Особенности квазизеркального отражения СВЧ-радиоволн морским льдом по данным бистатического дистанционного зондирования в L-диапазоне

Д. А. Ковалдов, Ю. А. Титченко, В. Ю. Караев, М. А. Панфилова

Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия
E-mail: d.kovaldov@ipfran.ru

Обсуждается построение эмпирической модели диаграммы рассеяния однолетнего морского льда в L-диапазоне при использовании бистатической схемы зондирования. В качестве приёмника отражённого ледяным покровом сигнала глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) применялся спутник TDS-1 (*англ.* TechDemoSat-1), который находился на низкой околоземной орбите. Метод бистатического зондирования, основанный на использовании отражённого сигнала ГНСС, ещё называют ГНСС-рефлектометрией (ГНСС-Р). Для определения диаграммы рассеяния ледяного покрова применяется алгоритм, использующий доплеровский спектр отражённого сигнала. Такой спектр, обусловленный дисперсией уклонов отражающей поверхности, в схеме ГНСС-Р формируется за счёт разброса величины проекции скорости движения приёмника. Для высокоорбитальных спутников можно считать, что падающее излучение ГНСС в области отражения имеет плоский фронт, поэтому от скорости передатчика зависит только центральная частота смещения доплеровского спектра. Ширина доплеровского спектра зависит от скорости движения приёмника и дисперсии уклонов отражающей поверхности. В качестве тестовой области было выбрано Охотское море в период с февраля по март 2017 г. На этом временном интервале стабильный ледяной покров присутствовал к северу от острова Сахалин при отрицательной температуре воздуха. Параметры ледяного покрова определялись по картам его сплочённости, восстановленной по данным радиометра AMSR2 (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer 2). Также использовались карты ледяного покрова с указанием толщины и вида морского льда (нилас, серый лёд, молодой лёд и т. д.), предоставленные НИЦ «Планета», и дополнительно рассматривались снимки MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), установленного на спутнике Aqua (EOS PM-1). Проведена обработка массива данных за рассматриваемый период и выполнено сравнение диаграммы рассеяния морского льда в L-диапазоне с диаграммами рассеяния в Ku- и Ka-диапазонах, построенными по данным двухчастотного радиолокатора DPR (*англ.* Dual-frequency Precipitation Radar), установленного на спутнике миссии GPM (*англ.* Global Precipitation Measurement). Полученные результаты показали, что ширина диаграммы рассеяния для морского льда в L-диапазоне шире, чем в Ku- и Ka-диапазонах.

Ключевые слова: ГНСС, Охотское море, квазизеркальное отражение, L-диапазон, диаграмма рассеяния, дистанционное зондирование ледяного покрова, TDS-1

Одобрена к печати: 03.02.2025
DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-217-232

Введение

Методы дистанционного зондирования ледяного покрова Мирового океана в СВЧ-диапазоне активно используются при решении большого числа важных прикладных и фундаментальных задач (Вагапов и др., 1993; Митник, Викторов, 1990; Смирнов, 2011; Mitnik, Kalmykov, 1992; Sandven et al., 2023). В частности, для изучения особенностей взаимодействия морских волн с ледяным покровом, для картографирования ледяного покрова в интересах судоходства, а также для оценок влияния изменения климата Земли на площадь и характеристики ледяного покрова. Важным этапом при разработке методов дистанционного зондирования ледяного покрова является теоретическое и численное моделирование характеристик отражённых электромагнитных волн СВЧ-диапазона. Для моделирования процесса отражения необходима модель отражающей поверхности. Например, для описания отражения электромагнитного излучения от морской поверхности используются модели морского волнения. Для моделирования морского волнения применяют разные модели спектра волнения

(Elfouhaily et al., 1997; Hwang, Fois, 2015; Kudryavtsev et al., 1999; Ryabkova et al., 2019). В зависимости от модели рассеяния (Elfouhaily, Guérin, 2004; Valenzuela, 1978) спектры волнения используют либо непосредственно (Voronovich, 1994; Voronovich, Zavorotny, 2001), либо для расчёта статистических параметров волн, необходимых для модели рассеяния (Басс, Фукс, 1972; Karaev et al., 2020; Titchenko, 2020), таких как высота значительного волнения или дисперсия уклонов морского волнения. Отметим, что существует множество разных моделей спектра волнения, которые дают различный результат при одинаковых условиях (Toporkov et al., 2024) и при этом используются для решения конкретных задач. Например, для конкретных радиолокаторов (схем измерения) могут применять разнообразные модели спектра волнения (Du et al., 2017), чтобы экспериментальный результат сходился с теорией.

Для математического описания ледяной покров является более сложной отражающей поверхностью (Лебедев, Сухоруков, 2001; Golden et al., 1998), чем морская поверхность. Он может иметь неочевидную структуру слоёв, что влияет на характеристики отражённого излучения. В общем случае на поверхности льда возможно присутствие снежного покрова. Внутри ледяного покрова могут находиться неравномерно распределённые воздушные пузырьки и ячейки рассола. Причём в зависимости от длины волны радиолокатора и свойств ледяного покрова (Winebrenner et al., 1992) в отражение будет вносить вклад либо только верхняя граница ледяного покрова (Liu et al., 2016), либо поверхность на границе лёд – вода, либо вся сложная структура морского льда. В итоге на рассеяние влияет большое число параметров, которые сложно контролировать дистанционно (Фильчук и др., 2023), и результаты моделирования непросто сравнить с натурным экспериментом.

Отражающие характеристики ледяного покрова в выбранном частотном диапазоне обычно измеряются моностатическими радиолокаторами (передатчик и приёмник не разнесены в пространстве). Зависимость сечения обратного рассеяния от угла падения, измеренная моностатическим радиолокатором, в работе будет называться диаграммой рассеяния отражающей поверхности. Для среднего диапазона углов обратного отражения, когда доминирует механизм резонансного рассеяния, такие диаграммы рассеяния для ледяного покрова строят по измерениям радиолокаторов с синтезированной апертурой антенны (РСА) и скаттерометров (Dadjoo et al., 2024; Geldsetzer, Howell, 2023; Onstott, 1992). При накоплении большого числа измеренных диаграмм рассеяния в диапазоне средних углов падения строят эмпирические модели отражения (Komarov, Buehner, 2019; Mahmud et al., 2018) и проверяют теоретические модели (Komarov et al., 2015).

Область квазизеркального отражения ледяным покровом при малых углах падения моностатического радиолокатора длительное время была мало изучена. И только с появлением новых спутниковых радиолокаторов, работающих при малых углах падения (Freilich, Vanhoff, 2003; GPM..., 2014; Hauser et al., 2017), появилась возможность проверять теоретические модели в этой области углов на большом массиве измерений, а также создавать эмпирические модели. По измерениям радиолокатора DPR (*англ.* Dual-frequency Precipitation Radar) была построена эмпирическая модель отражения для углов падения в Ku-диапазоне до 18° и в Ka-диапазоне до 9° и проведено сравнение с известными теоретическими моделями для данного диапазона углов падения (Караев и др., 2021).

В области квазизеркального отражения измерения выполняют радиолокаторы, которые работают в Ku- и Ka-диапазонах, и модели рассеяния были построены для этих частот. Для повышения повторяемости измерений предложено использовать бистатическую схему измерения, в которой передатчик размещается на высокой орбите, а приёмник — на низкой. Хорошим кандидатом на роль передатчиков оказались спутники глобальных навигационных систем (ГНСС), которые уже находились на орбите, и для реализации схемы измерения было необходимо запустить спутники-приёмники. Все ГНСС работают в L-диапазоне. С одной стороны, это делает невозможным использование существующих моделей в Ku- и Ka-диапазонах, а с другой стороны, позволяет получить информацию о параметрах шероховатости поверхности другого пространственного масштаба.

Сигналы ГНСС, отражённые поверхностью Земли, уже используют для оценки геофизических параметров. Метод исследования характеристик отражающей поверхности по пара-

метрам отражённых сигналов ГНСС называют ГНСС-рефлектометрией (ГНСС-Р). Сигналы ГНСС, в частности GPS (*англ.* Global Positioning System), отличаются высокой стабильностью излучателя и хорошо известными способами кодового разделения, что упрощает работу с ними, включая процесс обработки.

В настоящей работе для построения эмпирической модели используется алгоритм построения диаграммы рассеяния ледяного покрова по данным бистатического зондирования (передатчик и приёмник разнесены в пространстве) в L-диапазоне, разработанный ранее (Ковалдов и др., 2024). В основе алгоритма лежит предположение о том, что доплеровский спектр отражённого неподвижным ледяным покровом сигнала формируется за счёт скорости движения приёмника и диаграммы направленности приёмной и передающей антенны (Караев и др., 2022).

