синхронно с измерениями колебаний уровня моря приборы АРВ-К14 выполняют измерения температуры. Прибором RBR такие измерения проведены не были. Поэтому температурные режимы в море Лаптевых в период 2018–2019 гг. и в Охотском море в 2019–2020 гг. сравнивали по показаниям приборов АРВ-К14 № 94 и АРВ-К14 № 141 соответственно (см. рис. 3). Несмотря на то что годы измерений разные, можно отметить интересную особенность: период наиболее низких температур (январь – март) в Охотском море хронологически совпадает с началом постепенного повышения температуры воды в море Лаптевых. Такое сезонное несоответствие связано с различиями в климатических и ледовых условиях двух морей. Отметим, что значения температуры на рис. 3 могут несколько

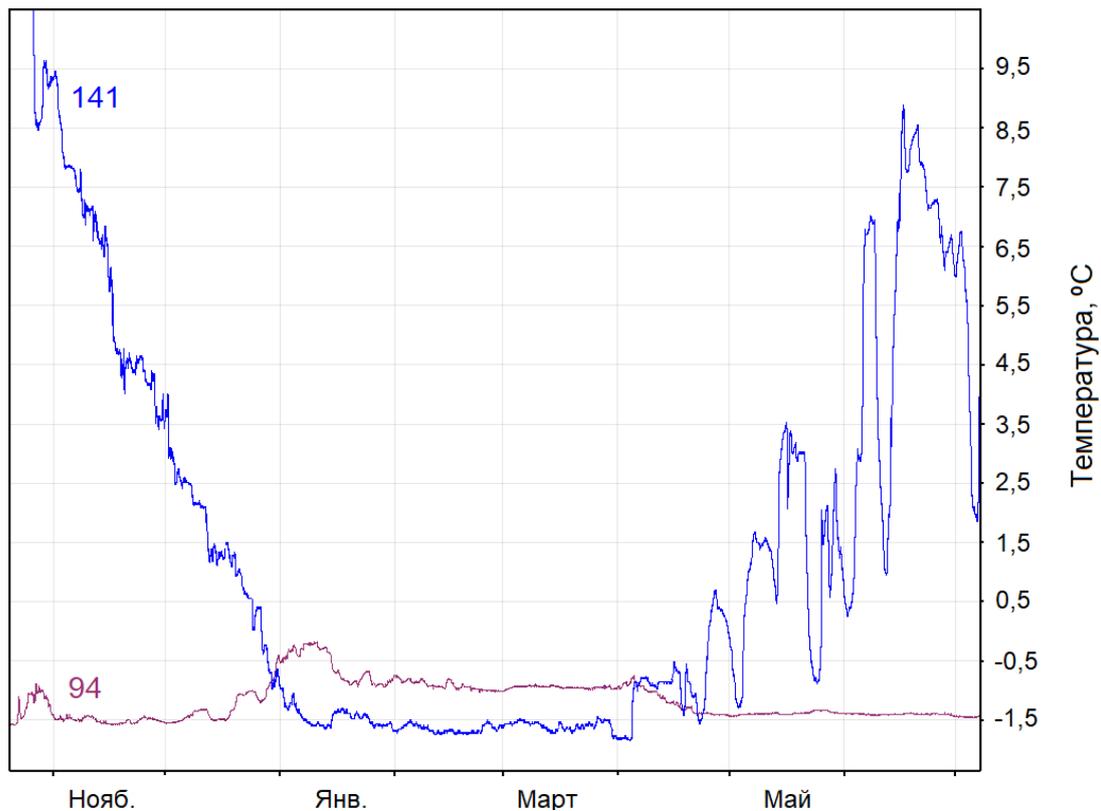


Рис. 3. Временные серии колебаний температуры в море Лаптевых (АРВ-К14 № 94) и в Охотском море (АРВ-К14 № 141). В море Лаптевых измерения начались в ноябре 2018 г., в Охотском – в ноябре 2019 г.

Fig. 3. Time series of temperature fluctuations in the Laptev Sea (ARV-K14 No. 94) and the Sea of Okhotsk (ARV-K14 No. 141). Measurements in the Laptev Sea began in November 2018, while in the Sea of Okhotsk, in November 2019.

отличаться от реальных, поскольку тарировки и привязки к нулю в обоих случаях выполнено не было.

Как видно на рис. 3, в летние месяцы в Охотском море поверхностный слой воды прогревается и температура в районе установки приборов местами достигает 20 °С. Осенью начинается постепенное снижение температуры, которое ускоряется к середине января, достигая годового минимума. В апреле наблюдается ее рост, сопровождающийся резкими перепадами, что, согласно анализу временных рядов уровня и температуры, связано с приходом штормов, приводящих к перемешиванию верхнего и более холодного нижнего слоев.

Измерения температуры морской воды в море Лаптевых проводились только с октября 2018 до октября 2019 г. За это время, как видно на рис. 3, значительных изменений температуры не наблюдалось. Возможно, это связано с тем, что прибор располагался не в верхнем квазиоднородном слое, толщина которого

для разных расстояний от берега, по оценкам работы [7], составляет 10–15 м.

Результаты и обсуждение

Длиннопериодные колебания уровня моря

Для анализа длиннопериодных колебаний уровня моря были рассчитаны спектральные плотности на основе временных рядов, записанных прибором 141 (рис. 4). В записях всех приборов выделяются мощные пики с периодами суточных и полусуточных приливных гармоник. Раздвоение пиков хорошо заметно на периодах 25.82, 23.95, 12.42 и 12.00 ч, причем их значения совпадают в обоих морях. Кроме того, наблюдаются пики с более короткими периодами и на три порядка меньшей энергией, что соответствует второстепенным приливным гармоникам. Согласно классификации главных гармоник приливного потенциала [8, 9], период

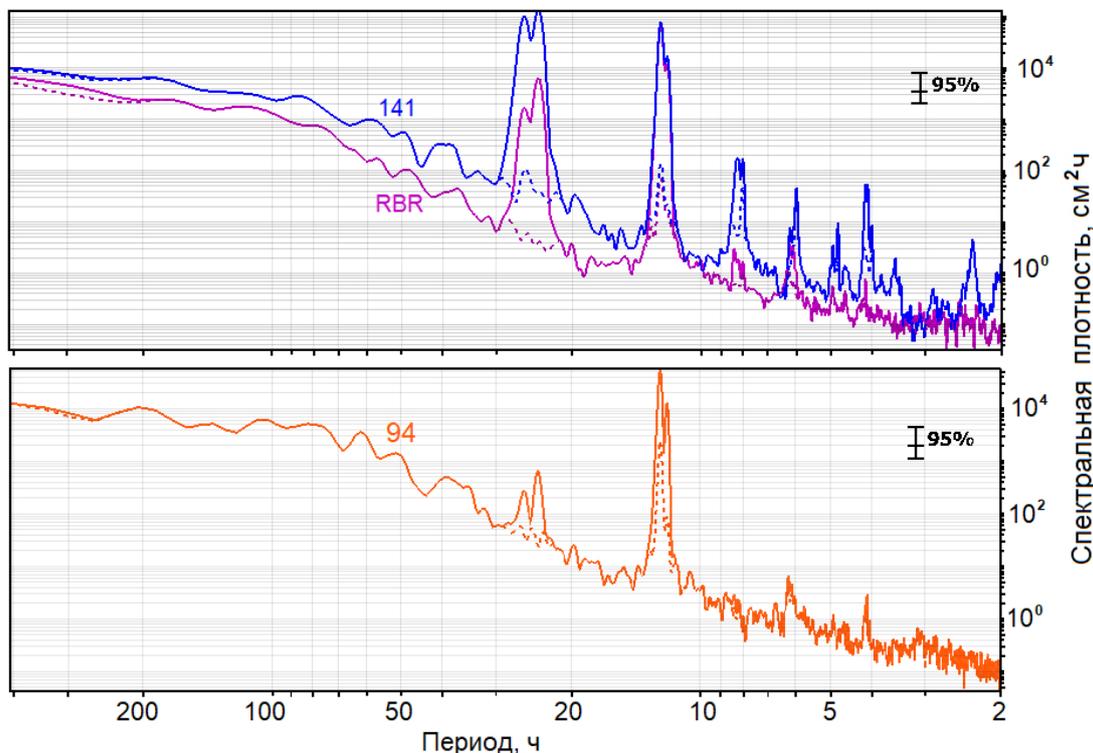


Рис. 4. Спектральная плотность колебаний уровня в море Лаптевых (приборы 94 и RBR) и в Охотском море (прибор 141). Штриховыми линиями показаны спектральные плотности, вычисленные по рядам с вычтенным предвычисленным приливом. Здесь и далее на рисунках нанесен 95%-й доверительный интервал.

