Влияние загрязнённости морского льда на определение его сплочённости по данным спутниковой микроволновой радиометрии

В. В. Тихонов [1,2,3], Т. А. Алексеева [2,1], Ю. В. Соколова [1], Е. В. Афанасьева [2,1], Д. А. Боярский [1], М. Д. Раев [1], Е. А. Шарков [1]

[1] *Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия*
E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru
[2] *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Санкт-Петербург, 199397, Россия*
E-mail: taa@aari.ru
[3] *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, 656038, Россия*

Существующие алгоритмы определения сплочённости и площади морского льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии подвержены серьёзным ошибкам в период таяния и разрушения ледяного покрова. Причинами ошибок считаются: экстремальные погодные условия, атмосферные помехи, шероховатость поверхности океана, влажный снежный покров, разрушенность льда, наличие снежниц на поверхности ледяного покрова, битые льды и т. д. Ранее авторами указывалось, что одной из причин занижения сплочённости морского льда (СМЛ), определяемой по данным спутниковой микроволновой радиометрии (СМР), является загрязнённость поверхности льда терригенными отложениями. Загрязнение морского льда происходит во время его образования в прибрежных районах на мелководье. В этот период в лёд со дна моря попадают частицы неорганического происхождения в результате материкового стока и ветровой эрозии суши. В летнее время таяние снега и льда приводит к повышенной концентрации терригенных частиц на поверхности ледяного покрова. В летний период такие льды занимают обширные площади в прибрежных районах арктических морей. В настоящем исследовании на основе теоретического моделирования собственного микроволнового излучения показано уменьшение излучательной способности загрязнённого морского льда и, как следствие, занижение СМЛ алгоритмами. В статье выполнен анализ работы шести основных алгоритмов определения СМЛ по данным СМР для грязных льдов. Показаны причины занижения СМЛ алгоритмами, указаны величины ошибок этих алгоритмов. Анализ выполнен для акватории Восточно-Сибирского моря.

Ключевые слова: спутниковая микроволновая радиометрия, яркостная температура, излучательная способность, сплочённость морского льда, грязный лёд, модель собственного микроволнового излучения

Одобрена к печати: 29.07.2025
DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-5-274-292

Введение

Арктический морской лёд — один из основных индикаторов климатических изменений, происходящих на нашей планете. Уменьшение площади и толщины арктического морского льда является реакцией на глобальные процессы, происходящие в атмосфере, гидросфере и литосфере Земли (Бокучава, Семенов, 2022; Семенов и др., 2017). Из-за огромной территории и суровых климатических условий арктического региона постоянный всеохватывающий мониторинг морского льда возможен только с помощью средств спутникового дистанционного зондирования. Спутниковая микроволновая радиометрия (СМР) является оптимальным методом исследования межгодовых и сезонных изменений площади и сплочённости морского льда (СМЛ). Основные достоинства этого метода: всепогодность, независимость от освещённости поверхности, частота охвата всего региона (чаще одного раза в сутки), малое энергопотребление и, самое важное, достаточно длинный и непрерывный временной ряд (с 1973 г.) спутниковых наблюдений за арктическим морским льдом (Тихонов и др., 2016; Rouzegari et al., 2025).

Однако все современные алгоритмы определения сплочённости и площади морского льда по данным СМР подвержены серьёзным ошибкам в период таяния и разрушения ледяного покрова. Среди причин таких ошибок, как правило, указываются: экстремальные погодные условия, атмосферные помехи, шероховатость поверхности океана из-за волнения, влажный снежный покров, разрушенность льда, наличие снежниц на поверхности ледяного покрова, битые льды и т. д. (Алексеева и др., 2021; Животовская и др., 2019; Тихонов и др., 2016; Alekseeva et al., 2019; Kern et al., 2019, 2020; Wernecke et al., 2024).