Ранее с помощью разработанного алгоритма сравнивались характеристики сигналов, которые отразились от морской поверхности и от морского ледяного покрова. Данные для сравнения получались при измерениях над Антарктикой в районе моря Уэдделла и в Атлантическом океане в весенний период в Южном полушарии (20 ноября 2018 г.), а также в областях Охотского моря, покрытых ледяным покровом (2 февраля 2017 г.).

В результате было показано, что ширина диаграммы рассеяния зависит от типа подстилающей поверхности (лёд/вода) и является надёжным критерием перехода от одного типа поверхности к другому. Полученные по данным TDS-1 (*англ.* TechDemoSat-1) диаграммы рассеяния в L-диапазоне и известные зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения в Ku- и Ka-диапазонах для морского волнения и ледяного покрова оказались похожи.

В настоящей работе предложенный алгоритм используется для расчёта диаграммы рассеяния и создания эмпирической модели рассеяния морского однолетнего ледяного покрова. Был выбран полигон в акватории Охотского моря с высокой сплочённостью ледяного покрова за февраль – март 2017 г. Выбор основывался на данных метеорологических станций, изображениях со спутника Aqua (EOS PM-1), картах ледяного покрова от НИЦ «Планета» и картах сплочённости ледяного покрова Бременского университета (*нем.* Universität Bremen), которые строятся по данным AMSR2 (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer 2).

Схема измерения методами ГНСС-Р

В качестве передатчика в данной работе выступают спутники системы GPS, а приёмником является спутник TDS-1 с высотой орбиты 20 180 и 635 км соответственно. В настоящей работе мы ограничимся рассмотрением отражённого сигнала L1 (несущая частота 1575,42 МГц). Диаграмма направленности антенны (ДНА) передатчика спроектирована таким образом, что сигнал равномерно засвечивает поверхность Земли. На борту спутника TDS-1 был установлен приёмник GPS-сигнала SGR-ReSI (*англ.* Space GPS Receiver Remote Sensing Instrument) с частотой дискретизации 16,367 МГц, ДНА приёмника составляет 34×35° (https://merrbys.co.uk/resources/documentation). Упрощённая геометрия моностатической (пример спутника миссии GPM (*англ.* Global Precipitation Measurement) (GPM..., 2014)) и бистатической (пример спутника TDS-1) задачи (не в масштабе) показаны на *рис. 1.*

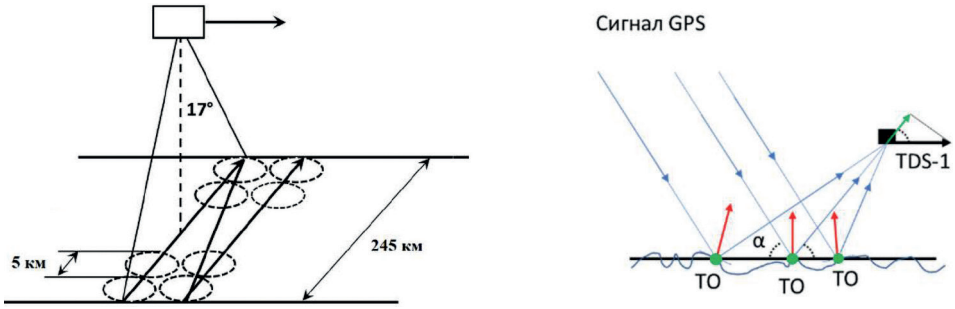


Рис. 1. Плоская геометрия ГНСС-Р

В приведённом примере моностатической схемы измерения двухчастотным дождевым радиолокатором DPR спутника GPM (см. *рис. 1* (*слева*)) статистические характеристики поверхности определяются по зависимости мощности обратно рассеянного сигнала от угла падения. На *рис. 1* (*справа*) представлен пример бистатической схемы зондирования для спутника TDS-1. В этом случае способ измерения характеристик отражающей поверхности основывается на одновременном приёме спутником навигационного сигнала, отражённого поверхностью, и сигнала, принятого напрямую от навигационного спутника. Основным продуктом, который используется для анализа отражающей поверхности в такой задаче, является частотно-временной спектр отражённого сигнала, который получается при фурье-преобразовании и взаимной корреляционной функции отражённого сигнала и сигнала, принятого напрямую. Такие зависимости называют DDM (*англ.* Delay-Doppler Map, карта частот и задержек отражённого сигнала). Подробнее формирование и предлагаемый метод работы с DDM для получения диаграммы рассеяния отражающей поверхности обсуждались ранее (Ковалдов и др., 2024). Там, однако, не рассматривался вопрос влияния на отражённый сигнал тропосферы и ионосферы.

Принимаемый сигнал проходит через ионосферу, и в ряде случаев надо учитывать влияние эффекта Фарадея на проводимые измерения. Эффект Фарадея связан с поворотом плоскости поляризации при прохождении электромагнитного излучения через вещество, которое находится в магнитном поле. Данный эффект оказывает значительное влияние в случае линейно-поляризованного излучения, как, например, в радиометрических измерениях яркостной температуры поверхности (Данилычев и др., 2018). Воздействие ионосферной плазмы на сигналы ГНСС связано с неоднородностью ионосферной плазмы и отражается как на фазе сигнала, так и на амплитуде (Kintner et al., 2007). Влияние тропосферы обычно разделяют на два класса: гидростатическая (сухая) задержка, вызванная сухими газами, присутствующими в тропосфере, и влажная задержка, обусловленная наличием водяного пара и конденсированной воды в виде облаков.

Таким образом, применительно к методам ГНСС-Р эффект Фарадея и неоднородность ионосферы воздействуют на фазу сигнала и амплитуду. Фаза сигнала при дальнейшей обработке влияет на измерение дальности до отражающих площадок, но не на распределение по частотам доплеровских смещений, которые зависят только от проекции скорости приёмника на направление отражённого излучения. Воздействие тропосферы также связано только с дальностью. Метод, рассмотренный и применяемый в данной работе для получения диаграммы рассеяния ледяного покрова, основан на интегрировании по дальности и формировании доплеровского спектра отражённого сигнала, что нивелирует влияние фазового смещения при прохождении электромагнитного сигнала через ионосферу.

В случае с амплитудой надо пояснить, что геометрия для каждой отдельной точки отражения постоянно меняется, что также оказывает значительное влияние на амплитуду принятого сигнала. В настоящей работе мы концентрируем внимание на виде зависимости диаграммы рассеяния, и нас интересуют не абсолютные значения, а зависимость принимаемой мощности от угла падения. Поэтому на данном этапе исследования этот эффект тоже можно не принимать во внимание. Это является преимуществом обсуждаемого подхода к анализу данных.

Характеристика морского полигона

Для построения эмпирической модели рассеяния СВЧ-радиоволн в L-диапазоне методами ГНСС-Р необходимо выбрать участок с ледяным покровом (морской полигон), сплочённость которого во время измерений сохраняется на уровне 90–100 %. На выбор года существуют ограничения, обусловленные временем работы TDS-1, поэтому для анализа был взят 2017 г.

Рассматривалась акватория Охотского моря к северу от острова Сахалин, охватывающая всю прибрежную зону Хабаровского края. В этой области находятся метеостанции Оха на острове Сахалин и Большой Шантар, расположенная на Шантарских островах.

Для выбора временных рамок использовались данные по температуре воздуха с 1 января по 1 апреля 2017 г. (https://rp5.ru/). На *рис. 2* приведена зависимость температуры воздуха по данным метеостанций (*слева*) и географическое расположение метеостанций на карте (*справа*). Видно, что на временном интервале с февраля по март 2017 г. температура воздуха была ниже нуля, что позволяет избежать случаев мокрого/влажного снега и образования водной плёнки на поверхности льда. В этом случае можно считать, что отражение происходило от «сухого» льда.