Fig. 4. Spectral density of sea level fluctuations in the Laptev Sea (ARV-K14 No. 94 and RBR gauges) and the Sea of Okhotsk (gauge No. 141). Dashed lines indicate spectral densities calculated from time series with the predicted tidal component removed. The 95% confidence interval is shown in this and subsequent figures.

25.82 ч соответствует главной лунной гармонике O_1 , а период 23.95 ч – лунно-солнечной деклинационной гармонике K_1 . Эти гармоники в Охотском море имеют почти в два раза большую энергию, чем в море Лаптевых.

Колебания уровня моря с периодом 12.4 ч соответствуют главной лунной полусуточной гармонике M_2 . Второй полусуточный максимум с периодом 12.0 ч обусловлен главной солнечной гармоникой S_2 , энергия которой почти на половину порядка меньше, чем у M_2 . Отметим, что энергия колебаний с этими периодами для моря Лаптевых на порядок больше, чем для суточных приливных гармоник, в то время как для Охотского моря энергия полусуточных волн несколько меньше суточных (рис. 4). Отсутствие пика с периодом около 8.33 ч (приливная гармоника O_1) в спектре по данным RBR в море Лаптевых, в отличие от данных АРВ-К14 № 141 в Охотском море, может быть связано с низкой амплитудой этой компоненты в районе установки прибора, где преобладают полусуточные приливы, а также с сезонным влиянием ледового покрова, снижающим выраженность слабых гармоник. Дополнительно это может быть связано с характеристиками временного ряда и параметрами спектральной обработки.

Поскольку прибор 94 был установлен в море Лаптевых в точке с координатами 75.20° с.ш. и 127.40° в.д., то необходимо учитывать, что широта 74.5° является критической для приливной составляющей M_2 [10]. На этой широте инерционная частота равна частоте M_2 , что приводит к образованию приливного тече-

ния с выраженной глубинной зависимостью и формированию мощного придонного пограничного слоя. В море Лаптевых инерционная частота $f = 2\Omega \sin\varphi$ (широта в град.). Для места постановки АРВ-К14 № 94, с широтой $\varphi = 75.2^\circ$ и $\sin\varphi = 0.97$, получаем $f = 0.0811$ цикл/ч, а период инерционных колебаний 12.33 ч. Этот период близок к периоду обнаруженной волны M_2 с периодом 12.4 ч, а широта, на которой проводили измерения, близка к критической. Возможно, поэтому гармоника M_2 слабо подавляется при удалении приливной составляющей из временного ряда данных прибора 94, и соотношение амплитуд суточных и полусуточных гармоник здесь существенно выше (см. рис. 4).

В спектрах уровня приборов 141 и RBR (рис. 4) хорошо выделяются пики на более коротких периодах – около 8.33, 6.13 и 4.1 ч. Колебания с периодом 8.33 ч, вероятно, обусловлены приливной гармоникой M_3 , с периодом 6.13 ч – гармоникой M_4 , а с периодом 4.1 ч – гармоникой M_6 . Авторы работы [11] также отмечают присутствие гармоники M_4 в данных с учетом влияния критической широты и делают вывод, что пик на частоте M_4 указывает на нелинейные взаимодействия приливных волн. В спектре прибора 94 присутствуют пики на периодах 6.13 и 4.1 ч.

Рассмотрим низкочастотные колебания температуры морской воды в обоих исследуемых морях. Спектральные плотности колебаний температуры морской воды (рис. 5) рассчитаны для временных рядов температуры, приведенных на рис. 3.

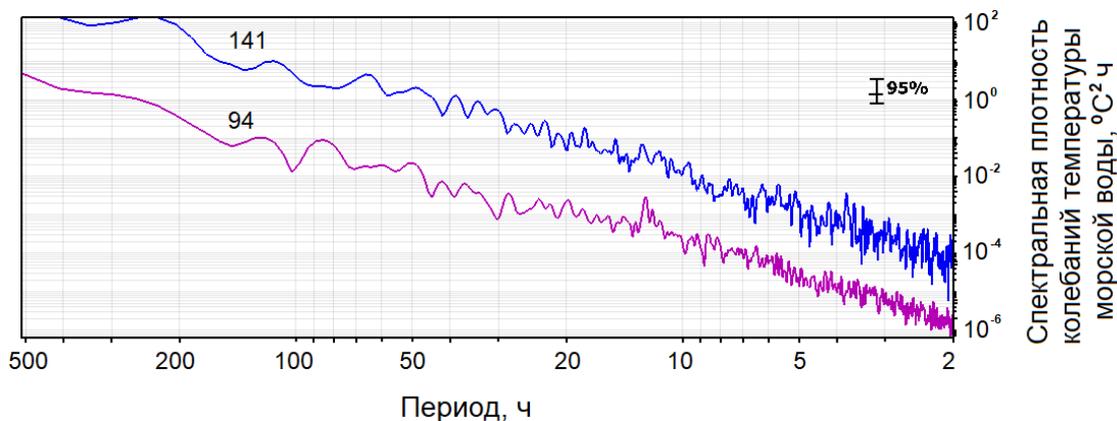


Рис. 5. Спектральная плотность колебаний температуры морской воды в море Лаптевых (прибор 94) и в Охотском море (прибор 141).

Fig. 5. Spectral density of seawater temperature fluctuations in the Laptev Sea (gauge No. 94) and the Sea of Okhotsk (gauge No. 141).

В области периодов длиннее 24 ч видны совпадающие для обоих спектров пики на периодах около 49.55 ч (2.06 сут) и 119.3 ч (4.97 сут). На спектре для Охотского моря выделяется широкий пик с периодом 288.9 ч (12.04 сут). Такие длинноволновые колебания температуры могут быть следствием влияния среднемасштабных атмосферных возмущений. Например, 12-суточные колебания возникают в поле пассатной циркуляции – меридиональный термический контраст [12].

На периодах короче 24 ч в спектре для моря Лаптевых отмечен значимый пик на периоде 12.4 ч, близком к периоду приливной гармонике M_2 . Колебания температуры с этим периодом в Охотском море не наблюдались. Для моря Лаптевых выделяется небольшой пик на периоде приливной гармонике S_2 , но его величина несколько меньше доверительного интервала. В спектре Охотского моря (рис. 5) зафиксированы пики с периодами 2.3–5.1 ч. В спектре моря Лаптевых значимые пики на периодах короче 5 ч также присутствуют, но их энергия существенно ниже. В статье [13] отмечено, что в районах пересечения критической широты с участками континентального склона, характеризующимися сложной топографией, создаются благоприятные условия для генерации внутренних волн с периодом M_2 . Согласно исследованиям [14, 15, 16, 17], топографические характеристики дна способствуют

генерации высокочастотных внутренних волн приливными течениями, возникающими на мелководных участках в теплое время года. Подобные процессы известны и в других морях с аналогичной батиметрией. Учитывая большое количество островов в обоих исследуемых нами морях, можно сказать, что наблюдаемые колебания могут представлять собой короткие внутренние волны.

Колебания температуры морской воды в диапазоне 30 мин – 24 ч

Проанализированы колебания температуры морской воды с периодами 30 мин – 24 ч на основе 30-суточных временных серий. Анализ колебаний с периодами менее 30 с затруднен из-за инерционности температурного датчика. На рис. 5 представлены усредненные за месяц спектры температурных колебаний с периодами от 2 до 24 ч, рассчитанные по всей суточной выборке. Это позволяет проследить сезонную динамику спектров в целом. Рис. 6 демонстрирует спектры температурных колебаний за три отдельных месяца (ноябрь, февраль, июнь), с фокусом на более короткие периоды, от 30 с до 24 ч, что дает возможность выделить различия в спектральной плотности в условиях разного ледового режима.

