

Исследование затухания гравитационных волн на фрагментированном льду

Г. Е. Хазанов^{1,2}, С. А. Ермаков^{1,2,3}, В. А. Доброхотов^{1,2},
Г. В. Лещев^{1,2}, А. В. Купаев¹, О. А. Даниличева^{1,2}

¹ *Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия*
E-mail: g.khazanov@ipfran.ru

² *Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского*
Нижний Новгород, 603022, Россия

³ *Волжский государственный университет водного транспорта*
Нижний Новгород, 603950, Россия

Как известно, морской лёд на начальном этапе своего формирования в прикромочной зоне может существовать в разных формах, таких как ледяное сало, снежура, блинчатый лёд. Перечисленные выше начальные формы льда (НФЛ) приводят к затуханию волн на морской поверхности и, соответственно, влияют на интенсивность микроволнового рассеяния на морской поверхности, что усложняет идентификацию участков поверхности, покрытых НФЛ и находящихся в области между сплочённым льдом и открытой водой. Данная работа нацелена на анализ распространения волн в присутствии НФЛ для дальнейшей разработки физических моделей затухания волн. В работе представлены описание и результаты специальных натурных экспериментов по исследованию затухания ветровых волн различной длины в присутствии имитаторов льдин, а также приведены результаты численного моделирования затухания гравитационных волн и дано сравнение с результатами экспериментов. Одним из важных результатов исследованной зависимости коэффициента затухания от отношения размера льдины к длине волны как в натурных, так и в численных экспериментах стало обнаружение локального максимума для волн с длинами порядка размеров «льдин». Дана физическая интерпретация механизма затухания гравитационных волн в присутствии льдин с учётом их присоединённой массы.

Ключевые слова: затухание гравитационных волн, начальные формы льда, радиолокационное зондирование, присоединённая масса

Одобрена к печати: 12.01.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-229-241

Введение

Как известно, морской лёд на начальном этапе своего формирования в прикромочной зоне может существовать в разных формах, включая ледяное сало, снежуру, блинчатый лёд и др. (Johannessen et al., 1983; Massom, Stammerjohn, 2010). Перечисленные выше начальные формы льда (НФЛ) приводят к затуханию волн на морской поверхности и, соответственно, влияют на интенсивность микроволнового рассеяния на морской поверхности. Как результат, идентификация участков поверхности, покрытых НФЛ и находящихся в области между сплочённым льдом и открытой водой, может быть довольно затруднительной. Другой аспект проблемы затухания волн в присутствии НФЛ заключается в том, что области сильного затухания волн на радиолокационных панорамах моря после прохождения зон, покрытых НФЛ, могут быть ошибочно интерпретированы как, например, нефтяные загрязнения. Механизмы затухания поверхностных волн в присутствии НФЛ пока изучены недостаточно, включая, в частности, связь эффективной вязкости ледяного сала с объёмной концентрацией частиц льда, а также зависимость затухания от размеров льдин, особенно при сопоставимости этих размеров с длиной поверхностной волны.

Физика взаимодействия волн со льдом важна и при описании взаимодействия динамики последнего. Столкновения льдин, возникающие при распространении волн, перегруппировка

льдин в кластеры, разбиение льда на более мелкие фрагменты — всё это способно значительно поменять морфологию поверхности, влияет на таяние льда и пр. (см., например, работы (Boutin et al., 2018; Dumas-Lefebvre, Dumont, 2020; Wadhams et al., 1979)).

Основными механизмами затухания волн при их взаимодействии со льдом принято считать рассеяние, а также вязкую диссипацию волн. Для описания затухания волны, взаимодействующей с ледяной структурой, используются главным образом две группы моделей: учитывающие рассеяние волн отдельными льдинами (Kohout, Meylan, 2008; Masson, LeBlonde, 1989) и основанные на описании ледяного покрова как вязкой жидкости или вязкоупругого материала (Keller, 1998; Wang, Shen, 2010; Weber, 1987). Сравнение влияния разных механизмов на величину затухания стало предметом исследований (Bai et al., 2017; Williams et al., 2013; Yiew et al., 2016), и этот вопрос по-прежнему не изучен до конца. Полагается, однако, что рассеяние доминирует для волн с длинами, малыми по сравнению с размером льдины (Ardhuin et al., 2016; Kohout, Meylan, 2008), тогда как вязкое описание может определять затухание волн в присутствии малых по сравнению с длиной волны льдин.

Первая модель рассеяния (*англ.* mass-loading model) была предложена в работах (Peters, 1950; Weitz, Keller, 1950), где рассматривалась двумерная задача для потенциала скорости в падающей волне и в жидкости под льдиной. Модель позволила успешно описать наблюдающееся в натурных экспериментах экспоненциальное затухание волн по мере их распространения в область НФЛ и фильтрацию высокочастотных компонент спектра волнения. В исследовании (Wadhams, Holt, 1991) данный подход был использован для оценки возможностей определения толщины льда с помощью радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА). При анализе затухания волн из-за вязкой диссипации в работе (Weber, 1987) было предложено моделировать слой льда как высоковязкий континуум, динамика которого определяется балансом сил давления и вязких сил. Данная модель неплохо описывала результаты натурных и лабораторных экспериментов, особенно в диапазоне высоких частот (Newyear, Martin, 1997; Wadhams et al., 1988), однако параметр эффективной вязкости, необходимый для хорошего соответствия с экспериментом, оказался слишком большим и физически нереальным.

Систематические натурные измерения затухания волн (Cheng et al., 2017; Doble et al., 2015; Meylan et al., 2014a, b) проводились в разные сезоны и при различных условиях, преимущественно в области блинчатого льда и шуги. При этом исследовались волны с длинами, много большими размеров льдин. Оценка затухания гравитационных волн в присутствии льда проводилась на основе измерений системы буёв, оснащённых вертикальными акселерометрами, по данным которых строились спектры волнения (Doble et al., 2015). Следует отметить, что битый лёд в реальных условиях оказывается существенно неоднородным, группируясь с увеличением расстояния от границы открытой воды в более плотные кластеры, а слой шуги утолщается (Prinsenberg, Peterson, 2011). Соответственно, исследование затухания в поле неоднородного льда с различной концентрацией и разным распределением по размерам представляется весьма актуальным и выступает целью целого ряда работ (см. (Marquart et al., 2021)).

Затухание волн в условиях, когда размеры льдин сравнимы с длинами поверхностных волн, изучено пока недостаточно. Соответствующие исследования были недавно предприняты в условиях лабораторного эксперимента (Ermakov et al., 2020; Khazanov et al., 2021).