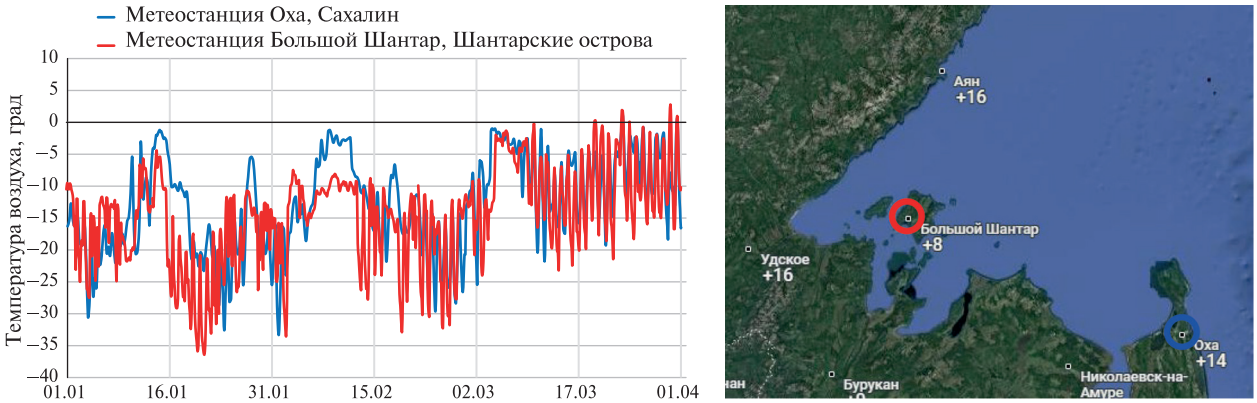


Рис. 2. График изменения температуры с 1 января по 1 апреля 2017 г. (*слева*) и положение метеостанций на карте (*справа*) (https://rp5.ru/)

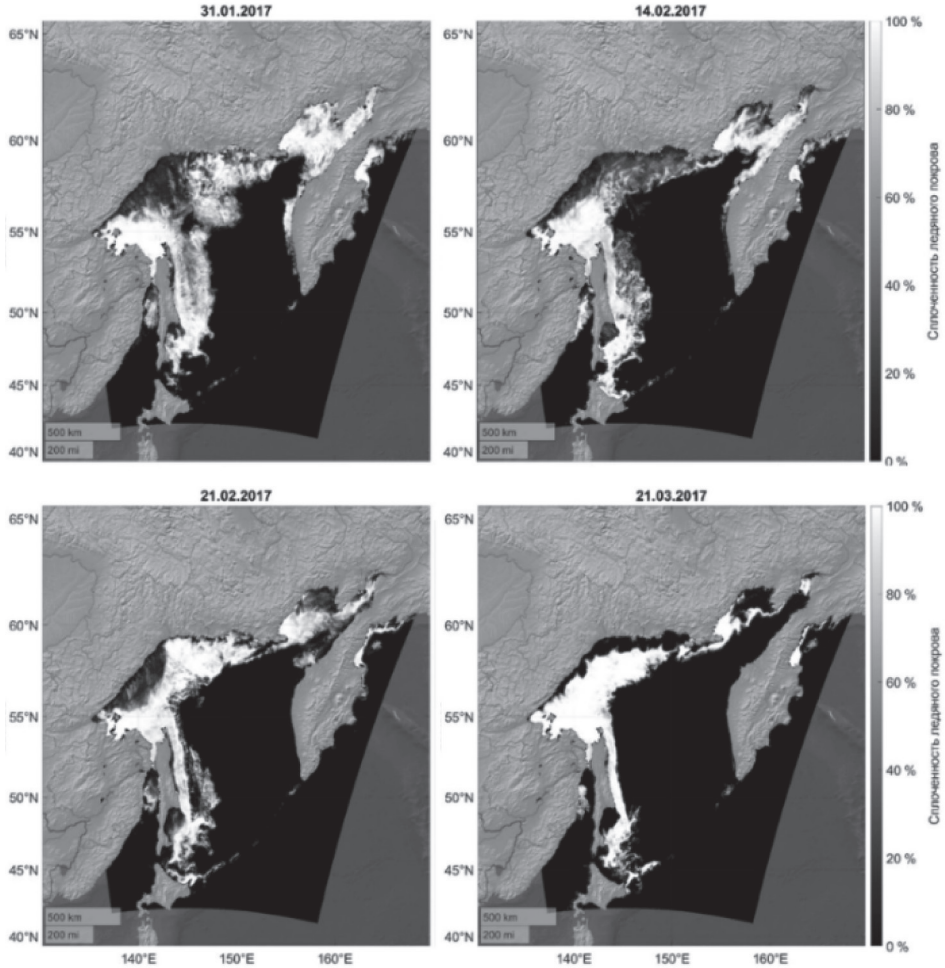


Рис. 3. Сплочённость ледяного покрова: 0 % — чистая вода, 100 % — сплошной лёд

Как уже указывалось, необходимо, чтобы за весь период на полигоне был ледяной покров с высокой сплочённостью. Для определения данной характеристики использовались карты сплочённости, построенные по данным Бременского университета (Melsheimer, Spreen, 2019).

На *рис. 3* (см. с. 221) приведены карты сплочённости ледяного покрова по данным Бременского университета для 31 января, 14 и 21 февраля и 21 марта 2017 г. Видно, что сплочённость морского льда во всей прибрежной зоне менялась в этот период. Но есть область, которая всё это время имела высокую сплочённость ледяного покрова.

Для последующего анализа были заданы координаты прямоугольника внутри этой области (см. далее *рис. 6* (*справа*), область, выделенная красным прямоугольником, координаты углов: 53° 30′ с. ш., 138° 30′ в. д.; 55° 30′ с. ш., 138° 30′ в. д.; 55° 30' с. ш., 142° 30′ в. д.; 53° 30′ с. ш., 142° 30′ в. д.). Средняя сплочённость ледяного покрова в данной области в период наблюдения (февраль – март) составляла примерно 95 % — сплошной лёд (*рис. 4*).

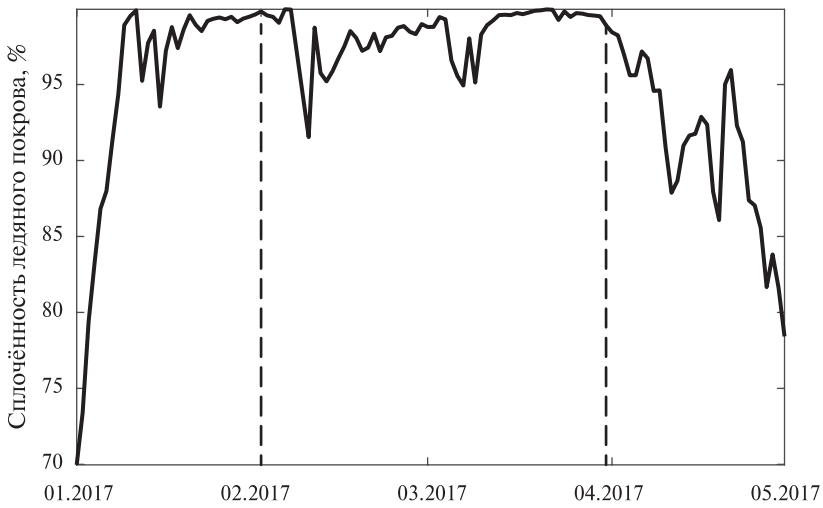


Рис. 4. Средняя сплочённость ледяного покрова в выбранной области с 1 января по 30 апреля 2017 г.; пунктирными линиями отмечены границы наблюдений, использованные в настоящей работе

Для уточнения информации о состоянии ледяного покрова использовались карты НИЦ «Планета» (http://planet.iitp.ru) (*рис. 5*, см. с. 223). В соответствии с картами, общая сплочённость ледяного покрова в наблюдаемой области составляла 10 баллов, т. е. сплошной лёд, или 100 %, в терминах данных Бременского университета. Причём 21 февраля прибрежная область острова Сахалин была покрыта средним льдом (70–120 см), где 5 баллов приходятся на однолетний лёд средней толщины (70–120 см), состоящий из ледяных полей (сплошной лёд 500–2000 м) и обломков ледяных полей (сплошной лёд 100–500 м), 4 балла — на тонкий однолетний белый лёд (30–70 см), состоящий также из полей и обломков полей, и 1 балл — на молодые льды (10–30 см). Севернее ледяной покров, окружающий метеостанцию Большой Шантар, преимущественно состоит из тонкого льда (30–70 см) и имеет общую сплочённость 10 баллов, из которых 3 балла приходятся на сплошные ледяные поля и их обломки однолетнего среднего льда, 6 баллов — на поля и обломки полей тонкого однолетнего белого льда и 1 балл составляют только обломки полей молодого льда.

В соответствии с картами от 7 и 21 марта можно увидеть, что качество ледяного покрова в выбранной области практически не изменилось. Общая сплочённость ледяного покрова составляла 10 баллов, и преимущественно лёд состоял из ледяных полей однолетнего сухого среднего и тонкого льда. Видно, как происходило нарастание ледяного покрова и постепенно увеличивалась общая площадь. Таким образом, данная область хорошо подходит для измерения диаграммы рассеяния в L-диапазоне и сравнения с зависимостью сечения обратного рассеяния от угла падения в Ka- и Ku-диапазонах.