По рассчитанным кривым спектральных плотностей (рис. 6) видно, что для ноября

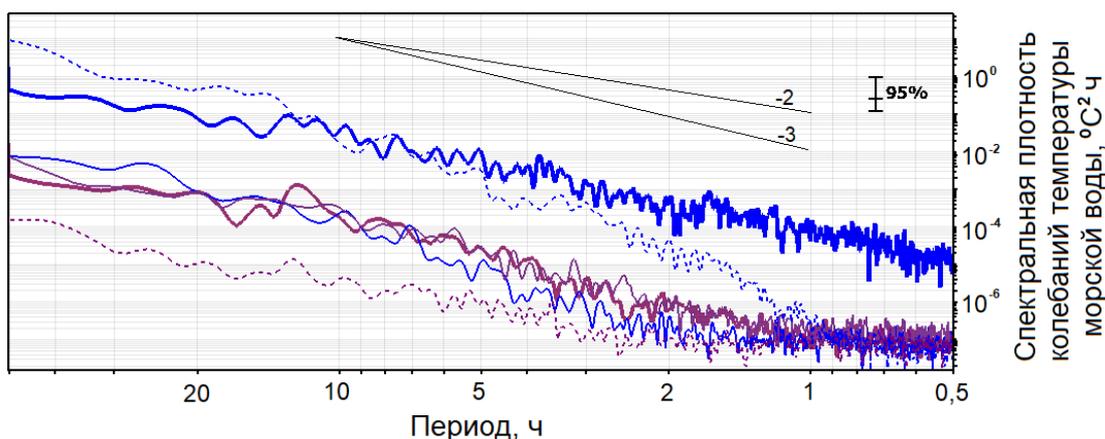


Рис. 6. Спектральные плотности колебаний температуры морской воды для 30-суточных временных серий: ноябрь (толстая линия), февраль (тонкая линия) и июнь (штриховая). Синие кривые для прибора 141 (2019–2020 гг.), бордовые – для прибора 94 (2018–2019 гг.). Указаны наклоны спектральных кривых.

Fig. 6. Spectral densities of seawater temperature fluctuations based on 30 daily time series: November (bold lines), February (thin lines), and June (fine dashed lines). Blue curves correspond to gauge No. 141 (2019–2020), and maroon curves to gauge No. 94 (2018–2019). Spectral slopes are indicated.

спектры для Охотского моря и моря Лаптевых имеют близкий закон спада, но различаются на два порядка по уровню. Спектральные кривые для февраля близки для обеих морей и почти совпадают с наклоном спада для спектральной кривой моря Лаптевых в ноябре. Отметим, что в феврале Охотское море в районе наблюдений покрыто льдом, поэтому можно заключить, что для данного случая спектры для обеих морей схожи. В июне Охотское море уже свободно от льда, в то время как море Лаптевых еще покрыто льдом, и спектральные кривые для этого месяца существенно различаются.

На всех спектральных кривых (рис. 6) в диапазоне периодов менее 6 ч отчетливо выделяются пики, отражающие высокочастотные температурные колебания, связанные с волновыми процессами различной природы. Кроме того, по временной серии ноября для моря Лаптевых хорошо выделяется пик с периодом 12.4 ч, соответствующий приливной гармонике M_2 . Он достаточно широкий и, возможно, объединен с приливной гармоникой S_2 , однако разделить их здесь не представляется возможным из-за малой длины временной серии. Данное обстоятельство – наличие пика гармонике M_2 только в ноябре – побудило авторов рассчитать спектрограмму колебаний температуры в море Лаптевых за весь срок наблюдения. Результат приведен на рис. 7.

На рис. 7 б видно, что генерация низкочастотных внутренних волн, в том числе и с периодом 12.4 ч, происходит в то время, когда наблюдаются резкие изменения температуры морской воды (рис. 7 а). Один из таких эпизодов зафиксирован в конце октября – он предвещает ноябрьскую серию и включен в спектральный анализ. Такие изменения температуры могут быть связаны с прохождением атмосферных возмущений над районом наблюдений. Анализ синоптической карты (рис. 8) показал, что к началу суток 27 октября к морю Лаптевых подошел глубокий циклон с давлением менее 980 мбар, в то время как над морем уже находился другой, менее выраженный циклон. Вероятно, такая синоптическая конфигурация, как показано в работе [18], способствовала формированию сгона, достигшего максимума 28 октября, при котором уровень моря снизился примерно на 1.25 м, а температура воды увеличилась на 0.5 °С.

Отметим, что на кривых спектральных плотностей, рассчитанных по температурному ряду для Охотского моря, пик с периодом около 12.4 ч, соответствующий гармонике M_2 , не проявляется (рис. 6). Из этого можно заключить, что в море Лаптевых на волны с этим периодом оказывает влияние близость критической широты, что и вызывает увеличение амплитуды этой гармоники.

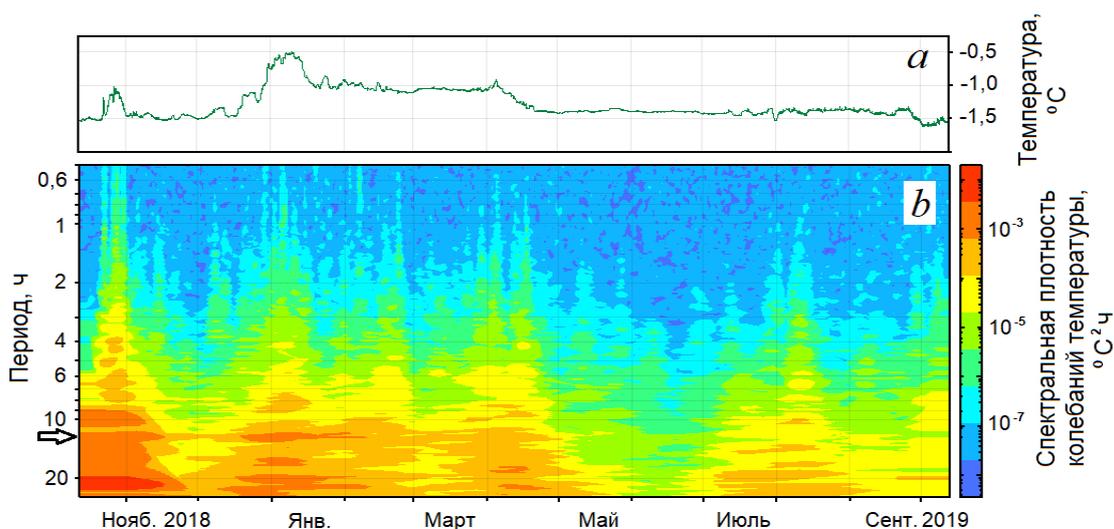


Рис. 7. Временной ход температуры морской воды, зарегистрированный прибором 94 в море Лаптевых (а) и его спектрограмма (б). Стрелкой отмечен период 12.4 ч

Fig. 7. Time series of seawater temperature recorded by gauge No. 94 in the Laptev Sea (a) and its spectrogram (b). The 12.4-hour period is marked by an arrow.

На рис. 6 заметны многочисленные пики на периодах менее 6 ч, превышающие доверительный интервал. Согласно [19, 20], коротковолновые процессы, включая внутренние волны, могут быть связаны с взаимодействием длинных гравитационных волн с островами, прибрежным рельефом и континентальным склоном. Это взаимодействие приводит к формированию вихрей [20], а также связано с процессами бароклинной неустойчивости [20]. Однако механизмы генерации внутренних волн с периодами в несколько часов пока недостаточно изучены, что затрудняет их однозначное объяснение на основе имеющихся данных.

Отметим еще одну особенность спектра колебаний температуры. В работе [21] приведены автоспектры смещений изотерм -0.8° и 1.6° , положение которых изменялось во времени на средних глубинах 67 и 137 м соответственно. В диапазоне частот между инерционной частотой f (0.0825 цикл/ч) и локальной частотой плавучести N (что соответствует периодам температурных колебаний порядка 1–10 ч) наблюдается спад спектров с наклонами от -1.5 до -2.0 . Такие наклоны спектра

указывают на преобладание вертикальных смещений, связанных с внутренними волнами. Спектральная форма смещения изотерм при этом соответствует модели Гарретта–Манка, а также согласуется с рядом других наблюдений внутренних волн.