Данная работа нацелена на более детальный, чем в публикациях (Ermakov et al., 2020; Khazanov et al., 2021), анализ проблемы затухания волн в присутствии льда. Кратко рассмотрены натурные наблюдения, иллюстрирующие ослабление гравитационных волн, прошедших через область фрагментированного льда. Далее представлены описание и результаты специальных натурных экспериментов по изучению затухания ветровых волн различной длины в присутствии имитаторов льдин. Наконец, приведены результаты численного моделирования затухания гравитационной волны в присутствии льдин и дано сравнение с результатами экспериментов. Отметим, что в работе исследовано затухание волн для простейшего случая моноразмерных имитаторов льдин. Тем не менее выполненный анализ, как представляется, может дать лучшее понимание физических механизмов затухания волн на льду и способствовать дальнейшему построению физических моделей затухания волн.

Дистанционные наблюдения волн в присутствии начальных форм льда

Рассмотрим кратко данные некоторых дистанционных наблюдений, иллюстрирующих эффект затухания волн на НФЛ. На *рис. 1* приведено РСА-изображение прикромочной области льдов между Гренландией и открытым океаном, полученное со спутника Sentinel-1 05.03.2022 в 09:13 UTC (*англ.* Coordinated Universal Time, всемирное координированное время).

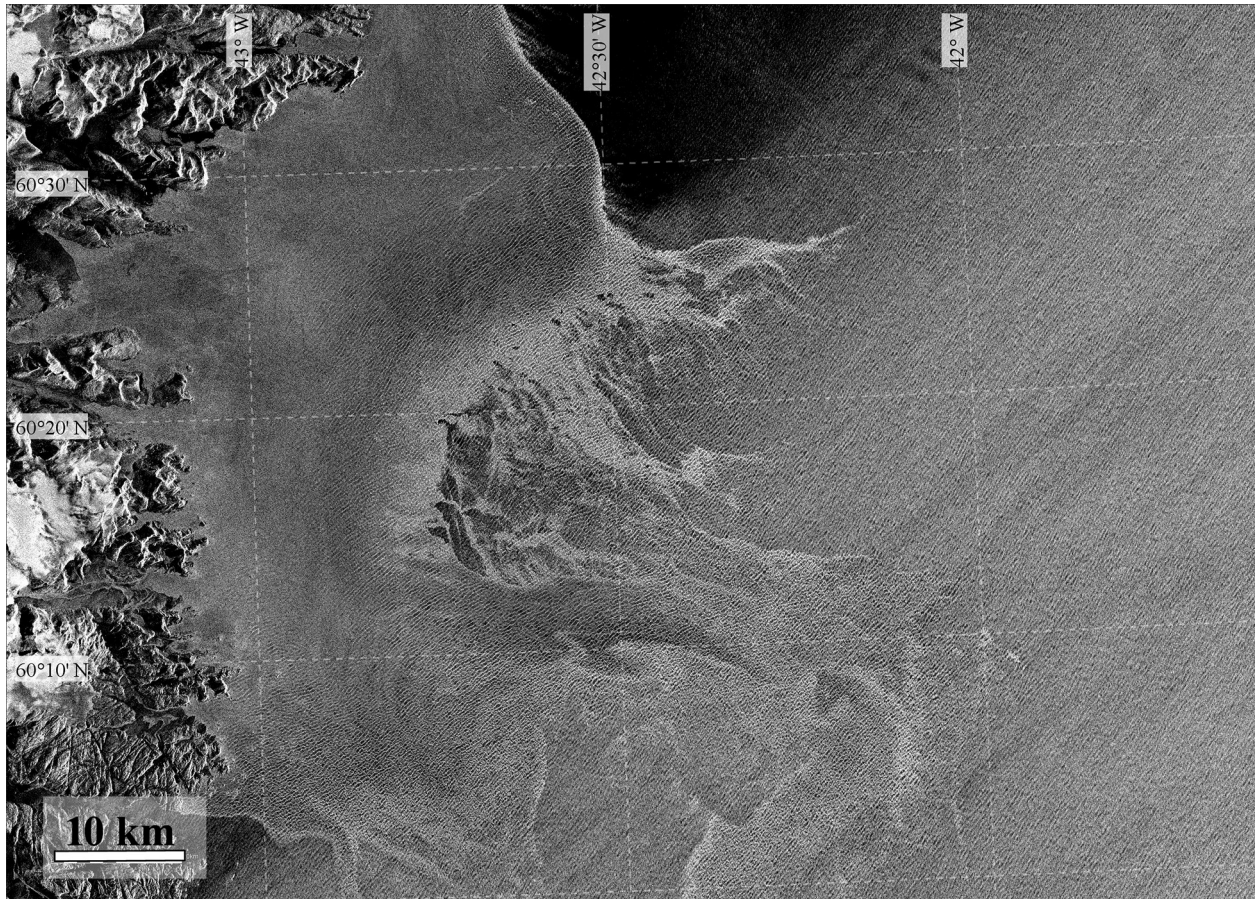


Рис. 1. РСА-изображение Sentinel-1 от 05.03.2022 в 09:13 UTC в прикромочной области льда у побережья Гренландии. Характерная скорость ветра — порядка 20 м/с, направление — юго-восточное

Спутниковые радиолокационные данные, представленные на *рис. 1*, взяты из центра открытого доступа для продуктов семейства Sentinel (*англ.* Copernicus Open Access Hub, <https://scihub.copernicus.eu/>). Оценка скорости и направление ветра получены из этих же радиолокационных данных по алгоритму, описанному в работе (Hersbach, 2003). На изображении можно видеть волны зыби длиной порядка 200 м, распространяющиеся в северо-северо-западном направлении. Область, занятая льдом, находится между сушей (слева) и областью открытой воды (правая половина изображения). Разрешение радиолокатора не позволяет достоверно утверждать, что лёд является фрагментированным. Однако ледяной покров на изображении характеризуется существенно неоднородной структурой с изрезанными границами. Это позволяет полагать наличие фрагментированного льда, по крайней мере вблизи границ ледяного покрова, соседствующих с областью открытой воды. В пользу данного предположения свидетельствует также и значительная изменчивость границ льда. Это иллюстрирует *рис. 2* (см. с. 232), на котором приведено изображение данного района, полученное примерно через 12 ч. Видно, в частности, существенное различие структуры и границ ледяного покрова в полосе между 60° 20' и 60° 30' с. ш., что, очевидно, обусловлено дрейфом льдин под действием ветра.