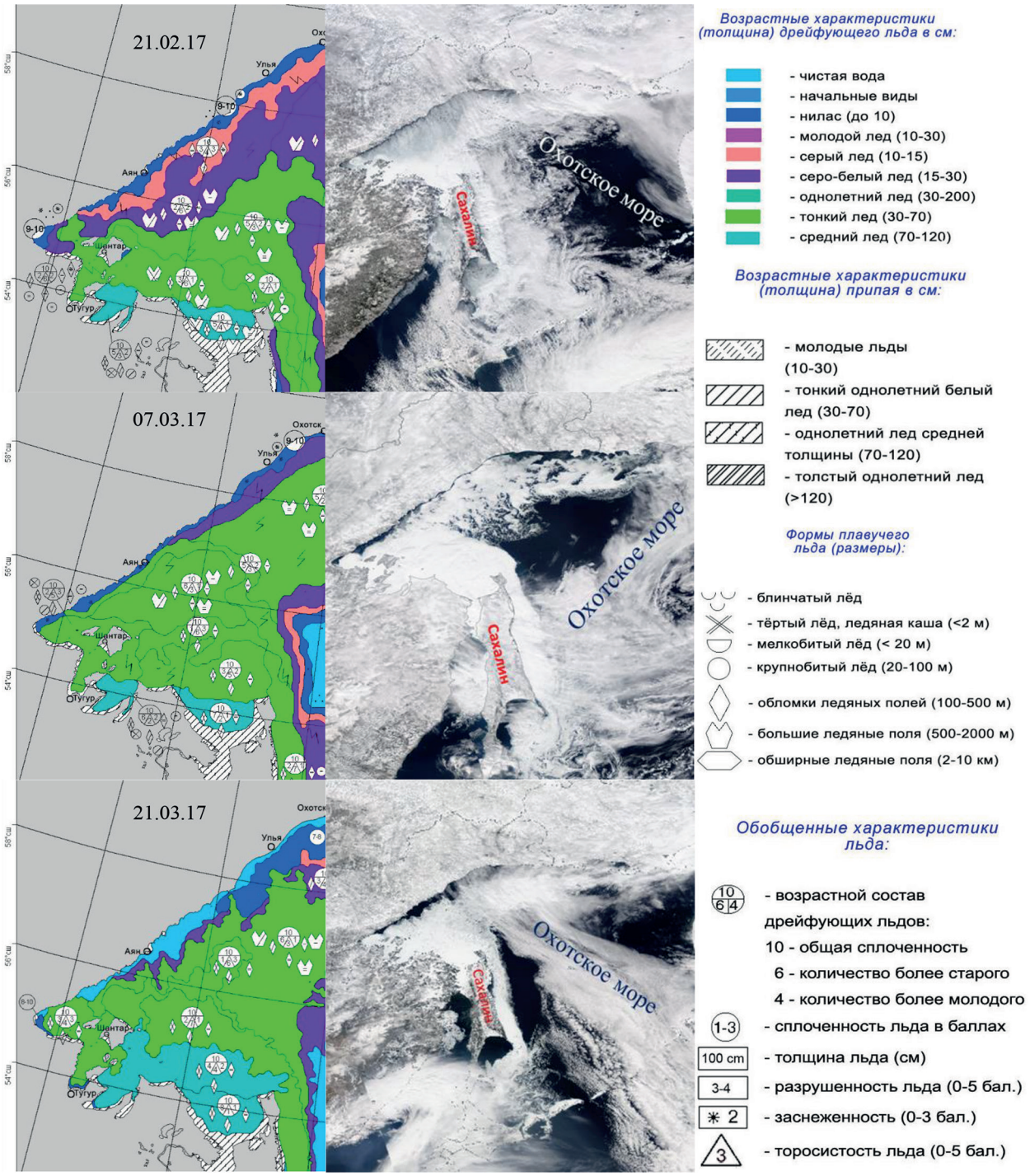


Рис. 5. Карты ледяного покрова Охотского моря (НИЦ «Планета», http://planet.iitp.ru) (*слева*), оптические снимки Охотского моря (*посередине*) и символы с описанием для карт ледяного покрова (*справа*)

Эмпирическая диаграмма рассеяния для однолетнего морского льда в L-диапазоне

На первом этапе обработки были выбраны точки, лежащие в акватории Охотского моря в феврале – марте 2017 г. В результате получено порядка 10 тыс. измерений DDM над всем Охотским морем. Некоторые записи были повреждены в силу нестабильности приёма (плохой сигнал). Такие DDM отсеивались по разнице между пиковой мощностью и уровнем шума DDM. После проведения процедуры отсева и ограничения области наблюдения

заданным прямоугольником (см. выше), осталось примерно 100 точек для дальнейшего анализа (*рис. 6* (*справа*)). По данным НИЦ «Планета» ледяной покров составляли ледяные поля однолетнего сухого среднего (70– 120 см) и тонкого льда (30–70 см).

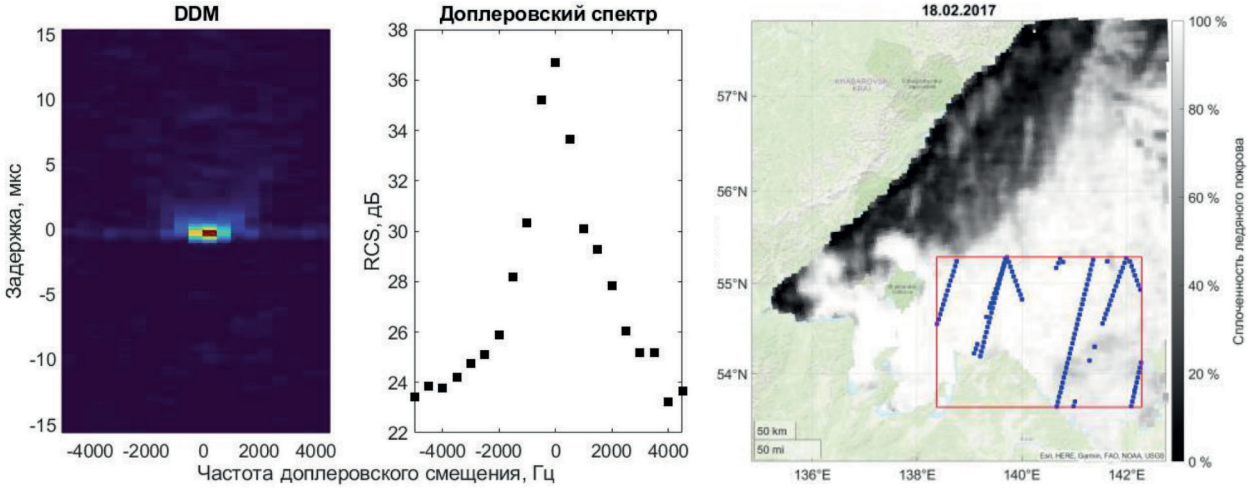


Рис. 6. Пример DDM и доплеровского спектра в рассматриваемой области (*слева*). Карта сплочённости ледяного покрова от 18.02.2017 (*справа*) с нанесёнными на неё точками зеркального отражения с февраля по март, которые попали в выбранную область для анализа

На *рис. 6* (*слева*) показан пример DDM при стабильном приёме сигнала и соответствующий доплеровский спектр.

На основе данных DPR, установленного на спутнике миссии GPM, была построена эмпирическая модель для описания зависимости нормированного сечения обратного рассеяния отражающей поверхности NRCS (*англ.* Normalized Radar Cross-Section) от угла падения (Karaev et al., 2022). Для сравнения диаграмм рассеяния в L-диапазоне с диаграммами в Ku- и Ka-диапазонах воспользуемся данной моделью:

$$F(\theta) = a + b\theta + c\theta^2 + d\exp\left(-e\left|\theta\right|\right), \quad (1)$$

где a, b, c, d, e — коэффициенты, которые подбираются; θ — угол падения. Аппроксимация экспериментальных диаграмм рассеяния в L-диапазоне приведена на *рис. 7*, коэффициенты аппроксимации приведены в таблице на *рис. 7*.