Универсальная изотропная модель внутреннего волнового спектра Гарретта и Манка [22, 23] была разработана для поля внутренних волн в океане средних широт, где оно устойчиво и однородно [21]. Спектр Гарретта–Манка не имеет подъема энергии на инерциальной частоте, как и в полученных нами спектрах, такой подъем наблюдается только в глубоком океане. Таким образом, можно предположить, что в полученных нами спектрах колебания температуры (рис. 6) в диапазоне периодов от 1 до 10 ч не содержит существенных пиков по причине общей низкой энергии колебаний.

Наклон спектров колебаний температуры, вычисленных по нашим наблюдениям (рис. 6), существенно зависит от наличия льда и отличается от полученного в работе [21]. Для Охотского моря в ноябре, когда оно еще не покрыто льдом, наклон спектра близок к степени -2 .

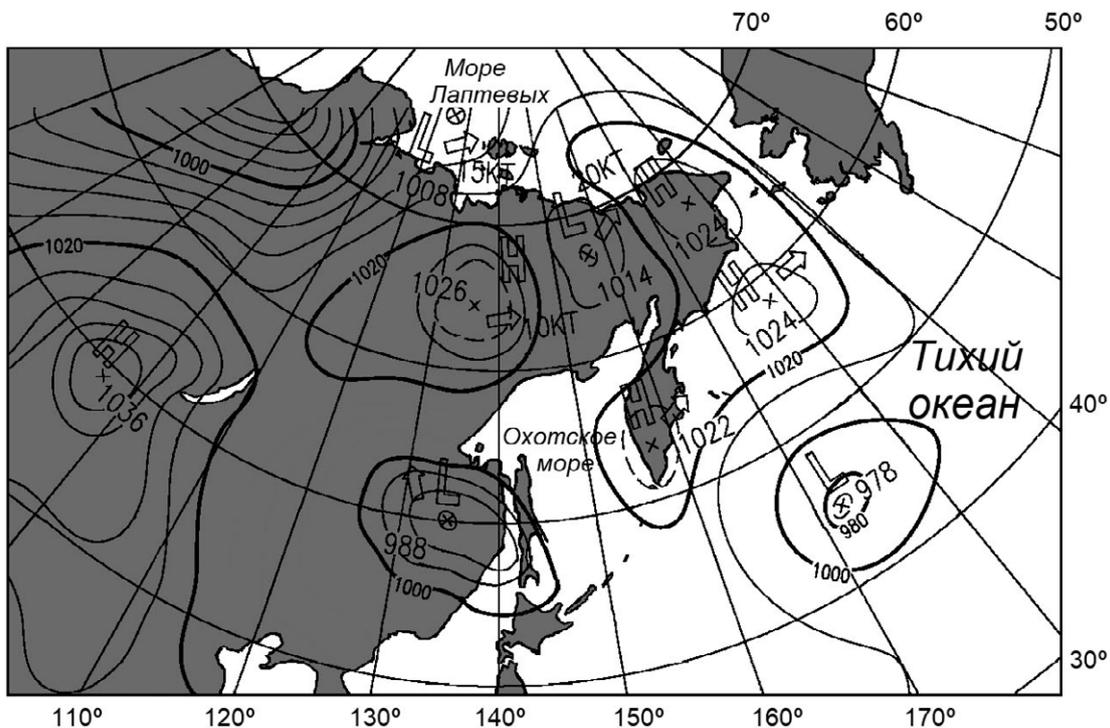


Рис. 8. Синоптическая карта региона исследований за 27.10.2018, 12:00 UTC. Сайт Japan Meteorological Agency (<https://www.jma.go.jp/jma/index.html>). Изолинии – давление, мбар.

Fig. 8. Synoptic chart of the study region for 27 October 2018, 12:00 UTC. Source: Japan Meteorological Agency (<https://www.jma.go.jp/jma/index.html>). Isolines indicate atmospheric pressure, mbar.

Для этого же моря, покрытого льдом, наклон спектра близок к -4 . Для моря Лаптевых, почти весь период ноябрь–май покрытого льдом, наклон спектра близок к -3 , и только в июне он ближе к -2 .

Короткопериодные колебания уровня моря и температуры

Изучение короткопериодных колебаний уровня моря и температуры морской воды с периодами от нескольких секунд до нескольких десятков минут в морях, покрытых льдом, представляет определенные трудности, поскольку короткие гравитационные волны с периодами до 15 с быстро затухают после проникновения под лед и с глубиной. Ледяной покров препятствует также короткопериодным изменениям температуры, вызванным поступлением под лед солнечной энергии.

Авторы работ [19, 24] полагают, что поскольку в морях, покрытых льдом, и в море Лаптевых в частности, присутствуют приливные движения, то они являются основным возможным механизмом генерации мелкомасштабных внутренних волн. Приливная волна, достигающая континентального склона, при определенных условиях способствует генерации внутренних волн. Вертикальный сдвиг горизонтальной скорости течения во внутренних волнах и их неустойчивость приводят к возникновению мелкомасштабной турбулентности и усилению перемешивания водных масс в зоне континентального склона.

Первые результаты анализа временных серий колебаний уровня моря, проведенного в 2021 г., показали странное поведение спектров и спектрограмм для периодов короче 12 с, а именно, появление плоских спектральных полок. Анализ такого поведения, выполненный V.A. Squire с соавторами [18], показал, что на глубинах более 15 м поверхностные волны затухают до уровня шума используемых приборов. На основании анализа рассчитанных спектров для разных глубин был сделан вывод, что с использованием приборов АРВ-14 и РБР возможно наблюдение волн подо льдом на глубинах более 20 м с периодами длиннее 12 с.

С учетом этого обстоятельства нами по данным измерений были рассчитаны спектро-

граммы колебаний уровня моря для диапазона периодов 12 с – 120 мин в море Лаптевых и 5 с – 120 мин в Охотском море (рис. 9). Видно, что спектрограммы для моря Лаптевых, покрытого льдом, не отражают выраженных волновых процессов. Следовательно, по отсутствию короткопериодных колебаний уровня (12 с – 1 мин) можно судить, что море Лаптевых в это время было покрыто льдом. Хорошо видно, что с 1 ноября 2018 до 23 мая 2019 г. море Лаптевых было покрыто сплошным льдом, после чего во льду появилась трещина (полынья), а с 8 июня появление трещин стало регулярным [18]. Похожая ситуация наблюдалась и в зиму 2019/2020 гг. В отличие от спектрограмм колебаний уровня моря, спектрограмма колебаний температуры в рассматриваемом диапазоне периодов не содержит каких-либо особенностей и здесь не приводится.

Очевидно, что в южной части Охотского моря в районе проведения измерений море бывает покрыто льдом на более короткий срок, обычно с середины января до конца марта. Следует отметить, что в акватории зал. Мордвинова образуется припайный лед с шириной вдольбереговой полосы от единиц до нескольких десятков километров. Поскольку ширина ледяного поля здесь меньше, чем в море Лаптевых, то и видимое на рис. 9 затухание менее заметно и проявляется для волн с периодами короче 23 с. При сильных отжимных ветрах и сопутствующих отливных течениях припайный лед может разрушиться или целым ледяным полем быть унесен в сторону южных Курильских островов в феврале, и тогда сплошной лед здесь больше не образуется.

Как видно на рис. 9 и отмечено в работе [18], в море Лаптевых в период 2018–2019 гг. нижняя граница области с заметным уровнем энергии волновых колебаний (в диапазоне 10^{-6} – 10^{-4} см²/мин) постепенно смещалась в сторону более длинных периодов в течение зимнего сезона. Это свидетельствует о том, что волны с все более длительным периодом подвергались значительному затуханию подо льдом. Если в ноябре 2018 г. существенное ослабление наблюдалось для волн с периодами 12–16 с, то к моменту появления первой трещины во льду 23 мая 2019 г. этот диапазон

сместился до 29 с. Удлинение периодов, при которых происходило значительное ослабление, продолжилось до начала июля, достигнув 39 с [18]. Зимой 2019/2020 гг. характеристики затухания отличались от предыдущего года. С конца декабря по 20 апреля уровень ослабления короткопериодных волн оказался меньше, чем в ноябре 2018 г., то есть волны тех же периодов сохраняли большую энергию. С апреля

затухание вновь усиливается, и его характеристики достигают значений, наблюдавшихся в конце зимнего периода 2019 г.