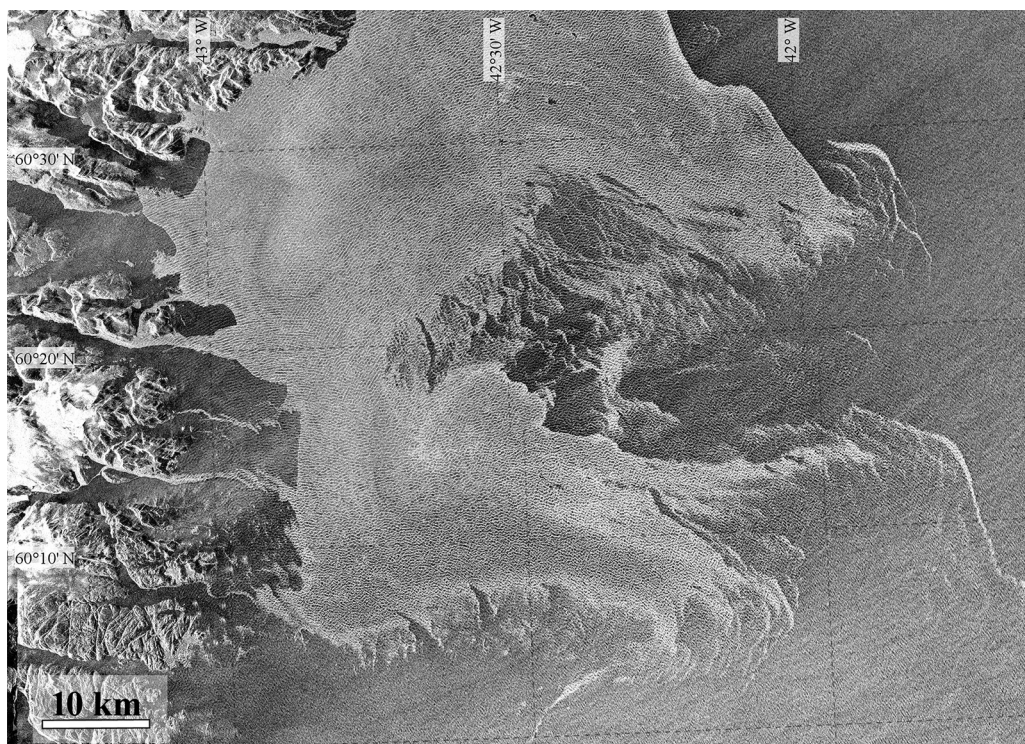


Рис. 2. То же, что на рис. 1, но изображение от 05.03.2022 в 20:28 UTC

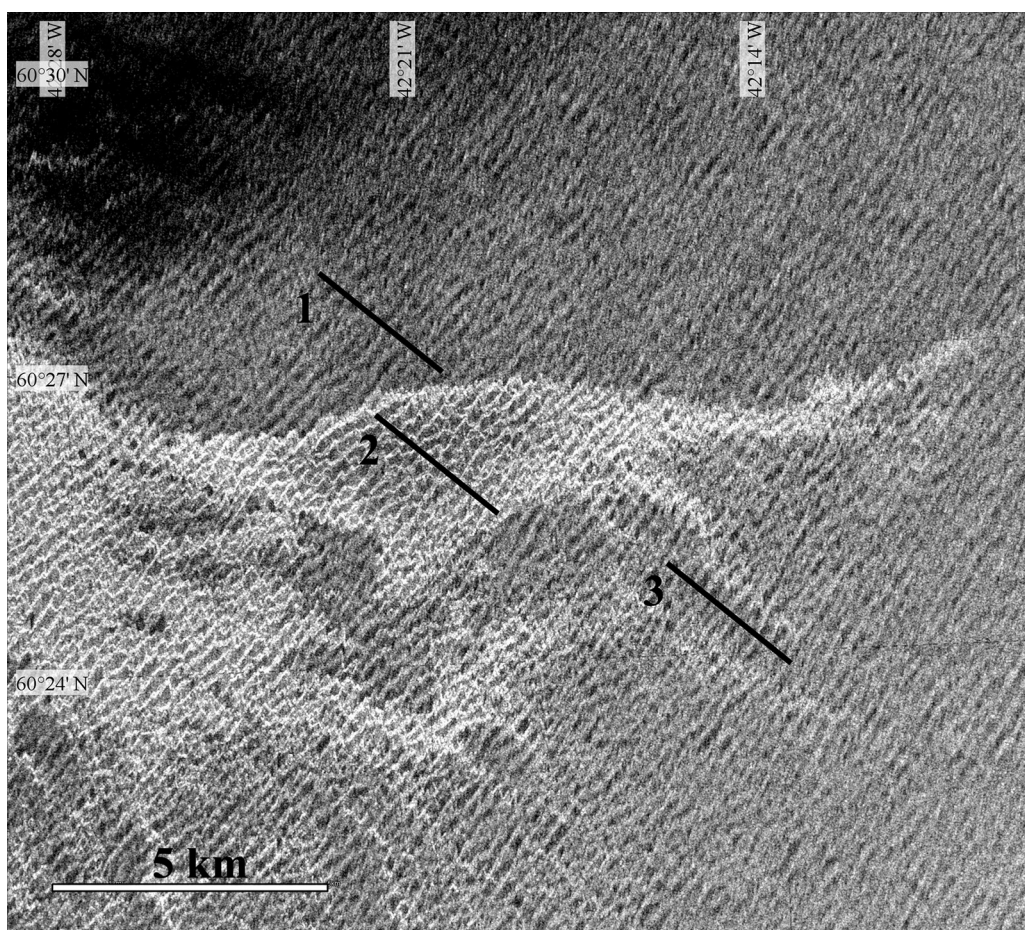


Рис. 3. Фрагмент изображения SAR Sentinel-1 от 05.03.2022 в 09:13 UTC. Отрезками отмечены разрезы изображения, вдоль которых оценивалась модуляция УЭПР из-за длинных волн

На *рис. 3* (см. с. 232) приведён фрагмент изображения от 05.03.2022 (см. *рис. 1*), который более наглядно иллюстрирует эффект затухания волн, распространяющихся в присутствии ледяного покрова.

Для оценки эффекта затухания волн будем полагать, что вариации удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) на масштабах длинных волн пропорциональны их амплитуде. Оценка амплитуды вариаций УЭПР на масштабах зыби, нормированных на среднее значение УЭПР, даёт значения 0,45 на разрезе 1 (т.е. после прохождения ледяной структуры в пределах отрезка 2) и 0,56 на разрезе 3 до ледяной структуры. Оценка коэффициента затухания волн по амплитуде приводит к величине порядка $(0,33 \pm 0,03) \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$, что неплохо согласуется с результатами работы (Meulan et al., 2018) для волн с периодом около 11 с и длиной 200 м.