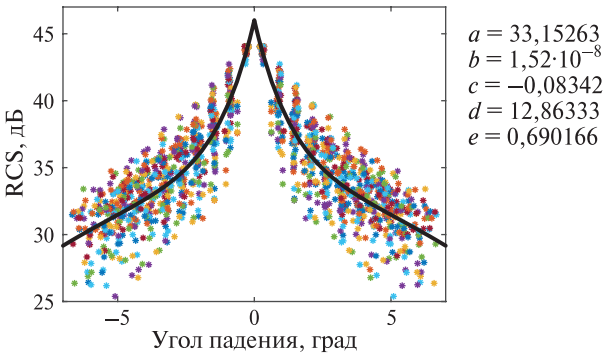


Рис. 7. Диаграмма рассеяния ледяной поверхности (точки) в L-диапазоне и аппроксимация (чёрная кривая), коэффициенты аппроксимации указаны на рисунке в таблице

Зависимость NRCS от угла падения использовалась для сравнения с известными теоретическими моделями рассеяния СВЧ-сигнала ледяным покровом (Караев и др., 2021). Результаты показали, что наиболее удачная теория, описывающая рассеяние ледяным покровом, может быть получена в рамках метода малых возмущений и выражается следующим уравнением:

$$\sigma_0 \quad 4\pi k^4 \cos^4\theta \left| F_{pp}(\varepsilon,\theta) \right|^2 S_{eff}(\kappa_{br}),$$

где σ_0 — зависимость сечения обратного рассеяния; k — волновое число; $F_{pp}(\varepsilon,\theta)$ — коэффициент отражения, полученный в рамках метода возмущений (Басс, Фукс, 1972; Исимару, 1981); ε — диэлектрическая проницаемость; κ_{br} — резонансная длина волны в рамках модели брэгговского рассеяния, $\kappa_{br} = 2k\sin\theta$. В этом случае спектры эффективной шероховатости задаются в виде (Боев и др., 2007):

$$S_{eff}(\kappa_{br}) = \frac{A}{(2k\sin\theta)^n}.$$

Коэффициенты A и n подбирались для NRCS в Ku-диапазоне, и наиболее подходящим оказался показатель степени $n = 1{,}3$ (*рис. 8* (*справа*)). Для диаграммы рассеяния в L-диапазоне аналогичная теоретическая аппроксимация приведена на *рис. 8* (*слева*), в данном случае показатель $n = 1{,}03$.

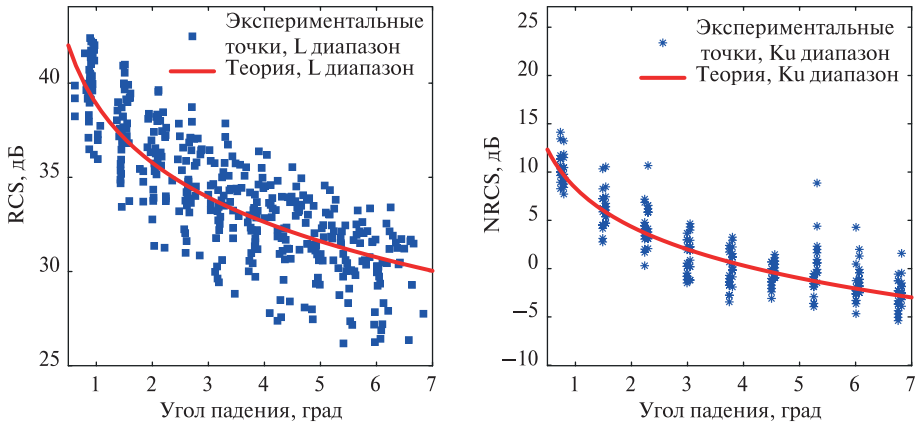


Рис. 8. Диаграмма рассеяния ледяной поверхности (синие точки) и теоретическая зависимость (красная кривая) в L-диапазоне (*слева*) и Ku-диапазоне (*справа*)

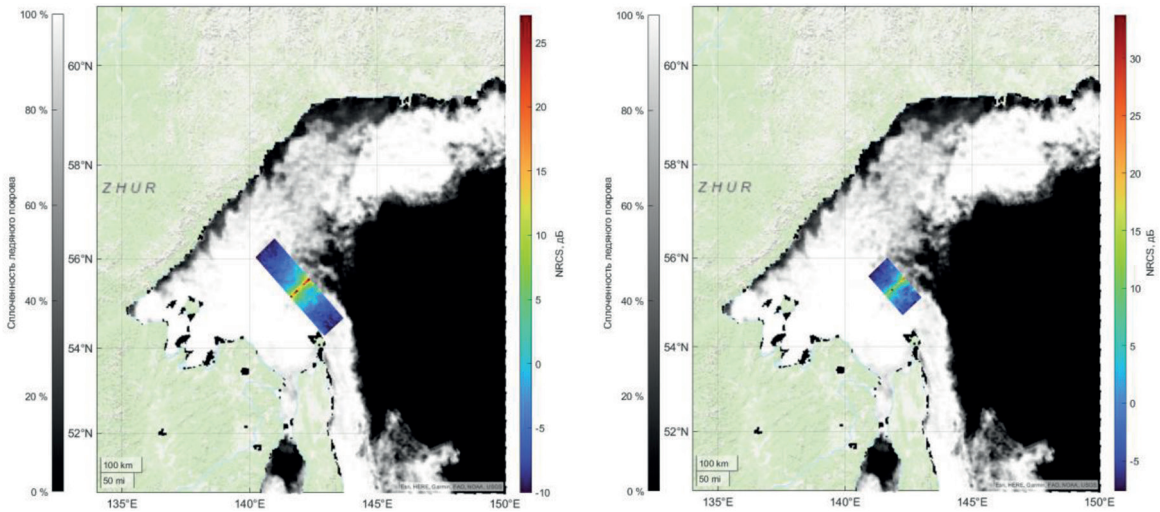
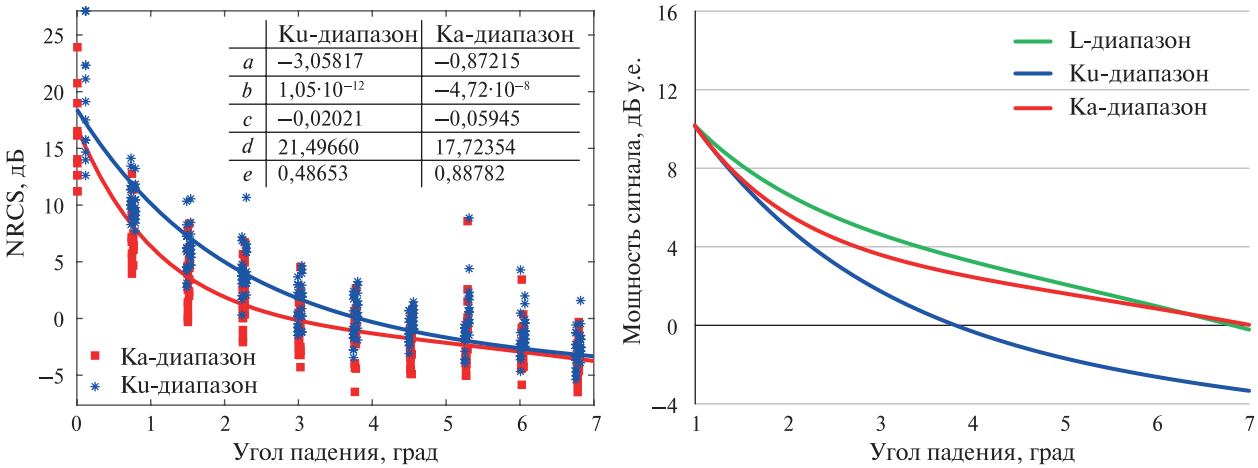


Рис. 9. Карта сплочённости ледяного покрова от 13.03.2017 с нанесённой частью трека DPR в Ku-диапазоне (*слева*) и Ka-диапазоне (*справа*)

Однако данные DPR были получены для другого временного интервала, и состояние ледяного покрова могло отличаться. Поэтому было решено для сравнения использовать данные DPR за тот же временной интервал. На *рис. 9* показаны радиолокационные изображения в исследуемой области 13 марта 2017 г. для Ku- и Ka-диапазонов.

На *рис. 10* (*слева*) нанесены измеренные NRCS за 13 марта 2017 г. для Ku- и Ka-диапазонов и кривыми показаны аппроксимации (1), полученные по этим данным. Таблица коэффициентов приведена на рисунке. Для сравнения зависимостей кривые аппроксимаций в L-, Ku- и Ka-диапазонах были совмещены при угле падения 1° (см. *рис. 10* (*справа*)).



	Ku-диапазон	Ka-диапазон
a	−3,05817	−0,87215
b	$1{,}05\cdot10^{-12}$	$-4{,}72\cdot10^{-8}$
c	−0,02021	−0,05945
d	21,49660	17,72354
e	0,48653	0,88782

Рис. 10. Экспериментальные точки и аппроксимация данных DPR в Ka- и Ku-диапазонах (*слева*) и сравнение аппроксимаций в L-, Ku- и Ka-диапазонах, приведённых к одному значению при 1° угла падения (*справа*)

Аппроксимация для Ku-диапазона получилась у́же аппроксимации в Ka-диапазоне, что говорит о большей шероховатости поверхности в Ka-диапазоне, чем в Ku-диапазоне. Однако аппроксимация диаграммы рассеяния в L-диапазоне оказалась самой широкой. Мы предполагаем, что это связано с влиянием объёмного рассеяния.