В работах (Harasyn et al., 2019; Lohanick, Grenfell, 1986) на основании подспутниковых экспериментов было высказано предположение, что на излучательную способность (ИС) морского льда могут оказывать влияние осадочные горные породы, находящиеся в виде вкраплений в его поверхностном слое, и этот эффект необходимо учитывать при определении СМЛ по данным СМР. Авторы работы (Lohanick, Grenfell, 1986) предположили, что осадочные горные породы, присутствующие в поверхностном слое снежно-ледяного покрова, влияют на ИС морского льда, подобно зёрнам снега, из-за сходства их диэлектрических свойств в микроволновом диапазоне. Основываясь на этом, они сделали вывод, что загрязнённость поверхности морского льда осадочными породами оказывает лишь небольшое влияние на его ИС.

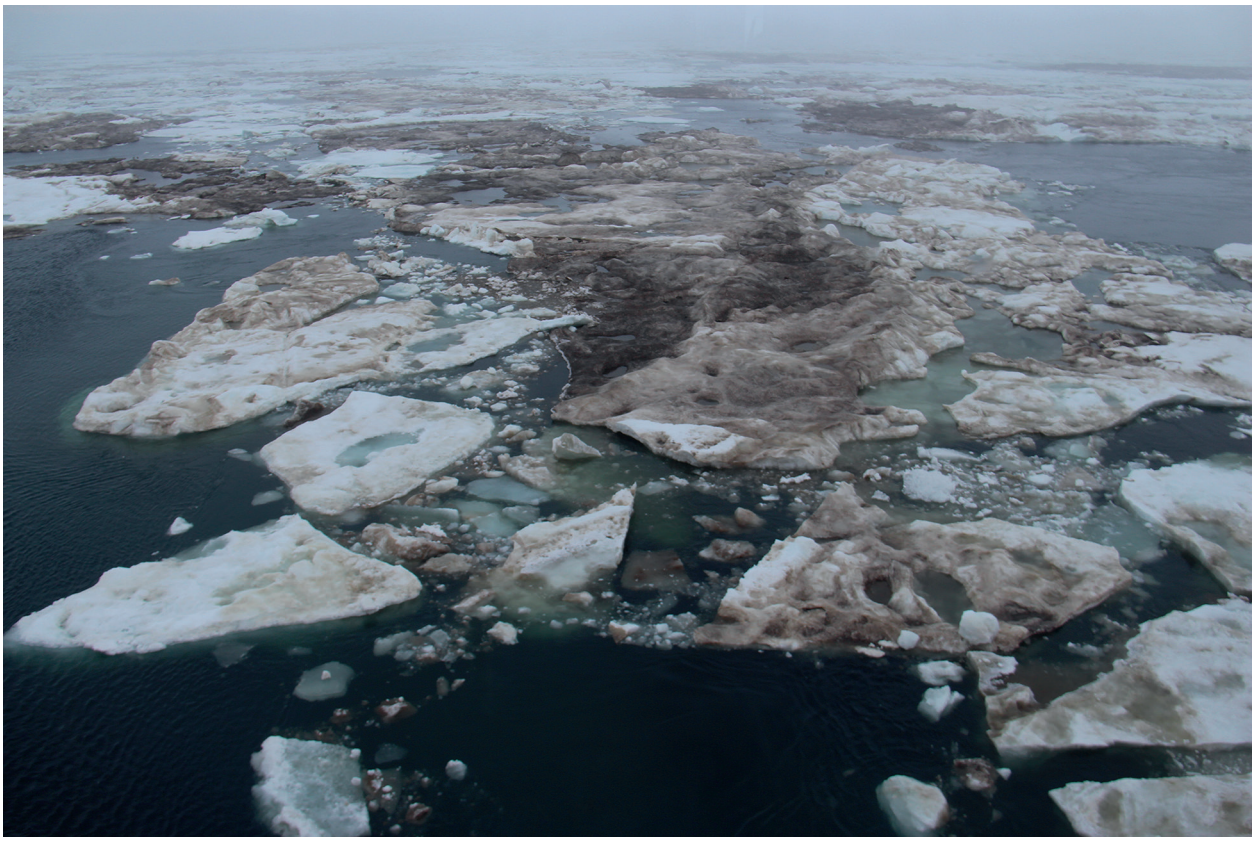


Рис. 1. Морской лёд, поверхность которого загрязнена терригенными частицами

В работах (Алексеева и др., 2021, 2022) впервые было показано, что одной из причин занижения СМЛ алгоритмами обработки данных СМР становится загрязнение поверхности ледяного покрова терригенными отложениями (осадочными горными породами). Во время образования ледяного покрова в прибрежных районах на мелководье в лёд попадают частицы неорганического происхождения со дна моря, в результате материкового стока и ветровой эрозии суши (Иванов, 2007). В период весенне-летнего таяния, после полного исчезновения с поверхности льда снежного покрова, начинается стаивание загрязнённых слоёв льда. Этот процесс приводит к повышенной концентрации терригенных частиц на поверхности

ледяного покрова (*рис. 1*, см. с. 275). В летний период такие льды занимают обширные площади в прибрежных морях Северного Ледовитого океана (Алексеева и др., 2021).