Далее перейдём к исследованию затухания волн на фрагментированном ледяном покрове на основе специальных физических экспериментов и численного моделирования.

Натурные эксперименты по изучению затухания волн на имитаторах начальных форм льда

Эксперименты проводились в южной части Горьковского вдхр. в акваториях яхт-клуба «Белая речка» и аванпорту (*рис. 4*). Аванпорт — промежуточная область между основной акваторией Горьковского вдхр. и заливом, где располагается яхт-клуб. Изображение на *рис. 4* получено из открытого источника Яндекс.Карты (<https://yandex.ru/maps>) со спутника IRS (*англ.* Indian Remote Sensing). Скорость ветра в экспериментах составляла 6–7 м/с, но ветровые волны, распространяющиеся в аванпорту, имели большую амплитуду и длину, чем в акватории яхт-клуба, из-за большего разгона.

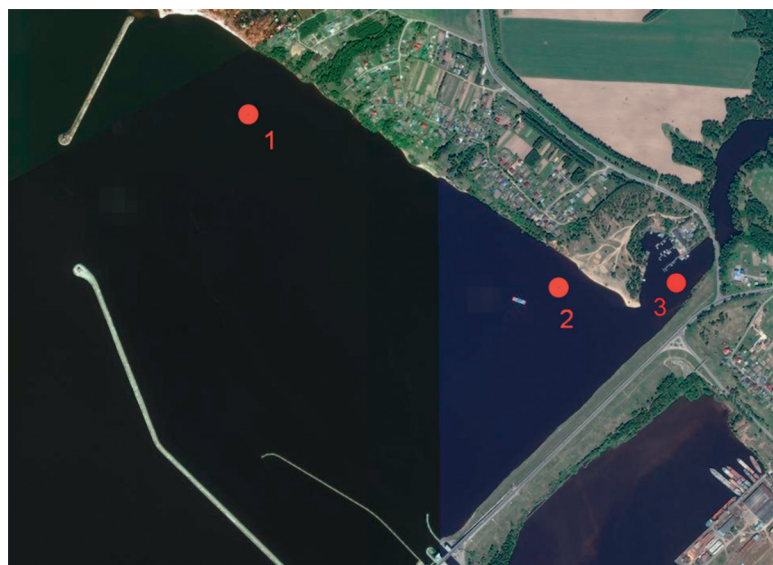


Рис. 4. Спутниковое изображение Горьковского вдхр. вблизи яхт-клуба «Белая речка». Точками 1 и 2 обозначены области проведения измерений в аванпорту, точкой 3 обозначена область проведения измерений в яхт-клубе

Фрагментированный ледяной покров имитировался деревянными пластинами размером 15×15 см и толщиной 1,5 см, центр которых привязывался к тонкой капроновой сетке размером $1,5 \times 5$ м (см. схему на *рис. 5а*, см. с. 234). Сетка была эластичной и оказывала незначительное влияние на распространение волн. Амплитуды волн в экспериментах были достаточно малыми, и деревянные пластины практически не сталкивались друг с другом, что позволяет пренебречь влиянием столкновений на волнение. Фотография размещённых на воде

имитаторов льда представлена на *рис. 5б*. Измерения волн проводились при помощи четырёх миниатюрных акселерометров, установленных на «ледяном поле». Акселерометры позволяли измерять три компоненты ускорения, запись сигналов проводилась во внутреннюю память акселерометров с частотой 20 Гц. Минимально измеряемые ускорения составляли $1,5 \text{ см/с}^2$, что отвечало минимальным амплитудам ветровых волн в диапазоне частот от 0,5 до 10 Гц порядка $1,5\text{--}0,004 \text{ мм}$ соответственно. Ветровое волнение характеризуется достаточно широким частотным спектром, поэтому в эксперименте достигались различные соотношения длины волны к размеру «льдин». На основе анализа записей акселерометров, установленных в начале и в конце «ледяной» структуры, строились усреднённые частотные спектры колебаний имитаторов и рассчитывались коэффициенты затухания спектральных компонент волнения.



Рис. 5. Схематичное изображение имитаторов льда, закреплённых на капроновой сетке (*а*); номерами обозначены положения закреплённых акселерометров. Фотография имитаторов льда, привязанных к заякоренному буйку (*б*)

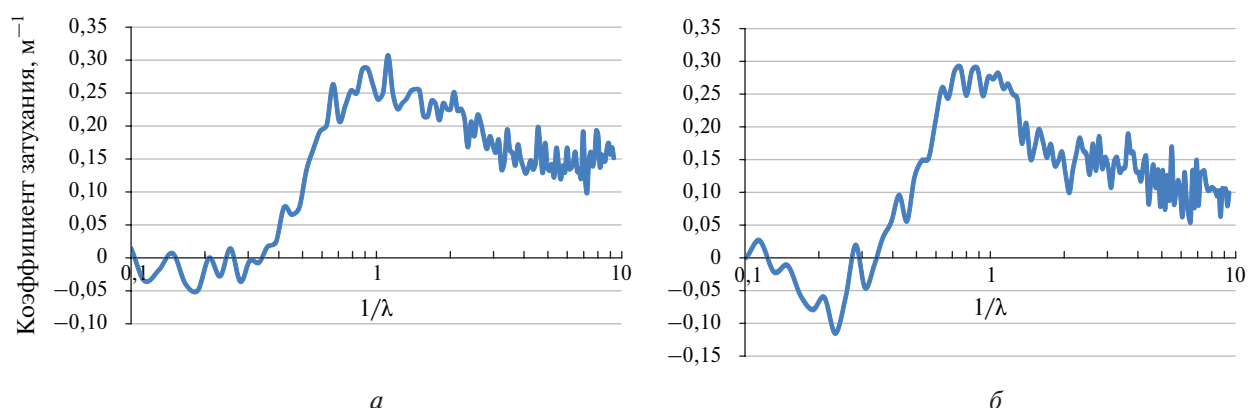


Рис. 6. Зависимость спектрального коэффициента затухания волн от отношения размера доски к длине волны. Скорость ветра 6–7 м/с, эксперимент: *а* — в аванпорту; *б* — в яхт-клубе

Коэффициент затухания спектральной компоненты ветровых волн определялся как

$$\gamma_{\text{exp}} = -\frac{1}{L} \ln \frac{A_2^2}{A_1^2},$$

где L — длина ледяного поля в направлении распространения волны; A_1 и A_2 — амплитуды волны с заданной частотой в начале и конце «ледяного» поля.

Зависимость коэффициента затухания по энергии ветровых волн от частоты представлена на *рис. 6* (см. с. 234).