Для Ka- и Ku-диапазонов толщина скин-слоя для морского льда составляет около нескольких миллиметров (Winebrenner et al., 1992), для DPR Ka-диапазона — 0,0073 м, для DPR Ku-диапазона — 0,0040 м. Для L-диапазона толщина скин-слоя может варьироваться в больших пределах, от дециметра до нескольких метров, так как L-диапазон чувствителен к солёности морского льда (Hallikainen, Winebrenner, 1992).

Например, для электромагнитного излучения с частотой 1,5 ГГц при солёности морского льда 5,1 ‰ и температуре −20 °C толщина скин-слоя около 1 м. Таким образом, основным параметром, от которого зависит рассеяние сигнала в Ka- и Ku-диапазонах, является распределение отражателей на границе раздела двух сред из-за быстрого затухания внутри морского льда в этих диапазонах. Тогда как электромагнитное излучение в L-диапазоне испытывает дополнительное влияние от переотражения внутри среды и рассеяния на включениях.

Заключение

В настоящей работе для измерения диаграммы рассеяния ледяного покрова применяется доплеровский спектр принимаемого сигнала. Для бистатической схемы измерения использовался новый алгоритм измерения диаграммы рассеяния, использующий связь угла отражения и доплеровское смещение отражённого сигнала (Ковалдов и др., 2024). Анализировался массив спутниковых данных за период с февраля по март 2017 г., содержащий измерения над акваторией Охотского моря.

Для определения диаграммы рассеяния была выбрана область с ледяным покровом, сплочённость которого оставалась высокой в течение всего периода наблюдений. Сплочённость ледяного покрова оценивалась несколькими способами. Прежде всего, анализировались карты, построенные по данным радиометра AMSR2 в Бременском университете.

Дополнительно использовались карты ледяного покрова НИЦ «Планета» и оптические изображения Aqua MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer).

На основе анализа собранной информации была выбрана область к северу от острова Сахалин и к востоку от Шантарских островов. За рассматриваемый период в получившуюся область вошло порядка 100 DDM. Ледяной покров составляли ледяные поля однолетнего сухого среднего (70–120 см) и тонкого (30–70 см) льда.

Температурный режим в рассматриваемой области контролировался по данным метеостанций Оха и Большой Шантар. Средняя сплочённость ледяного покрова в этой области за весь период наблюдений не опускалась ниже 90 %.

Для всех DDM вычислялась диаграмма рассеяния ледяного покрова и была построена аппроксимация (см. *рис. 7*) в том же виде, который использовался в Ku- и Ka-диапазонах при анализе данных DPR спутника GPM. Также были вычислены коэффициенты для теоретической зависимости, основанной на методе малых возмущений. Показатель степени в Ku-диапазоне был равен $n = 1{,}3$, а в L-диапазоне $n = 1{,}03$ (см. *рис. 8*), что говорит об уширении зависимости. Это хорошо видно при сравнении аппроксимаций во всех рассматриваемых диапазонах. Для построения зависимости в Ku- и Ka-диапазонах использовались данные DPR за 13 марта 2017 г. (см. *рис. 9*).

Зависимость в Ka-диапазоне оказалась шире, чем в Ku-диапазоне, что, вероятно, связано с увеличением шероховатости поверхности в Ka-диапазоне из-за уменьшения длины волны.

Очевидно, что в L-диапазоне шероховатость поверхности должна быть меньше. Однако диаграмма рассеяния оказалась самой широкой. Можно предположить, что это связано с влиянием объёмного рассеяния в морском льду. Для электромагнитной волны с частотой 1,5 ГГц при солёности 5,1 ‰ и температуре –20 °C толщина скин-слоя около 1 м. Толщина скин-слоя в L-диапазоне на порядки превосходит глубину проникновения в Ka- и Ku-диапазонах, в которых объёмное рассеяние отсутствует.

В результате проведённого исследования была измерена диаграмма рассеяния в L-диапазоне. Дальнейшие исследования будут направлены на разработку алгоритма по определению зависимости характеристик диаграмм рассеяния ледяного покрова от характеристик отражающей поверхности (температуры, солёности, сплочённости ледяного покрова).

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда № 23-77-10064. Авторы выражают благодарность А. Максимову и Р. Волготову из НИЦ «Планета» за подготовку данных для анализа.

Литература

1. *Басс Ф. Г.*, *Фукс И. М.* Рассеяние волн на статистически неровной поверхности. М.: Наука, 1972. 424 с.
2. *Боев А. Г.*, *Ефимов В. Б.*, *Цымбал В. Н.* Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей. Киев: ООО «Джулия Принт», 2007. 440 с.
3. *Вагапов З. Х.*, *Гаврило В. П.*, *Козлов А. И.*, *Лебедев Г. А.*, *Логвин А. И.* Дистанционные методы исследования морских льдов. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 343 с.
4. *Данилычев М. В.*, *Кутуза Б. Г.*, *Мошков А. В. и др.* Использование L-диапазона в спутниковой СВЧ-радиометрии морской поверхности // Физ. основы приборостроения. 2018. Т. 7. № 1(27). С. 46–53. DOI: 10.25210/jfop-1801-046053.
5. *Исимару А.* Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. Т. 2. / пер. с англ. М.: Мир, 1981. 317 с.
6. *Караев В. Ю.*, *Панфилова М. А.*, *Митник Л. М. и др.* Обратное рассеяние радиолокационного сигнала СВЧ-диапазона однолетним морским льдом при малых углах падения // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 3. С. 229–241. DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241.
7. *Караев В. Ю.*, *Титченко Ю. А.*, *Панфилова М. А. и др.* Доплеровские спектры радиолокационного сигнала СВЧ-диапазона, измеренные при движении над ледяным покровом и морской поверхностью: сравнение моделей и определение типа отражающей поверхности // Современные про-

блемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19. № 3. С. 247–258. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-3-247-258.
8. *Ковалдов Д. А.*, *Титченко Ю. А.*, *Караев В. Ю. и др.* К вопросу об определении диаграммы рассеяния ледяного покрова по данным бистатического дистанционного зондирования в L-диапазоне // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. № 6. С. 294–308. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-6-294-308.
9. *Лебедев Г. А.*, *Сухоруков К. К.* Распространение электромагнитных и акустических волн в морском льду. СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. 81 с.
10. *Митник Л. М.*, *Викторов С. В.* Радиолокация поверхности Земли из космоса. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 200 с.
11. *Смирнов В. Г.* Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей: практ. пособие. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.
12. *Фильчук К. В.*, *Ковалев С. М.*, *Гузенко Р. Б.*, *Хотченков С. В.*, *Павлов А. Н.*, *Панов Л. В.*, *Гаврилов Ю. Г.*, *Буйнов Р. П.* Ледовые исследования в экспедиции «Северный полюс-41» // Российские полярные исслед. 2023. Т. 53. № 3. С. 19–28.
13. *Dadjoo M.*, *Mayvan M. Z.*, *Isleifson D.* Experimental observations of forming sea ice using surface-based L-, C-, and Ku-band polarimetric scatterometers // IGARSS 2024 — 2024 IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. 2024. P. 76–79. DOI: 10.1109/IGARSS53475.2024.10640527.
14. *Du Y.*, *Yang X.*, *Chen K.-S. et al.* An improved spectrum model for sea surface radar backscattering at L-band // Remote Sensing. 2017. V. 9. No. 8. Article 776. DOI: 10.3390/rs9080776.
15. *Elfouhaily T. M.*, *Guérin C. A.* A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surfaces // Waves in Random Media. 2004. V. 14. No. 4. P. R1–R40. DOI: 10.1088/0959-7174/14/4/R01.
16. *Elfouhaily T.*, *Chapron B.*, *Katsaros K.*, *Vandemark D.* A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves // J. Geophysical Research: Oceans. 1997. V. 102. No. C7. P. 15781–15796. DOI: 10.1029/97JC00467.
17. *Freilich M. H.*, *Vanhoff B. A.* The relationship between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements // J. Atmospheric and Oceanic Technology. 2003. V. 20. No. 4. P. 549–562.
18. *Geldsetzer T.*, *Howell S. E. L.* Incidence angle dependencies for C-band backscatter from sea ice during both the winter and melt season // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2023. V. 61. P. 1–15.
19. *Golden K. M.*, *Cheney M.*, *Ding K.*, *Fung A. K.*, *Grenfell T. C.*, *Isaacson D.*, *Kong J.*, *Nghiem S.*, *Sylvester J.*, *Winebrenner D.* Forward electromagnetic scattering models for sea ice // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1998. V. 36. No. 5. P. 1655–1674.
20. GPM Data Utilization Handbook. 1st ed. / JAXA. Japan. 2014. 92 p.
21. *Hallikainen M.*, *Winebrenner D. P.* The physical basis for sea ice remote sensing // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. V. 68. USA: American Geophysical Union, 1992. P. 29–46. DOI: 10.1029/GM068p0029.
22. *Hauser D.*, *Tison C.*, *Amiot T.*, *Delaye L.*, *Corcoral N.*, *Castillan P.* SWIM: The first spaceborne wave scatterometer // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2017. V. 55. No. 5. P. 3000–3014.
23. *Hwang P. A.*, *Fois F.* Surface roughness and breaking wave properties retrieved from polarimetric microwave radar backscattering // J. Geophysical Research: Oceans. 2015. V. 120. No. 5. P. 3640–3657. DOI: 10.1002/2015JC010782.
24. *Karaev V.*, *Titchenko Y.*, *Panfilova M.*, *Meshkov E.* The Doppler spectrum of the microwave radar signal backscattered from the sea surface in terms of the modified Bragg scattering model // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2020. V. 58. No. 1. P. 193–202.
25. *Karaev V.*, *Titchenko Y.*, *Panfilova M. et al.* Application of the Doppler spectrum of the backscattering microwave signal for monitoring of ice cover: A theoretical view // Remote Sensing. 2022. V. 14. No. 10. Article 2331. DOI: 10.3390/rs14102331.
26. *Kintner P. M.*, *Ledvina B. M.*, *de Paula E. R.* GPS and ionospheric scintillations // Space Weather. 2007. V. 5. No. 9. Article 3. DOI: 10.1029/2006SW000260.
27. *Komarov A. S.*, *Buehner M.* Detection of first-year and multi-year sea ice from dual-polarization SAR images under cold conditions // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2019. V. 57. No. 11. P. 9109–9123.
28. *Komarov A. S.*, *Isleifson D.*, *Barber D. G.*, *Shafai L.* Modeling and measurement of C-band radar backscatter from snow-covered first-year sea ice // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 53. No. 7. P. 4063–4078.
29. *Kudryavtsev V. N.*, *Makin V. K.*, *Chapron B.* Coupled sea surface-atmosphere model: 2. Spectrum of short wind waves // J. Geophysical Research: Oceans. 1999. V. 104. No. C4. P. 7625–7639. DOI: 10.1029/1999JC900005.
30. *Liu M.*, *Dai Y.*, *Zhang J. et al.* The microwave scattering characteristics of sea ice in the Bohai Sea // Acta Oceanologica Sinica. 2016. V. 35. No. 5. P. 89–98. DOI: 10.1007/s13131-016-0861-6.