В работе (Алексеева и др., 2022) был выполнен анализ космических снимков припая Восточно-Сибирского моря, сделанных в видимом диапазоне, и карт СМЛ, полученных с помощью шести основных алгоритмов обработки данных СМР. В результате этого анализа было показано, что в период интенсивного таяния с конца мая по начало июля все алгоритмы демонстрируют более низкие значения сплочённости в загрязнённых льдах, чем в чистых, но наиболее чувствительны к загрязнённости два алгоритма: ASI (*англ.* Arctic Radiation and Turbulence Interaction STudy Sea Ice) и TUD (*англ.* Technical University of Denmark). Авторы предположили, что причина занижения сплочённости грязного морского льда алгоритмами — уменьшение ИС поверхности ледяного покрова, загрязнённой терригенными отложениями. Поверхность грязного льда близка по своим излучательным характеристикам в микроволновом диапазоне к влажной почве. А ИС очень влажной почвы сравнима с ИС морской поверхности, поэтому грязный лёд определяется алгоритмами как водная поверхность или лёд низкой сплочённости. Однако ни теоретического, ни экспериментального подтверждения такого предположения сделано не было.

В настоящей работе результаты, представленные в статье (Алексеева и др., 2022), проанализированы на основе теоретических модельных представлений собственного микроволнового излучения грязного морского льда.

Регион исследования

Морской лёд, содержащий терригенные отложения (грязный лёд), широко распространён на мелководных широких арктических шельфах. Такой лёд — повсеместное явление в прибрежных морях Северного Ледовитого океана: Карском море, море Лаптевых, Восточно-Сибирском море, Чукотском море, море Бофорта (Eicken et al., 2000, 2005). Например, в Чукотском море он покрывает значительную часть общего ледяного покрова, с максимальной площадью до 40–60 % (Waga et al., 2022).