Как следует из *рис. 6*, коэффициент затухания демонстрирует немонотонную зависимость от частоты волны, достигая максимума при отношении размера тела к длине волны порядка 1. Важно заметить, что зависимости коэффициента затухания от частоты в разных экспериментах с различным характером волнения оказываются весьма близкими.

Численное моделирование

Для численного моделирования затухания волн на льдинах использовалась версия 2.2.1 программного обеспечения с открытым исходным кодом OpenFOAM. Основными уравнениями, используемыми для численного моделирования, служили уравнения Навье — Стокса для несжимаемой ньютоновской жидкости и уравнение неразрывности:

$$\rho \left[\frac{\partial \vec{U}}{\partial t} + (\vec{U} * \nabla) \vec{U} \right] = -\nabla p + \mu \nabla^2 \vec{U} + \rho \vec{g}, \quad \text{div} \vec{U} = 0,$$

где ρ — плотность жидкости; U — скорость; p — давление; g — ускорение свободного падения; μ — динамическая вязкость.

Для отслеживания высоты свободной поверхности применялся метод конечных объёмов (*англ.* Volume of Fluid — VOF). Этот метод определяет долю жидкости, которая существует в каждой ячейке. Уравнение для объёмной доли имеет вид:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla^*(\alpha U) = 0,$$

где α — объёмная доля воды в ячейке, изменяющаяся от 0 до 1 (ячейка полностью заполнена водой или воздухом соответственно).

Продольное сечение вычислительной области показано на *рис. 7*, где G_1 и G_2 — численные волновые датчики, используемые для регистрации высоты свободной поверхности во времени; $H = 0,4$ м, $L = 5$ м — размеры вычислительной области. Размеры «льдины» взяты такими же, как и в натурных экспериментах, а именно: $l = 0,15$ м, $h = 0,02$ м. Длина волны варьировалась в различных симуляциях. Тело выступало над поверхностью воды на десятую часть своего размера. На правой границе (*рис. 8*, см. с. 236) обеспечивалось поглощение поверхностных волн для предотвращения отражения. Тело двигалось с тремя степенями свободы, отвечающими колебаниям по горизонтальной и вертикальной оси, а также вращению относительно оси, перпендикулярной плоскости рисунка. Условия развития волн подбирались таким образом, чтобы избежать столкновения льдин, так же как и в натурном эксперименте. Получая данные от численных волновых датчиков G_1 и G_2 , можно определить коэффициент затухания гравитационно-капиллярных волн (ГКВ) при прохождении ледяной структуры по описанной выше методике. Результаты численного моделирования с одной и двумя «льдинами» представлены на *рис. 9* (см. с. 236).

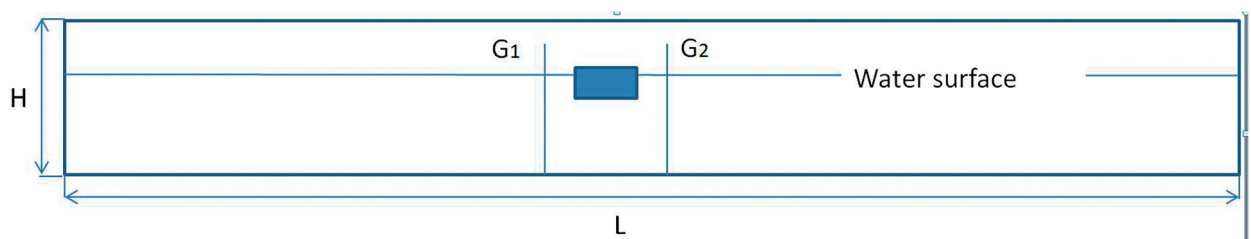


Рис. 7. Геометрическая схема вычислительной области

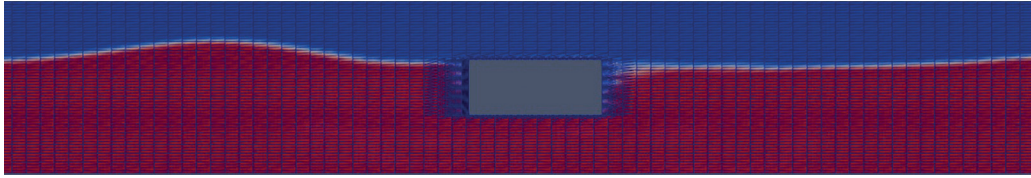


Рис. 8. Пример вычислительной сетки

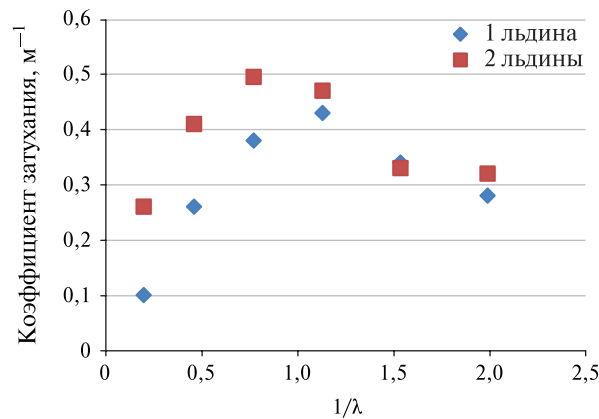


Рис. 9. Зависимость коэффициента затухания от отношения размера льдины к длине волны для одной и двух льдин, результаты численного моделирования

Обсуждение результатов

Обсудим, прежде всего, физический механизм затухания. При колебательном движении льдины в поле орбитальной скорости гравитационной волны возникает присоединённая масса льдины и, соответственно, сила сопротивления. Рассмотрим двумерную задачу и будем считать, что жидкость с медленно меняющейся скоростью обтекает тело в направлении оси X . Медленность изменения профиля скорости означает, что $U/\nabla U \gg l$. Для качественных оценок рассматриваем случай безграничного пространства, пренебрегая эффектами, связанными с наличием свободной поверхности. Кроме того, учитываем движение тела только вдоль оси X и, соответственно, только горизонтальную компоненту силы сопротивления F_x и связанную с ней компоненту тензора присоединённой массы m_{xx} . Тогда горизонтальная компонента силы сопротивления может быть записана в виде (Newman, 2017):

$$F_x \approx (\rho V_b + m_{xx}) \left[\frac{\partial U}{\partial t} + (U - U_{bx}) \frac{\partial U}{\partial x} \right] - m_{xx} \frac{dU}{dt}. \quad (1)$$

Оценим силу, предполагая, что U — орбитальная скорость в поверхностной волне, которую можно представить в виде: $U = \omega A \cos(\omega t - kx)$, где A , ω и k — амплитуда, частота и волновое число падающей волны соответственно; V_b — объём тела; U_{bx} — скорость тела. Для качественной оценки примем $U_{bx} = 0,5U$, что достаточно реалистично. Компоненту тензора присоединённой массы прямоугольного тела при соотношении $l/h \sim 9$ (h — вертикальный размер тела), что близко к условиям наших экспериментов, можно записать как $m_{xx} = \rho \pi (h^2/1,6)$ (Kennard, 1967). Коэффициент затухания волны оценим как отношение скорости диссипации энергии, равной работе силы сопротивления за единицу времени, к полной энергии волны, а именно:

$$\gamma = -\frac{F_x U}{2E}. \quad (2)$$

Для сравнения с ранее полученными значениями необходимо пересчитать коэффициент затухания волны во времени, полученный по формуле (2), в пространственный декремент:

$$\gamma_i = \frac{\gamma}{V_{gr}}. \quad (3)$$

Здесь V_{gr} — групповая скорость падающей волны.