31. *Mahmud M. S.*, *Geldsetzer T.*, *Howell S. E. L.*, *Yackel J. J.*, *Nandan V.*, *Scharien R. K.* Incidence angle dependence of HH-polarized C- and L-band wintertime backscatter over arctic sea ice // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2018. V. 56. No. 11. P. 6686–6698.
32. *Melsheimer C.*, *Spreen G.* AMSR-2 ASI sea ice concentration data, Antarctic, version 5.4 (NetCDF) (July 2012 – December 2018) // PANGAEA. 2019. DOI: 10.1594/PANGAEA.898400.
33. *Mitnik L. M.*, *Kalmykov A. I.* Structure and dynamics of the Sea of Okhotsk marginal ice zone from "Ocean" satellite radar sensing data // J. Geophysical Research: Oceans. 1992. V. 97. No. C5. P. 7429–7445.
34. *Onstott R. G.* SAR and scatterometer signatures of sea ice // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. V. 68. USA: American Geophysical Union, 1992. P. 73–104. DOI: 10.1029/GM068p0073.
35. *Ryabkova M.*, *Karaev V.*, *Guo J.*, *Titchenko Y.* A review of wave spectrum models as applied to the problem of radar probing of the sea surface // J. Geophysical Research: Oceans. 2019. V. 124. No. 10. P. 7104–7134.
36. *Sandven S.*, *Spreen G.*, *Heygster G.*, *Girard-Ardhuin F.*, *Farrell S. L.*, *Dierking W.*, *Allard R. A.* Sea ice remote sensing—Recent developments in methods and climate data sets // Surveys in Geophysics. 2023. V. 44. No. 5. P. 1653–1689.
37. *Titchenko Y.* Bistatic Doppler spectrum of radiation reflected by a water surface // Russian J. Earth Sciences. 2020. V. 20. Article ES6007. DOI: 10.2205/2020ES000745.
38. *Toporkov J. V.*, *Ouellette J. D.*, *Johnson J. T.* Impact of spectral spreading functions on modeling the sea backscatter cross section at microwave frequencies // IGARSS 2024 — 2024 IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp. 2024. P. 6643–6646.
39. *Valenzuela G.* Theories for interaction of electromagnetic and oceanic waves: A review // Boundary Layer Meteorology. 1978. V. 13. P. 61–86.
40. *Voronovich A. G.* Small slope approximation for electromagnetic wave scattering at a rough interface of two dielectric half spaces // Waves in Random Media. 1994. V. 4. P. 337–367.
41. *Voronovich A. G.*, *Zavorotny V. U.* Theoretical model for scattering of radar signals in Ku- and C-bands from a rough sea surface with breaking waves // Waves in Random Media. 2001. V. 11. P. 247–269.
42. *Winebrenner D. P.*, *Bredow J.*, *Fung A. K. et al.* Microwave sea ice signature modeling // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. V. 68. USA: American Geophysical Union, 1992. P. 137–175. DOI: 10.1029/GM068p0137.

Features of quasi-specular reflection of microwave radio waves by sea ice according to bistatic remote sensing data in the L-band

D. A. Kovaldov, Yu. A. Titchenko, V. Yu. Karaev, M. A. Panfilova

Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia
E-mail: d.kovaldov@ipfran.ru

The construction of an empirical model of the first-year sea ice scattering pattern in the L-band using a bistatic sensing scheme is discussed. The TDS-1 satellite (TechDemoSat-1), which was in low Earth orbit, was used as a receiver of the Global Navigation Satellite System (GNSS) signal reflected by the ice cover. The bistatic sensing method based on the use of the reflected GNSS signal is also called GNSS-Reflectometry (GNSS-R). To determine the scattering pattern of ice cover, an algorithm using Doppler spectrum (DS) of the reflected signal is employed. DS of the reflected signal in the GNSS-R scheme is formed due to the "spread" of the projection value of the receiver's movement velocity caused by the dispersion of the slopes of the reflecting surface. For high-orbit satellites, it can be assumed that the incident GNSS radiation in the reflection region has a flat front; therefore, only the central frequency of DS shift depends on the transmitter velocity. The width of DS depends on the receiver speed and the dispersion of the reflecting surface slopes. The Sea of Okhotsk was chosen as a test area from February to March 2017. During this time interval, a stable ice cover was present north of Sakhalin Island at subzero air temperatures. Ice cover parameters were determined using ice concentration maps reconstructed from Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) data. Ice cover maps indicating thickness and type of sea ice (nilas, gray ice, young ice, etc.) provided by Planeta Research Center were also used as well as images of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) installed on the Aqua satellite (EOS PM-1). The data array for the period under consideration was processed and the scattering diagram of sea ice in the L-band was compared with the scatter-

ing diagrams in the Ku- and Ka-bands constructed using the data of the Dual-frequency Precipitation Radar (DPR) installed on the Global Precipitation Measurement (GPM) satellite. The results obtained showed that the width of the scattering diagram for sea ice in the L-band is wider than in the Ku- and Ka-bands.

Keywords: GNSS, Sea of Okhotsk, quasi-specular reflection, L-band, scatter pattern, sea ice remote sensing, TDS-1

Accepted: 03.02.2025
DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-2-217-232