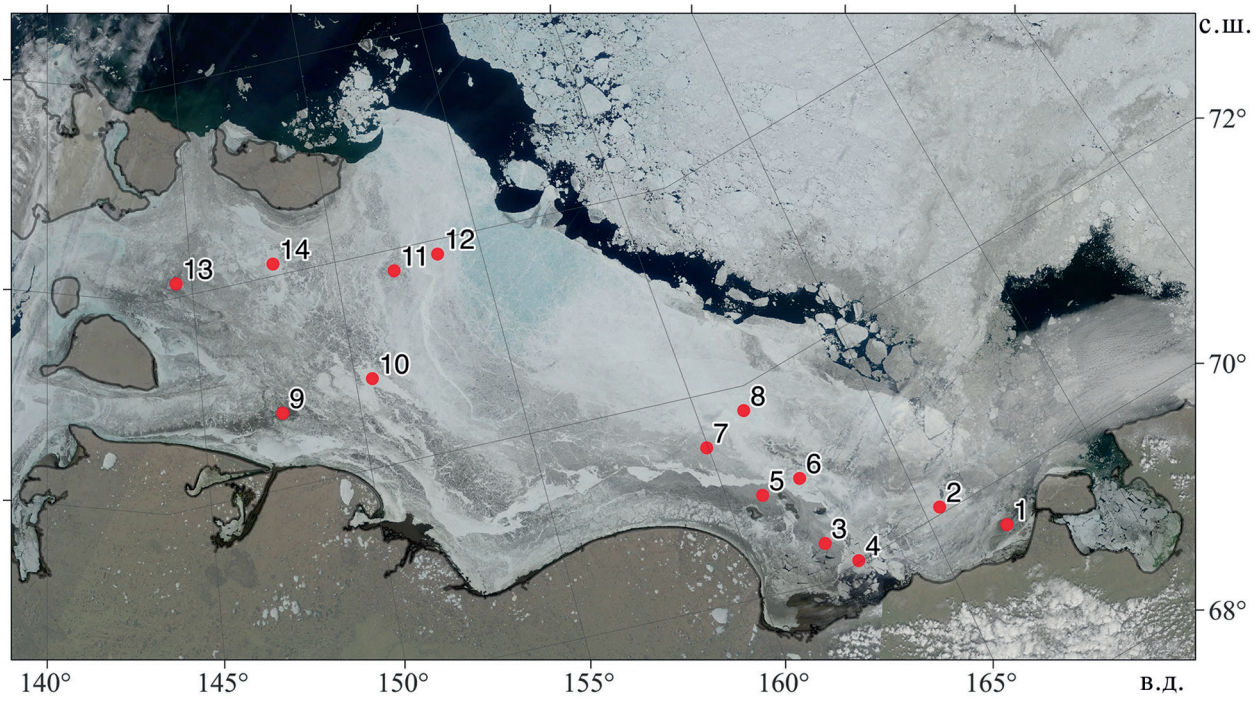


Рис. 2. Восточно-Сибирское море. Расположение областей с загрязнённым (нечётные номера) и чистым (чётные номера) льдом. Снимок Terra MODIS от 21.06.2021

В качестве региона исследования в работе (Алексеева и др., 2022) было выбрано Восточно-Сибирское море, морской лёд которого подвержен сильному загрязнению за счёт взмучивания на мелководье, поднятия донного льда и материкового стока. В акватории было выбрано 14 областей с максимально схожими характеристиками: одинаковой сплочённостью льда (сплошной лёд – припай, 10 баллов), историей нарастания и разрушения (*рис. 2*, см. с. 276). Области выбирались попарно — с чистым льдом и загрязнённым. У областей с чётными номерами лёд имел максимальную загрязнённость (3 балла), а с нечётными — был чистым.

Загрязнённость льда, его сплочённость и состояние поверхности определялись по данным прибора MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) спутников Terra и Aqua. Для дешифрирования использовались композитные изображения с разрешением 250 м, составленные из каналов видимого диапазона. Для детального дешифрирования характеристик морского льда привлекались данные более высокого разрешения со спутников Landsat-8 и Sentinel-2 (Алексеева и др., 2022).

Алгоритмы определения СМЛ по данным СМР

Для оценки влияния загрязнённости морского ледяного покрова на определение СМЛ в выбранных 14 областях было проанализировано шесть основных алгоритмов обработки данных СМР. Это алгоритмы: ASI, NT (*англ.* NasaTeam), BT (*англ.* Bootstrap), CDR (*англ.* NOAA/NSIDC Sea Ice Concentration Climate Data Record), OSI SAF (*англ.* Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility) hybrid, OSI SAF TUD (TUD). Данные алгоритмы выбирались на основании их широкого применения для определения СМЛ. Кратко рассмотрим методику работы каждого алгоритма, более подробное описание дано в публикациях (Алексеева и др., 2022; Тихонов и др., 2016; Kern et al., 2019, 2020), а также в литературе, указанной в ссылках этих статей.