Оценки коэффициента затухания волн с частотами в диапазоне 1,5–5 Гц дают для условий натурных и численных экспериментов, согласно (1)–(3), характерные значения 0,4–1,2 м^{–1}. Хотя данные значения приближённые, они тем не менее неплохо согласуются с экспериментальными и численными величинами, что говорит о существенной роли рассмотренного механизма в затухании гравитационных волн.

Сравним теперь результаты эксперимента и численного моделирования. Как можно видеть из *рис. 10*, значения коэффициента затухания в натурных экспериментах несколько меньше, чем в численных, что может быть связано с закреплением деревянных пластин в эксперименте и ограничением их ускорения в поле волны и, соответственно, с уменьшением их присоединённой массы. Тем не менее характер частотной зависимости коэффициента затухания, а именно наличие локального максимума, одинаков и в эксперименте, и в численном моделировании. Это согласуется также и с результатами наших лабораторных экспериментов (Ermakov et al., 2020).

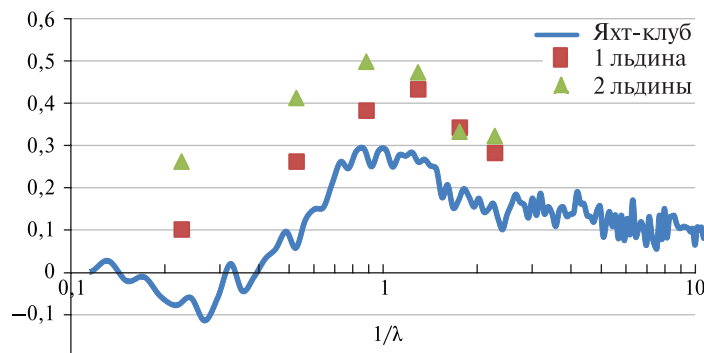


Рис. 10. Коэффициент затухания в зависимости от отношения размера льдины к длине волны, сравнение натурных данных и численного моделирования

Заключение

Сформулируем кратко основные результаты работы.

- Экспериментально исследована зависимость коэффициента затухания поверхностных волн от их частоты в присутствии имитаторов фрагментированного льда. Показано, что коэффициент затухания характеризуется наличием локального максимума для волн с длинами порядка размеров «льдин».
- Выполненное численное моделирование подтвердило, что коэффициент затухания имеет максимум для волн с длинами порядка масштаба льдин. Рассчитанные величины коэффициента затухания удовлетворительно согласуются с экспериментальными значениями, хотя и несколько превышают последние, величины затухания в численных расчётах оказались близкими для одной и двух льдин.
- Дана физическая интерпретация эффекта затухания гравитационных волн, основанная на учёте присоединённой массы льдины и оценке силы сопротивления льдины в поле орбитальной скорости поверхностной волны.

Работа выполнена в рамках проекта Российского фонда фундаментальных исследований № 20-05-00561 (эксперименты, численное моделирование и теоретический анализ), а также госзадания № 0729-2020-0037 (методики обработки спутниковых данных и волновых измерений).