References

1. Bass F. G., Fuks I. M., *Rasseyanie voln na statisticheski nerovnoi poverkhnosti* (Waves scattering on a statistically rough surface), Moscow: Nauka, 1972, 424 p. (in Russian).
2. Boev A. G., Efimov V. B., Tsymbal V. N., *Radiolokatsionnye metody i sredstva operativnogo distantsionnogo zondirovaniya Zemli s aehrokosmicheskikh nositelei* (Radar methods and means of operational remote sensing of the Earth from aerospace carriers), Kyiv: LLC "Dzhuliya Print", 2007, 440 p. (in Russian).
3. Vagapov Z. Kh., Gavrilo V. P., Kozlov A. I., Lebedev G. A., Logvin A. I., *Distantsionnye metody issledovaniya morskikh l'dov* (Remote sensing methods for sea ice research), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1993, 343 p. (in Russian).
4. Danilychev M. V., Kutuza B. G., Moshkov A. V. et al., The application of L-band in satellite microwave radiometry of the sea surface, *Physical Bases of Instrumentation*, 2018, V. 7, No. 1(27), pp. 46–53 (in Russian), DOI: 10.25210/jfop-1801-046053.
5. Ishimaru A., *Wave propagation and scattering in random media*, *V. 2*, New York, San Francisco, London: Academic Press, 1978, 339 p.
6. Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Mitnik L. M. et al., Backscattering of microwave radar signal by first year sea ice at small incidence angles, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2021, V. 18, No. 3, pp. 229–241 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-3-229-241.
7. Karaev V. Yu., Titchenko Yu. A., Panfilova M. A. et al., Doppler spectra of a microwave signal measured during movement over ice cover and sea waves: Comparison of models and determination of the kind of scattering surface, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2022, V. 19, No. 3, pp. 247–258 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-3-247-258.
8. Kovaldov D. A., Titchenko Yu. A., Karaev V. Yu. et al., On the issue of determining the scattering diagram of ice cover using bistatic remote sensing data in the L-band, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2024, V. 21, No. 6, pp. 294–308 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-6-294-308.
9. Lebedev G. A., Sukhorukov K. K., *Rasprostranenie ehlektromagnitnykh i akusticheskikh voln v morskom l'du* (Propagation of electromagnetic and acoustic waves in sea ice), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 2001, 81 p. (in Russian).
10. Mitnik L. M., Viktorov S. V., *Radiolokatsiya poverkhnosti Zemli iz kosmosa* (Radar location of the Earth's surface from space), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1990, 200 p. (in Russian).
11. Smirnov V. G., *Sputnikovye metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morei: prakticheskoe posobie* (Satellite methods for determining sea ice cover characteristics: practical manual), Saint Petersburg: AANII, 2011, 240 p. (in Russian).
12. Fil'chuk K. V., Kovalev S. M., Guzenko R. B., Khotchenkov S. V., Pavlov A. N., Panov L. V., Gavrilov Yu. G., Buinov R. P., Ice research in the expedition "North Pole-41", *Rossiiskie polyarnye issledovaniya*, 2023, V. 53, No. 3, pp. 19–28 (in Russian).
13. Dadjoo M., Mayvan M. Z., Isleifson D., Experimental observations of forming sea ice using surface-based L-, C-, and Ku-band polarimetric scatterometers, *IGARSS 2024 — 2024 IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp.*, 2024, pp. 76–79, DOI: 10.1109/IGARSS53475.2024.10640527.
14. Du Y., Yang X., Chen K.-S. et al., An improved spectrum model for sea surface radar backscattering at L-band, *Remote Sensing*, 2017, V. 9, No. 8, Article 776, DOI: 10.3390/rs9080776.
15. Elfouhaily T. M., Guérin C. A., A critical survey of approximate scattering wave theories from random rough surfaces, *Waves in Random Media*, 2004, V. 14, No. 4, pp. R1–R40, DOI: 10.1088/0959-7174/14/4/R01.
16. Elfouhaily T., Chapron B., Katsaros K., Vandemark D., A unified directional spectrum for long and short wind-driven waves, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1997, V. 102, No. C7, pp. 15781–15796, DOI: 10.1029/97JC00467.

17. Freilich M. H., Vanhoff B. A., The relationship between winds, surface roughness, and radar backscatter at low incidence angles from TRMM precipitation radar measurements, *J. Atmospheric and Oceanic Technology*, 2003, V. 20, No. 4, pp. 549–562.
18. Geldsetzer T., Howell S. E. L., Incidence angle dependencies for C-band backscatter from sea ice during both the winter and melt season, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2023, V. 61, pp. 1–15.
19. Golden K. M., Cheney M., Ding K., Fung A. K., Grenfell T. C., Isaacson D., Kong J., Nghiem S., Sylvester J., Winebrenner D., Forward electromagnetic scattering models for sea ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1998, V. 36, No. 5, pp. 1655–1674.
20. *GPM Data Utilization Handbook*, 1st ed., JAXA, Japan, 2014, 92 p.
21. Hallikainen M., Winebrenner D. P., The physical basis for sea ice remote sensing, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F. D. (ed.), V. 68, USA: American Geophysical Union, 1992, pp. 29–46, DOI: 10.1029/GM068p0029.
22. Hauser D., Tison C., Amiot T., Delaye L., Corcoral N., Castillan P., SWIM: The first spaceborne wave scatterometer, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2017, V. 55, No. 5, pp. 3000–3014.
23. Hwang P. A., Fois F., Surface roughness and breaking wave properties retrieved from polarimetric microwave radar backscattering, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2015, V. 120, No. 5, pp. 3640–3657, DOI: 10.1002/2015JC010782.
24. Karaev V., Titchenko Y., Panfilova M., Meshkov E., The Doppler spectrum of the microwave radar signal backscattered from the sea surface in terms of the modified Bragg scattering model, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2020, V. 58, No. 1, pp. 193–202.
25. Karaev V., Titchenko Y., Panfilova M. et al., Application of the Doppler spectrum of the backscattering microwave signal for monitoring of ice cover: A theoretical view, *Remote Sensing*, 2022, V. 14, No. 10, Article 2331, DOI: 10.3390/rs14102331.
26. Kintner P. M., Ledvina B. M., de Paula E. R., GPS and ionospheric scintillations, *Space Weather*, 2007, V. 5, No. 9, Article 3, DOI: 10.1029/2006SW000260.
27. Komarov A. S., Buehner M., Detection of first-year and multi-year sea ice from dual-polarization SAR images under cold conditions, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2019, V. 57, No. 11, pp. 9109–9123.
28. Komarov A. S., Isleifson D., Barber D. G., Shafai L., Modeling and measurement of C-band radar backscatter from snow-covered first-year sea ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2015, V. 53, No. 7, pp. 4063–4078.
29. Kudryavtsev V. N., Makin V. K., Chapron B., Coupled sea surface-atmosphere model: 2. Spectrum of short wind waves, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1999, V. 104, No. C4, pp. 7625–7639, DOI: 10.1029/1999JC900005.
30. Liu M., Dai Y., Zhang J. et al., The microwave scattering characteristics of sea ice in the Bohai Sea, *Acta Oceanologica Sinica*, 2016, V. 35, No. 5, pp. 89–98, DOI: 10.1007/s13131-016-0861-6.
31. Mahmud M. S., Geldsetzer T., Howell S. E. L., Yackel J. J., Nandan V., Scharien R. K., Incidence angle dependence of HH-polarized C- and L-band wintertime backscatter over arctic sea ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2018, V. 56, No. 11, pp. 6686–6698.
32. Melsheimer C., Spreen G., AMSR-2 ASI sea ice concentration data, Antarctic, version 5.4 (NetCDF) (July 2012 – December 2018), *PANGAEA*, 2019, DOI: 10.1594/PANGAEA.898400.
33. Mitnik L. M., Kalmykov A. I., Structure and dynamics of the Sea of Okhotsk marginal ice zone from "Ocean" satellite radar sensing data, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1992, V. 97, No. C5, pp. 7429–7445.
34. Onstott R. G., SAR and scatterometer signatures of sea ice, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F. D. (ed.), V. 68, USA: American Geophysical Union, 1992, pp. 73–104, DOI: 10.1029/GM068p0073.
35. Ryabkova M., Karaev V., Guo J., Titchenko Y. A., Review of wave spectrum models as applied to the problem of radar probing of the sea surface, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2019, V. 124, No. 10, pp. 7104–7134.
36. Sandven S., Spreen G., Heygster G., Girard-Ardhuin F., Farrell S. L., Dierking W., Allard R. A., Sea ice remote sensing—Recent developments in methods and climate data sets, *Surveys in Geophysics*, 2023, V. 44, No. 5, pp. 1653–1689.
37. Titchenko Y., Bistatic Doppler spectrum of radiation reflected by a water surface, *Russian J. Earth Sciences*, 2020, V. 20, Article ES6007, DOI: 10.2205/2020ES000745.
38. Toporkov J. V., Ouellette J. D., Johnson J. T., Impact of spectral spreading functions on modeling the sea backscatter cross section at microwave frequencies, *IGARSS 2024 — 2024 IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symp.*, 2024, pp. 6643–6646.
39. Valenzuela G., Theories for interaction of electromagnetic and oceanic waves: A review, *Boundary Layer Meteorology*, 1978, V. 13, pp. 61–86.
40. Voronovich A. G., Small slope approximation for electromagnetic wave scattering at a rough interface of two dielectric half spaces, *Waves in Random Media*, 1994, V. 4, pp. 337–367.

41. Voronovich A. G., Zavorotny V. U., Theoretical model for scattering of radar signals in Ku- and C-bands from a rough sea surface with breaking waves, *Waves in Random Media*, 2001, V. 11, pp. 247–269.
42. Winebrenner D. P., Bredow J., Fung A. K. et al., Microwave sea ice signature modeling, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F. D. (ed.), V. 68, USA: American Geophysical Union, 1992, pp. 137–175, DOI: 10.1029/GM068p0137.