В зал. Мордвинова Охотского моря с 2009 по 2017 г. проводились наблюдения за распространением волн подо льдом. Одной из задач этих экспериментов было изучение затухания поверхностных гравитационных волн. В работе [25] приведены графики зависимости

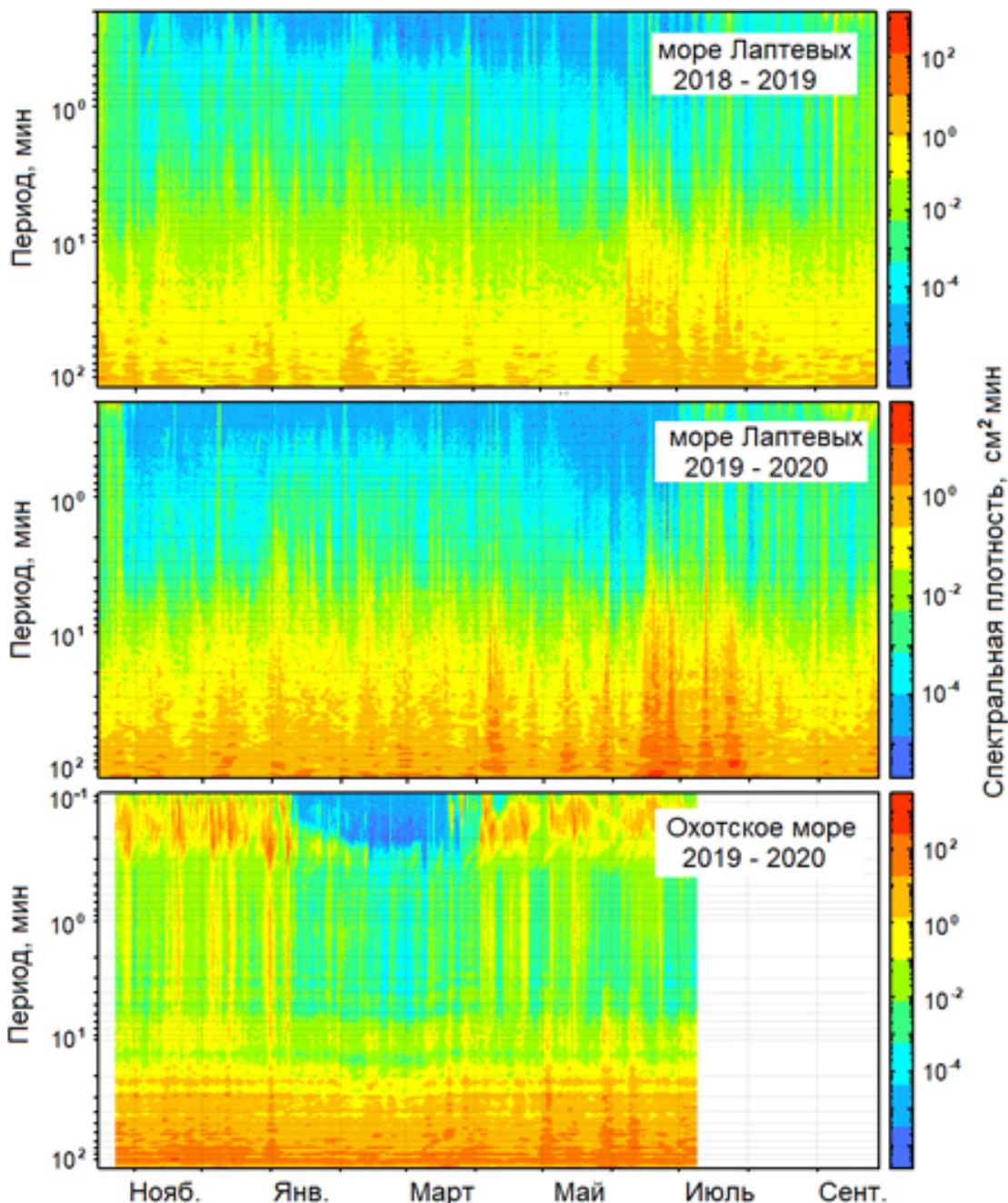


Рис. 9. Спектрограммы колебаний уровня моря по данным наблюдений приборами АРВ-К14 (№ 94, 2018–2019 гг.), RBR (2019–2020 гг.) в море Лаптевых и АРВ-К14 (№ 141, 2019–2020 гг.) в Охотском море.

Fig. 9. Spectrograms of sea level fluctuations based on observations from ARV-K14 (No. 94, 2018–2019) and RBR (2019–2020) gauges in the Laptev Sea and from ARV-K14 (No. 141, 2019–2020) in the Sea of Okhotsk.

спектральной плотности энергии волнения для различных периодов волн в январе–апреле 2013 г., представленные на рис. 10. На них также хорошо виден наклон кривых для периодов волн 20 и 50 с в течение зимнего периода, свидетельствующий об увеличении затухания этих волн со временем. Для периодов волн 6 и 10 с этот наклон хорошо выражен до начала марта, затем наблюдается некоторый подъем. Кривые для периодов от 100 с и более такого наклона не имеют.

В статье [25] установлено, что фазовая и групповая скорости для коротких волн, рассчитанные для момента появления и разрушения припая, существенно различаются. Анализ уравнения (1), приведенного в [26] и использованного для расчета групповой скорости волн, ответственной за перенос энергии, показал, что это различие обусловлено изменением толщины льда на разных этапах существования припая.

$$U = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} = \frac{c}{2} \left[\frac{1 + 256\pi^3 B / \lambda^3 c^2}{1 + 4\pi M / \lambda} \right], \quad (1)$$

где

$$B = \frac{Eh^3}{12(1-s^2)\rho_w}, \quad Q = \frac{Ph}{\rho_w}, \quad M = \frac{\rho_i h}{\rho_w}.$$

Здесь U – групповая скорость; c – фазовая скорость волны; λ – длина волны; h – толщина льда; E – модуль упругости Юнга, для льда $E = 6 \cdot 10^9 \text{ Н}\cdot\text{м}^{-2}$; s – коэффициент Пуассона, для льда $s = 0.3$; P – сжимающее напряжение в пакете льда, которое для морского льда при чистом сжатии находится в диапазоне $10^6 \text{ Н}\cdot\text{м}^{-2}$ [27]. Плотность морского льда приблизительно равна $\rho_i = 0.9 \rho_w$, где ρ_w (плотность морской воды) составляет $\approx 1025 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$.

Поскольку зависимость скорости волн от толщины льда нелинейная, то это, по-видимому, и определяет наклон кривых только для коротких периодов. Кроме того, учитывая вышеизложенное, можно сделать вывод, что в районе постановки прибора АРВ-К14 в море Лаптевых толщина льда с ноября 2018 по июнь 2019 г. постоянно нарастала. В зиму 2019/2020 гг. наблюдалась другая картина. С января по апрель 2020 г. толщина льда была минимальной, а с апреля увеличивалась. Можно было предположить, что это связано с теплой погодой зимы 2020 г. Проверка с использованием температурных данных (рис. 11) показала, что зима 2019/2020 гг. действительно была теплее по сравнению с зимой 2018/2019. Это подтверждается более высокими значениями температуры