Литература

1. *Ardhuin F., Sutherland P., Doble M., Wadhams P.* Ocean waves across the arctic: attenuation due to dissipation dominates over scattering for periods longer than 19 s. // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. No. 11. P. 5775–5783.
2. *Bai W., Zhang T., McGovern D.* Response of small sea ice floes in regular waves: A comparison of numerical and experimental results // *Ocean Engineering*. 2017. V. 129. P. 495–506. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2016.10.045.
3. *Boutin G., Ardhuin F., Dumont D., Sevigny C., Girard-Ardhuin F., Accensi M.* Floe Size Effect on Wave-Ice Interactions: Possible Effects, Implementation in Wave Model, and Evaluation // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2018. V. 123. No. 7. P. 4779–4805. <https://doi.org/10.1029/2017JC013622>.
4. *Cheng S., Rogers W.E., Thomson J., Smith M., Doble M.J., Wadhams P., Kohout A.L., Lund B., Persson O.P.G., Collins C.O., Ackley S., Montiel F., Shen H.H.* Calibrating a viscoelastic sea ice model for wave propagation in the Arctic fall marginal ice zone // *J. Geophysical Research*. 2017. V. 122. No. 11. P. 8770–8793. DOI: 10.1002/2017JC013275.
5. *Doble M.J., De Carolis G., Meylan M.H., Bidlot J.-R., Wadhams P.* Relating wave attenuation to pancake ice thickness, using field measurements and model results: Waves in Pancakes // *Geophysical Research Letters*. 2015. V. 42. No. 11. P. 4473–4481. DOI: 10.1002/2015GL063628.
6. *Dumas-Lefebvre E., Dumont D.* Aerial observations of sea ice break-up by ship waves // *The Cryosphere Discussions*. 2021. 26 p.
7. *Ermakov S.A., Lazareva T.N., Leshev G.V., Vostryakova D.V.* Experimental study of wave damping due to ice floes in application to radar remote sensing of the marginal ice zone // *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions: Proc. SPIE*. 2020. V. 11529. Art. No. 1152909. DOI: 10.1117/12.2574082.
8. *Hersbach H.* CMOD5. An improved geophysical model function for ERS C-band scatterometry: Technical Memorandum. Reading, UK: ECMWF, 2003. V. 395. 50 p.
9. *Johannessen O.M., Hibler W.D., William E., Campbell J.* Marginal ice zones: a description of air-ice-ocean interactive processes, models and planned experiments // *Arctic Technology and Policy: Proc. 2nd Annual MIT Sea Grant Conf.* 1983. P. 133–146.
10. *Keller J.B.* Gravity waves on ice-covered water // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1998. V. 103. No. C4. P. 7663–7669.
11. *Kennard E.H.* Irrotational flow of frictionless fluids: mostly of invariable density. David Taylor Model Basin Report. Washington, US, 1967. V. 2229. 450 p.
12. *Khazanov G.E., Ermakov S.A., Dobrokhoto V.A., Vostryakova D.V., Lazareva T.N.* Wave tank modeling of the damping of gravity waves due to ice floes in application to ocean remote sensing // *The Intern. Society for Optical Engineering: Proc. SPIE*. 2021. V. 11857. Art. No. 118570U. <https://doi.org/10.1117/12.2600164>.
13. *Kohout A.L., Meylan M.H.* An elastic plate model for wave attenuation and ice floe breaking in the marginal ice zone // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113. No. C9.
14. *Marquart R., Bogaers A., Skatulla S., Alberello A., Tofolli A., Schwarz C., Vichi M.* A Computational Fluid Dynamics Model for the Small-Scale Dynamics of Wave, Ice Floe and Interstitial Grease Ice Interaction // *Fluids*. 2021. V. 6. P. 176.
15. *Massom R., Stammerjohn S.* Antarctic sea ice variability: Physical and ecological implications // *Polar Science*. 2010. V. 4. No. 2. P. 149–458.
16. *Masson D., LeBlond P.* Spectral evolution of wind-generated surface gravity waves in a dispersed ice field // *J. Fluid Mechanics*. 1989. V. 202. P. 43–81.
17. *Meylan M., Yiew L., Bennetts L., French B., Thomas G.* (2014a) Surge motion of an ice floe in waves: Comparison of a theoretical and an experimental model // *Annals of Glaciology*. 2014. V. 56. Iss. 69. P. 155–159. DOI: 10.3189/2015AoG69A646.
18. *Meylan M.H., Bennetts L.G., Kohout A.L.* (2014b) In situ measurements and analysis of ocean waves in the Antarctic marginal ice zone // *Geophysical Research Letters*. 2014. V. 41. No. 14. P. 5046–5051. DOI: 10.1002/2014GL060809.
19. *Meylan M.H., Bennetts L.G., Doble M., Mosig E.M.* Dispersion relations, power laws, and energy loss in waves for the marginal ice zone // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2018. V. 123. P. 3322–3335. <https://doi.org/10.1002/2018JC013776>.
20. *Newman J.N.* Marine hydrodynamics. Cambridge, MA: The MIT Press, 2017. 426 p.
21. *Newyear K., Martin S.* Comparison of laboratory data with a viscous two-layer model of wave propagation in grease ice // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1999. V. 104. No. C4. P. 7837–7840.
22. *Peters A.S.* The effect of a floating mat on water waves // *Communications on Pure and Applied Mathematics*. 1950. V. 3. P. 319–354.
23. *Prinsenbergh S.J., Peterson I.K.* Observing regional-scale pack-ice decay processes with helicopter-borne sensors and moored upward-looking sonars // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52. No. 57. P. 35–42.

24. Wadhams P., Holt B. Waves in frazil and pancake ice and their detection in Seasat synthetic aperture radar imagery // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1991. V. 96. No. C5. P. 8835–8852.
25. Wadhams P., Gill A. E., Linden P. F. Transects by submarine of the East Greenland Polar Front // *Deep Sea Research*. 1979. V. 26A. P. 1311–1327.
26. Wadhams P., Squire V. A., Goodman D. J., Cowan A. M., Moore S. C. The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1988. V. 93. No. C6. P. 6799–6818.
27. Wang R., Shen H. H. Gravity waves propagating into an ice-covered ocean: A viscoelastic model // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2010. V. 115. No. C6.
28. Weber J. E. Wave attenuation and wave drift in the marginal ice zone // *J. Physical Oceanography*. 1987. V. 17. No. 12. P. 2351–2361.
29. Weitz M., Keller J. B. Reflection of water waves from floating ice in water of finite depth // *Communications on Pure and Applied Mathematics*. 1950. V. 3. P. 305–318.
30. Williams T. D., Bennets L. G., Squire V. A., Dumont D., Bertino L. Wave – ice interactions in the marginal ice zone. Part 1: Theoretical foundations // *Ocean Modelling*. 2013. V. 71. P. 81–91.
31. Yiew L. J., Bennetts L. G., Meylan M. H., French B. J., Thomas G. A. Hydrodynamic responses of a thin float-
ing disk to regular waves // *Ocean Modelling*. 2016. V. 97. P. 52–64.

Damping of gravity waves on fragmented ice

G. E. Khazanov^{1,2}, S. A. Ermakov^{1,2,3}, V. A. Dobrokhotov^{1,2},
G. V. Leshchev^{1,2}, A. V. Kupaev¹, O. A. Danilicheva^{1,2}

¹ *Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia*
E-mail: g.khazanov@ipfran.ru

² *Lobachevsky State University of Nizhny Novgorod, Nizhny Novgorod 603022, Russia*

³ *Volga State University of Water Transport, Nizhny Novgorod 603950, Russia*

It is well known that marginal ice zones are characterized by different forms of initial stages of ice such as, e.g., grease, pancake, fragmented ice etc. Such initial forms of ice act as surface wave absorbers and thus affect microwave radar backscattering. As a result, mapping of boundaries between solid ice and open water areas using radar may become rather complicated. The motivation of this study is to improve our understanding of the process of wave damping due to ice floes for elaboration of physical models of wave damping. The paper presents the description and results of special field experiments to study the damping of wind waves of various lengths in the presence of ice floes imitators, as well as the results of numerical simulations of the attenuation of a gravity waves in the presence of ice floes and a comparison with the results of experiments. One of the interesting results of the investigated dependence of the damping coefficient on the ratio of the floe size to the wavelength, both in full-scale and in numerical experiments, was the presence of a local maximum for waves with lengths of the order of the floe size. A physical interpretation of the mechanism of damping of gravity waves in the presence of ice was given, taking into account the added mass of ice floes.

Keywords: gravity wave damping, initial stages of ice, remote sensing, added mass

Accepted: 12.01.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-229-241

References

1. Ardhuin F., Sutherland P., Doble M., Wadhams P., Ocean waves across the arctic: attenuation due to dissipation dominates over scattering for periods longer than 19 s., *Geophysical Research Letters*, 2016, Vol. 43, No. 11, pp. 5775–5783.
2. Bai W., Zhang T., McGovern D., Response of small sea ice floes in regular waves: A comparison of numerical and experimental results, *Ocean Engineering*, 2017, Vol. 129, pp. 495–506, DOI: 10.1016/j.oceaneng.2016.10.045.

3. Boutin G., Arduin F., Dumont D., Seigny C., Girard-Ardhuin F., Accensi M., Floe Size Effect on Wave-Ice Interactions: Possible Effects, Implementation in Wave Model, and Evaluation, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2018, Vol. 123, No. 7, pp. 4779–4805, <https://doi.org/10.1029/2017JC013622>.
4. Cheng S., Rogers W.E., Thomson J., Smith M., Doble M.J., Wadhams P., Kohout A.L., Lund B., Persson O.P.G., Collins C.O., Ackley S., Montiel F., Shen H.H., Calibrating a viscoelastic sea ice model for wave propagation in the Arctic fall marginal ice zone, *J. Geophysical Research*, 2017, Vol. 122, No. 11, pp. 8770–8793, DOI: 10.1002/2017JC013275.
5. Doble M.J., De Carolis G., Meylan M.H., Bidlot J.-R., Wadhams P., Relating wave attenuation to pancake ice thickness, using field measurements and model results: Waves in Pancakes, *Geophysical Research Letters*, 2015, Vol. 42, No. 11, pp. 4473–4481, DOI: 10.1002/2015GL063628.
6. Dumas-Lefebvre E., Dumont D., Aerial observations of sea ice break-up by ship waves, *The Cryosphere Discussions*, 2021, 26 p.
7. Ermakov S.A., Lazareva T.N., Leshev G.V., Vostryakova D.V., Experimental study of wave damping due to ice floes in application to radar remote sensing of the marginal ice zone, *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions: Proc. SPIE*, 2020, Vol. 11529, Art. No. 1152909, DOI: 10.1117/12.2574082.
8. Hersbach H., *CMOD5. An improved geophysical model function for ERS C-band scatterometry*, Technical Memorandum, Reading, UK: ECMWF, 2003, Vol. 395, 50 p.
9. Johannessen O.M., Hibler W.D., William E., Campbell J., Marginal ice zones: a description of air-ice-ocean interactive processes, models and planned experiments, *Arctic Technology and Policy: Proc. 2nd Annual MIT Sea Grant Conf.*, 1983, pp. 133–146.
10. Keller J.B., Gravity waves on ice-covered water, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1998, Vol. 103, No. C4, pp. 7663–7669.
11. Kennard E.H., *Irrotational flow of frictionless fluids, mostly of invariable density*, David Taylor Model Basin Report, 1967, Vol. 2229, 450 p.
12. Khazanov G.E., Ermakov S.A., Dobrokhoto V.A., Vostryakova D.V., Lazareva T.N., Wave tank modeling of the damping of gravity waves due to ice floes in application to ocean remote sensing, *The Intern. Society for Optical Engineering: Proc. SPIE*, 2021, Vol. 11857, Art. No. 118570U, <https://doi.org/10.1117/12.2600164>.
13. Kohout A.L., Meylan M.H., An elastic plate model for wave attenuation and ice floe breaking in the marginal ice zone, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2008, Vol. 113, No. C9.
14. Marquart R., Bogaers A., Skatulla S., Alberello A., Tofolli A., Schwarz C., Vichi M., A Computational Fluid Dynamics Model for the Small-Scale Dynamics of Wave, Ice Floe and Interstitial Grease Ice Interaction, *Fluids*, 2021, Vol. 6, p. 176.
15. Massom R., Stammerjohn S., Antarctic sea ice variability: Physical and ecological implications, *Polar Science*, 2010, Vol. 4, No. 2, pp. 149–458.
16. Masson D., LeBlond P., Spectral evolution of wind-generated surface gravity waves in a dispersed ice field, *J. Fluid Mechanics*, 1989, Vol. 202, pp. 43–81.
17. Meylan M., Yiew L., Bennetts L., French B., Thomas G. (2014a), Surge motion of an ice floe in waves: Comparison of a theoretical and an experimental model, *Annals of Glaciology*, 2014, Vol. 56, Issue 69, pp. 155–159, DOI: 10.3189/2015AoG69A646.
18. Meylan M.H., Bennetts L.G., Kohout A.L. (2014b), In situ measurements and analysis of ocean waves in the Antarctic marginal ice zone, *Geophysical Research Letters*, 2014, Vol. 41, No. 14, pp. 5046–5051, DOI: 10.1002/2014GL060809.
19. Meylan M.H., Bennetts L.G., Doble M., Mosig E.M., Dispersion relations, power laws, and energy loss in waves for the marginal ice zone, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2018, Vol. 123, pp. 3322–3335, <https://doi.org/10.1002/2018JC013776>.
20. Newman J.N., *Marine hydrodynamics*, Cambridge, MA: The MIT Press, 2017, 426 p.
21. Newyear K., Martin S., Comparison of laboratory data with a viscous two-layer model of wave propagation in grease ice, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1999, Vol. 104, No. C4, pp. 7837–7840.
22. Peters A.S., The effect of a floating mat on water waves, *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 1950, Vol. 3, pp. 319–354.
23. Prinsenberg S.J., Peterson I.K., Observing regional-scale pack-ice decay processes with helicopter-borne sensors and moored upward-looking sonars, *Annals of Glaciology*, 2011, Vol. 52, No. 57, pp. 35–42.
24. Wadhams P., Holt B., Waves in frazil and pancake ice and their detection in Seasat synthetic aperture radar imagery, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1991, Vol. 96, No. C5, pp. 8835–8852.
25. Wadhams P., Gill A.E., Linden P.F., Transects by submarine of the East Greenland Polar Front, *Deep Sea Research*, 1979, Vol. 26A, pp. 1311–1327.
26. Wadhams P., Squire V.A., Goodman D.J., Cowan A.M., Moore S.C., The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1988, Vol. 93, No. C6, pp. 6799–6818.
27. Wang R., Shen H.H., Gravity waves propagating into an ice-covered ocean: A viscoelastic model, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2010, Vol. 115, No. C6.

28. Weber J.E., Wave attenuation and wave drift in the marginal ice zone, *J. Physical Oceanography*, 1987, Vol. 17, No. 12, pp. 2351–2361.
29. Weitz M., Keller J.B., Reflection of water waves from floating ice in water of finite depth, *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 1950, Vol. 3, pp. 305–318.
30. Williams T.D., Bennets L.G., Squire V.A., Dumont D., Bertino L., Wave – ice interactions in the marginal ice zone. Part 1: Theoretical foundations, *Ocean Modelling*, 2013, Vol. 71, pp. 81–91.
31. Yiew L.J., Bennetts L.G., Meylan M.H., French B.J., Thomas G.A. Hydrodynamic responses of a thin floating disk to regular waves, *Ocean Modelling*, 2016, Vol. 97, pp. 52–64.