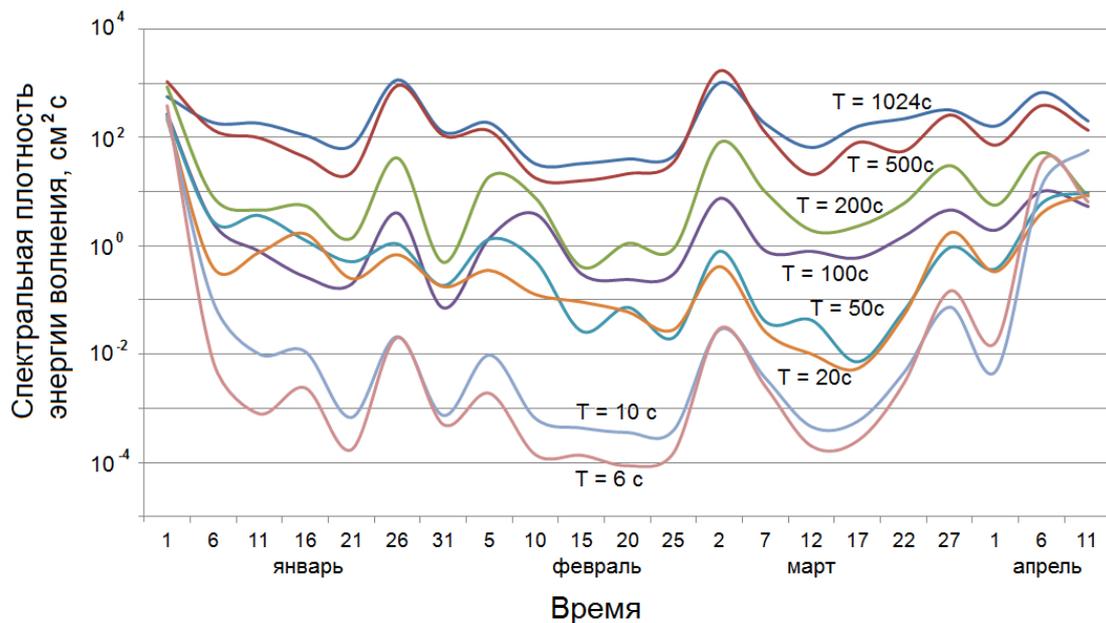


Рис. 10. Диаграммы спектральной плотности энергии волнения с периодами от 6 до 1024 с. (число степеней свободы 40). Зал. Мордвинова Охотского моря, январь–апрель 2013 г. [25]

Fig. 10. Diagrams of spectral wave energy density for wave periods from 6 to 1024 seconds (degrees of freedom: 40). Mordvinov Bay, Sea of Okhotsk, January–April 2013 [25].

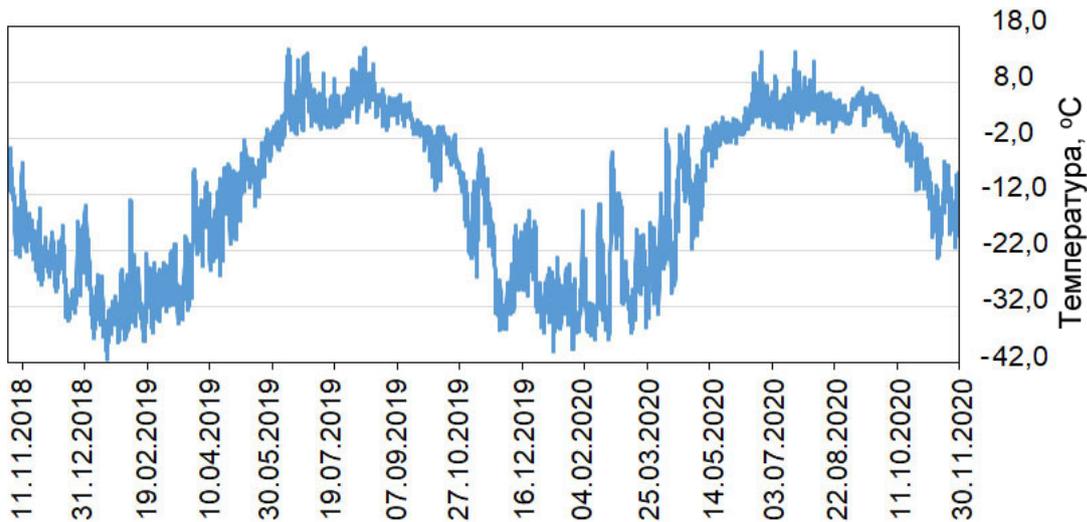


Рис. 11. Температура воздуха в прол. Санникова (западная часть моря Лаптевых) в 2018–2019 гг. По данным сайта РП5 (<https://rp5.ru/>).

Fig. 11. Air temperature in the Sannikov Strait (western Laptev Sea) in 2018–2019. Based on data from the RP5 website (<https://rp5.ru/>).

воды в течение всего холодного периода. Соответственно, ледовый покров в этот сезон, вероятно, был менее прочным и более подвижным, что отразилось на спектрограммах колебаний уровня (рис. 9): в 2019/2020 гг. они характеризуются меньшей областью полного затухания волн и сохранением энергии в более широком диапазоне периодов. В Охотском море в 2020 г. толщина льда, пока море было покрыто льдом, нарастала, как и для ситуации в море Лаптевых в зимний период 2018/2019 гг.,

и это хорошо видно на рис. 9. Отметим, что это типичная для Охотского моря ситуация.

Сравним спектральные плотности колебаний уровня моря и температуры с периодами 12 с – 100 мин для 2018–2019 гг. в море Лаптевых и 2019–2020 гг. в Охотском море (рис. 12), поскольку режимы затухания волн в эти периоды времени совпадают.

На периодах больше 1 мин для колебаний уровня моря в Охотском море выделяются пики с периодами 22.7 и 29.2 мин (рис. 12).

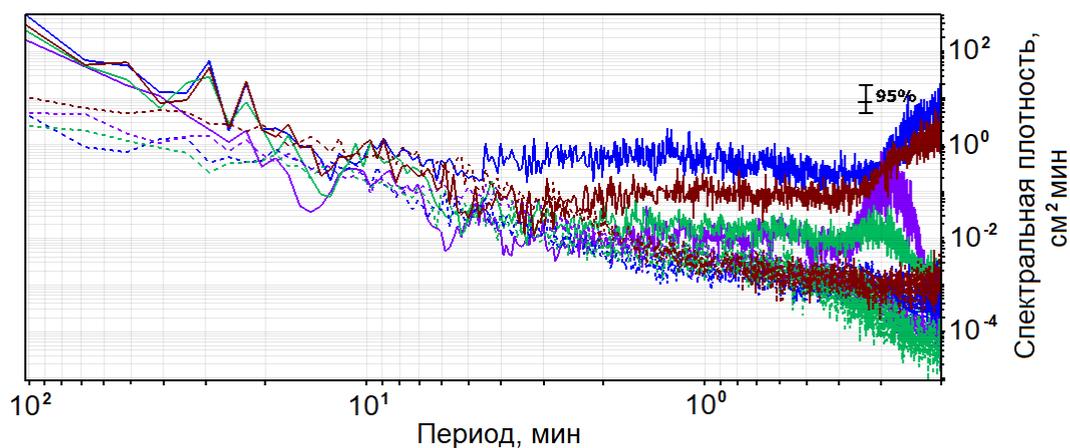


Рис. 12. Спектральные плотности колебаний уровня моря (а) для разных периодов времени, вычисленные по 30-суточным временным сериям. Сплошные кривые относятся к Охотскому морю в 2019–2020 гг., пунктирные – к морю Лаптевых в 2018–2019 гг. Ноябрь – синий цвет, февраль – фиолетовый, март – зеленый, июнь – коричневый.

Fig. 12. Spectral densities of sea level fluctuations (a) for different time periods, calculated from 30 daily time series. Solid curves represent the Sea of Okhotsk (2019–2020); dashed curves represent the Laptev Sea (2018–2019). Colors indicate observation months: November, blue; February, purple; March, green; June, brown.

Эти пики видны и на спектрограмме уровня для Охотского моря (рис. 9). Судя по диапазону периодов, они обусловлены краевыми волнами. Значительные колебания спектральной кривой для Охотского моря в феврале связаны, по-видимому, с образованием трещин, что видно и на рис. 10.

На периодах короче 20 с на всех спектрах Охотского моря виден подъем, но его величина уменьшается, когда море покрывается льдом, при этом наблюдается резкое спадание кривых для периодов короче 17 с. Энергия колебаний уровня в диапазоне от 12 с до 2 мин для открытого моря примерно на порядок выше, чем для покрытого льдом.

В море Лаптевых спектральные кривые колебаний уровня моря достаточно близки, за исключением кривой для июня, когда море освобождается от льда. Эта спектральная кривая в области коротких периодов показывает подъем почти на порядок, от 1 мин и до 12 с, по сравнению с морем, покрытым льдом. Отметим, что энергия колебаний уровня на периодах от 2 до 20 мин для обеих морей одинакова. Исключение составляют колебания уровня в Охотском море в ноябре, когда в осенний период наблюдается большое число штормов.

Сделать какие-либо сравнения для колебаний температуры морской воды с января по март, когда оба моря покрыты сплошным льдом, не представляется возможным. Кривые спектральных плотностей в диапазоне периодов 12–50 с не содержат пиков, превышающих 95%-й доверительный интервал, не имеют выраженных пиков и соответствуют широкополосным шумовым процессам. Аналогичное поведение колебаний температуры отмечается и в работе [18].

Заключение

В 2018–2020 гг. проведены длительные наблюдения за колебаниями уровня моря и температуры морской воды в морях Лаптевых и Охотском с использованием автономных регистраторов APB-K14 и RBR. В море Лаптевых измерения охватывали двухлетний период в районе вблизи критической широты (75.20° с.ш.), а в Охотском море (зал. Мордвина)

нова) прибор APB-K14 работал с октября 2019 по июль 2020 г. Дискретность всех временных серий составила 1 с.

Анализ приливных колебаний показал, что в море Лаптевых амплитуда полусуточной приливной гармоник M_2 более чем в три раза превышает амплитуды суточных приливов, что обусловлено близостью к критической широте. В Охотском море, напротив, преобладают суточные приливы.

Спектральные кривые низкочастотных колебаний температуры морской воды (30 мин – 24 ч) в ноябре для обеих морей демонстрируют схожий закон спадания, но различаются по амплитуде на два порядка. В феврале, когда зал. Мордвина был покрыт льдом, спектры обеих морей были практически идентичными, что свидетельствует о влиянии ледового покрова на температурные процессы.

При исследовании спектральных плотностей температурных колебаний в море Лаптевых выявлен пик на периоде 12.4 ч, превышающий доверительный интервал, тогда как в Охотском море аналогичный пик отсутствует. Это связано с влиянием критической широты на температурные колебания в море Лаптевых.

Анализ короткопериодных (12 с – 120 мин) колебаний уровня моря и температуры воды показал, что в ледовых условиях в море Лаптевых волновые процессы практически отсутствуют. По отсутствию колебаний уровня с периодами 12 с – 1 мин можно определить периоды сплошного ледового покрова. В Охотском море на периодах более 1 мин выделены пики 22.7 и 29.2 мин, связанные с краевыми волнами. Значительные спектральные вариации в феврале, вероятно, обусловлены образованием трещин и полыней.

Обнаружено, что затухание коротких поверхностных волн (12 с – 1 мин в море Лаптевых и 12–20 с в Охотском море) при их распространении подо льдом зависит от его толщины. В Охотском море затухание волн нарастает в течение зимы, тогда как в море Лаптевых оно может как увеличиваться, так и снижаться.

В январе–марте, когда оба моря были покрыты сплошным льдом, спектральные плотности температурных колебаний в диапазоне 12–50 с не демонстрировали выраженных

пиков, превышающих 95%-й доверительный интервал. Амплитуды этих колебаний были малы, а спектральные кривые соответствовали широкополосным шумовым процессам, что не позволяет выявить закономерности температурных колебаний в условиях полного ледового покрова.

Полученные результаты показывают, что особенности температурных и волновых режимов в рассматриваемых морях определяются сочетанием ледовых условий, приливных процессов и влиянием критической широты. Эти данные могут быть использованы для дальнейшего изучения механики внутренних волн в ледовых морях, совершенствования моделей прогноза гидродинамических процессов и обеспечения безопасности судоходства и освоения шельфов в условиях сезонной изменчивости ледяного покрова.

Список литературы

1. Yuan Y., Lei R., Liu L., Cheng B., Heil P., Cheng X., Wang Y., Tian-Kunze X., Zhan Z., Zhang Y. **2023**. Enhancing sea ice inertial oscillations in the Arctic Ocean between 1979 and 2019. *Water*, 15(1), 152. <https://doi.org/10.3390/w15010152>
2. Zhang L., Li Y., Xie J., Lin Y., Guo Y., Fu L., Chen L., Wang J., Song X. **2023**. Spatial and seasonal variations of near-inertial kinetic energy in the Ross Sea. *Frontiers in Marine Science*, 10, 1173900. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1173900>
3. Shen X., Yu X., Zhang Y., Wang J., Wang D. **2023**. Near-inertial wave propagation in the deep Canadian Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(5), e2023JC020228. <https://doi.org/10.1029/2023JC020228>
4. Коняев К.В., Сабинин К.Д. **1992**. *Волны внутри океана*. СПб.: Гидрометеиздат, 272 с.
5. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. **1982**. *Моря СССР*. М.: Изд-во Московского ун-та, 272 с.
6. Rippeth T.P., Lincoln B.J., Lenn Y.-D., Mattias Green J.A., Sundfjord A., Bacon S. **2015**. Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography. *Nature Geoscience*, 8: 191–194. doi:10.1038/ngeo2350
7. Krumpen T., Hölemann J.A., Willmes S., Morales Maqueda M.A., Busche T., Dmitrenko I.A., Gerdes R., Haas C., Heinemann G., Hendricks S., Kassens H., Rabenstein L., Schröder D. **2011**. Sea ice production and water mass modification in the eastern Laptev Sea. *Journal of Geophysical Research*, 116, C05014. doi:10.1029/2010JC006545
8. Некрасов А.В. **1990**. *Энергия океанских приливов*. Л.: Гидрометеиздат, 288 с.
9. Parker B.B. **2007**. *Tidal analysis and prediction*. Maryland: Silver Spring, 378 p. doi:http://dx.doi.org/10.25607/OBP-191
10. Furevik T., Foldvik A. **1996**. Stability at M2 critical latitude in the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C4): 8823–8838. <https://doi.org/10.1029/96jc00081>
11. Kjersti L., Daae K.L., Fer I., Abrahamsen E.P. **2009**. Mixing on the continental slope of the southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 114, C09018. doi:10.1029/2008JC005259
12. Лаппо С.С. **1979**. *Среднемасштабные динамические процессы океана, возбуждаемые атмосферой*. М.: Наука, 179 с.
13. Daae K.L., Fer I., Abrahamsen E.P. **2009**. Mixing on the continental slope of the southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114, C09018. doi:10.1029/2008JC005259
14. Bai X., Liu Z., Li X., Chen Z., Hu J., Sun Z., Zhu J. **2013**. Observations of high-frequency internal waves in the Southern Taiwan Strait. *Journal of Coastal Research*, 29(6): 1413–1419. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-12-00141.1>
15. Colosi J.A., Beardsley R.C., Lynch J.F., Gawarkiewicz G., Chiu C.S., Scotti A. **2001**. Observations of nonlinear internal waves on the outer New England continental shelf during the summer Shelf Break Primer study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C5): 9587–9601. <https://doi.org/10.1029/2000jc900124>
16. Duda T.F., Lynch J.F., Irish J.D., Beardsley R.C., Ramp S.R., Chiu C.S., Tang T.Y., Yang Y.J. **2004**. Internal tide and nonlinear internal wave behavior at the continental slope in the northern South China Sea. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 29(4): 1105–1130. <https://doi.org/10.1109/joe.2004.836998>
17. Lee C.-Y., Beardsley R.C. **1974**. Generation of long nonlinear internal waves in a weakly stratified shear flow. *Journal of Geophysical Research*, 79(3): 453–462. <https://doi.org/10.1029/jc079i003p00453>
18. 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(2021), 104514. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104514>
19. Zakharchuk E.A. **1999**. Internal waves in the Laptev Sea. In: *Land-Ocean systems in the Siberian Arctic. Dynamics and history*. Berlin: Springer-Verlag, p. 43–51. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60134-7_5
20. Darelius E., Smedsrud L.H., Osterhus S., Foldvik A., Gammelsrod T. **2009**. Structure and variability of the Filchner overflow plume. *Tellus A*:

- Dynamic Meteorology and Oceanography*, 61(3): 446–464. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v61i3.15559>
21. Levine M.D., Paulson C.A., Morison J.H. **1985**. Internal waves in the Arctic Ocean – Comparison with lower-latitude observations. *Journal of Physical Oceanography*, 15: 800–809. doi:10.1175/1520-0485(1985)015
 22. Garrett C., Munk W. **1972**. Oceanic mixing by breaking internal waves. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 19(12): 823–832. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(72\)90001-0](https://doi.org/10.1016/0011-7471(72)90001-0)
 23. Garrett C., Munk W. **1975**. Space-time scales of internal waves: A progress report. *Journal of Geophysical Research*, 80: 291–297. <https://doi.org/10.1029/jc080i003p00291>
 24. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. **1994**. The Arctic Ocean tides. In: *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment: Geophysical Monograph*, 85: 137–158.
 25. Долгих Г.И., Ковалев П.Д., Ковалев Д.П., Кириллов К.В. **2018**. Особенности волнения под припаем в юго-западной части Охотского моря. *Доклады Академии наук*, 481(5): 98–102.
 26. Wadhams P. **1973**. Attenuation of swell by sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 78(18): 3552–3563. <https://doi.org/10.1029/jc078i018p03552>
 27. Mellor M. **1983**. *Mechanical behavior of sea ice*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory Monograph, 83(1). 105 p.
 7. Krumpfen T., Hölemann J.A., Willmes S., Morales Maqueda M.A., Busche T., Dmitrenko I.A., Gerdes R., Haas C., Heinemann G., Hendricks S., Kassens H., Rabenstein L., Schröder D. **2011**. Sea ice production and water mass modification in the eastern Laptev Sea. *Journal of Geophysical Research*, 116, C05014. doi:10.1029/2010JC006545
 8. Nekrasov A.V. **1990**. *Energy of ocean tides*. Leningrad: Gidrometeoizdat, 288 p.
 9. Parker B.B. **2007**. *Tidal analysis and prediction*. Maryland: Silver Spring, 378 p. <http://dx.doi.org/10.25607/OBP-191>
 10. Furevik T., Foldvik A. **1996**. Stability at M2 critical latitude in the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C4): 8823–8838. <https://doi.org/10.1029/96jc00081>
 11. Kjersti L., Daae K.L., Fer I., Abrahamsen E.P. **2009**. Mixing on the continental slope of the southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research*, 114, C09018. doi:10.1029/2008JC005259
 12. Lappo S.S. **1979**. [Medium-scale dynamic processes of the ocean excited by the atmosphere]. Moscow: Nauka, 179 p.
 13. Daae K.L., Fer I., Abrahamsen E.P. **2009**. Mixing on the continental slope of the southern Weddell Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114, C09018. doi:10.1029/2008JC005259
 14. Bai X., Liu Z., Li X., Chen Z., Hu J., Sun Z, Zhu J. **2013**. Observations of high-frequency internal waves in the Southern Taiwan Strait. *Journal of Coastal Research*, 29(6): 1413–1419. <https://doi.org/10.2112/jcoastres-d-12-00141.1>
 15. Colosi J.A., Beardsley R.C., Lynch J.F., Gawarkiewicz G., Chiu C.S., Scotti A. **2001**. Observations of nonlinear internal waves on the outer New England continental shelf during the summer Shelf Break Primer study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 106(C5): 9587–9601. <https://doi.org/10.1029/2000jc900124>
 16. Duda T.F., Lynch J.F., Irish J.D., Beardsley R.C., Ramp S.R., Chiu C.S., Tang T.Y., Yang Y.J. **2004**. Internal tide and nonlinear internal wave behavior at the continental slope in the northern South China Sea. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 29(4): 1105–1130. <https://doi.org/10.1109/joe.2004.836998>
 17. Lee C.-Y., Beardsley R.C. **1974**. Generation of long nonlinear internal waves in a weakly stratified shear flow. *Journal of Geophysical Research*, 79(3): 453–462. <https://doi.org/10.1029/jc079i003p00453>
 18. 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(2021), 104514. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2021.104514>

References

1. Yuan Y., Lei R., Liu L., Cheng B., Heil P., Cheng X., Wang Y., Tian-Kunze X., Zhan Z., Zhang Y. **2023**. Enhancing sea ice inertial oscillations in the Arctic Ocean between 1979 and 2019. *Water*, 15(1), 152. <https://doi.org/10.3390/w15010152>
2. Zhang L., Li Y., Xie J., Lin Y., Guo Y., Fu L., Chen L., Wang J., Song X. **2023**. Spatial and seasonal variations of near-inertial kinetic energy in the Ross Sea. *Frontiers in Marine Science*, 10, 1173900. <https://doi.org/10.3389/fmars.2023.1173900>
3. Shen X., Yu X., Zhang Y., Wang J., Wang D. **2023**. Near-inertial wave propagation in the deep Canadian Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(5), e2023JC020228. <https://doi.org/10.1029/2023JC020228>
4. Konyaev K.V., Sabinin K.D. **1992**. [Waves inside the ocean]. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 272 p.
5. Dobrovolsky A.D., Zalugin B.S. **1982**. *Seas of the USSR*. Moscow: Moscow University Press, 272 p.
6. Rippeth T.P., Lincoln B.J., Lenn Y.-D., Mattias Green J.A., Sundfjord A., Bacon S. **2015**. Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography. *Nature Geoscience*, 8: 191–194. doi:10.1038/ngeo2350

19. Zakharchuk E.A. **1999**. Internal waves in the Laptev Sea. In: *Land-Ocean systems in the Siberian Arctic. Dynamics and history*. Berlin: Springer-Verlag, p. 43–51. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60134-7_5
20. Darelus E., Smedsrud L.H., Osterhus S., Foldvik A., Gammelsrod T. **2009**. Structure and variability of the Filchner overflow plume. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 61(3): 446–464. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v61i3.15559>
21. Levine M.D., Paulson C.A., Morison J.H. **1985**. Internal waves in the Arctic Ocean – Comparison with lower-latitude observations. *Journal of Physical Oceanography*, 15: 800–809. doi:10.1175/1520-0485(1985)015
22. Garrett C., Munk W. **1972**. Oceanic mixing by breaking internal waves. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, 19(12): 823–832. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(72\)90001-0](https://doi.org/10.1016/0011-7471(72)90001-0)
23. Garrett C., Munk W. **1975**. Space-time scales of internal waves: A progress report. *Journal of Geophysical Research*, 80: 291–297. <https://doi.org/10.1029/jc080i003p00291>
24. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. **1994**. The Arctic Ocean tides. In: *The Polar Oceans and their role in shaping the global environment: Geophysical Monograph*, 85: 137–158.
25. Dolgikh G.I., Kovalev P.D., Kovalev D.P., Kirillov K.V. **2018**. Peculiarities of waves in fast ice in the Southwestern Sea of Okhotsk. *Doklady Earth Sciences*, 481: 1073–1078. <https://doi.org/10.1134/s1028334x18080123>
26. Wadhams P. **1973**. Attenuation of swell by sea ice. *Journal of Geophysical Research*, 78(18): 3552–3563. <https://doi.org/10.1029/jc078i018p03552>
27. Mellor M. **1983**. *Mechanical behavior of sea ice*. Cold Regions Research and Engineering Laboratory Monograph, 83(1). 105 p.

Об авторах

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

Ковалев Дмитрий Петрович (<https://orcid.org/0000-0002-5184-2350>), профессор, 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

Борисов Александр Сергеевич (<https://orcid.org/0000-0002-9026-4258>), кандидат технических наук, старший научный сотрудник, a.borisov@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 26.02.2025

Принята к публикации 23.05.2025

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, Russia:

Kovalev, Dmitry P. (<https://orcid.org/0000-0002-5184-2350>), Professor, 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

Borisov, Aleksander S. (<https://orcid.org/0000-0002-9026-4258>), Cand. Sci. (Engineering), Senior Researcher, a.borisov@imgg.ru

Zarochintsev, Vitaly 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 26 February 2025

Accepted 23 May 2025