В основе всех современных алгоритмов определения площади и сплочённости морского льда по данным СМР лежит существенное различие в частотных зависимостях излучательной способности (яркостной температуры $T_я$) морской поверхности и разных типов морского льда. На *рис. 3* (см. с. 278) представлены характерные значения ИС морской поверхности и трёх видов морского льда в микроволновом диапазоне, которые были получены экспериментально в нескольких полярных экспедициях (NORSEX Group, 1983; Onstott et al., 1987). Из рисунка видно, что для трёх видов морского льда и морской воды зависимости ИС от частоты имеют разный вид. Излучательная способность морской поверхности увеличивается с ростом частоты и имеет большую разницу между компонентами на вертикальной (V, *англ.* vertical) и горизонтальной (H, *англ.* horizontal) поляризации (поляризационная разность P). Объясняется такая зависимость диэлектрическими свойствами морской воды в микроволновом диапазоне (см., например, (Шарков, 2014)). Излучательная способность однолетнего льда слабо зависит от поляризации, близка к единице и практически не зависит от частоты. Подобная зависимость объясняется наличием во льду большого количества включений жидкого рассола, поглощающего микроволновое излучение (Grenfell, Comiso, 1986). Излучательная способность многолетнего льда уменьшается с увеличением частоты, а разница между компонентами на V- и H-поляризации нелинейно меняется во всём частотном диапазоне. Уменьшение ИС, а также нелинейное изменение P обосновывается наличием ледяных прослоек в относительно толстом снежном покрове (30–50 см) на поверхности льда, а также рассеянием микроволнового излучения на воздушных включениях в опреснённом слое многолетнего льда и крупных ледяных кристаллах, образующихся на границе «лёд – снег» (Grenfell, Lohanick, 1985; Matzler et al., 1984; Onstott et al., 1987). Частотная зависимость ИС морского льда в конце лета одинакова для однолетнего и многолетнего льда. К концу лета излучение определяется верхним влажным слоем (лёд, снег), который одинаков для различных типов льда. Излучательная способность увеличивается с ростом частоты, а для V-поляризации остаётся «чёрнотельной» практически во всём микроволновом диапазоне.

Такая зависимость объясняется наличием влажного слоя на поверхности морского льда, а возрастание ИС с увеличением частоты связано с частотной зависимостью диэлектрических свойств жидкой воды (Grenfell, Lohanick, 1985; Onstott et al., 1987).

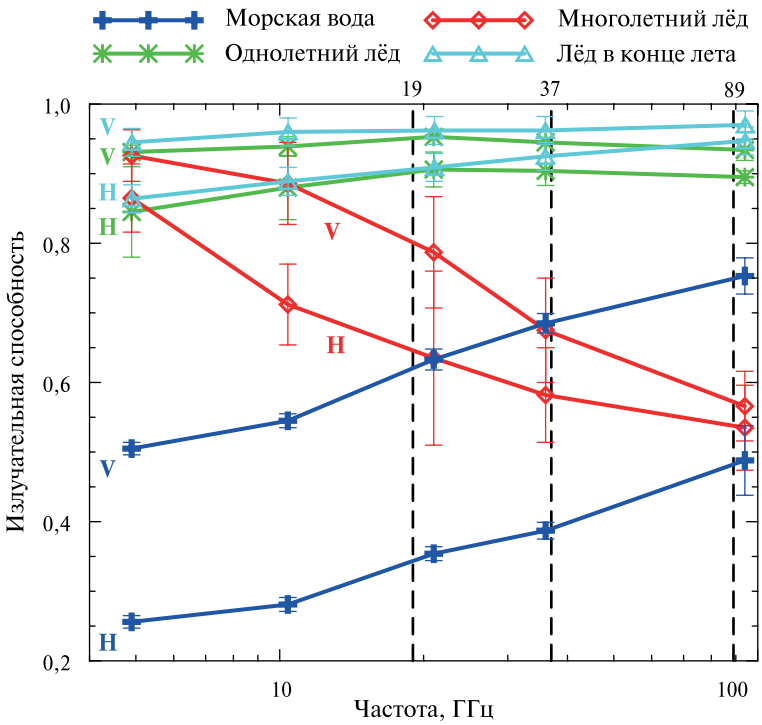


Рис. 3. Излучательная способность в микроволновом диапазоне морской воды и морских льдов на V- и H-поляризации для угла зондирования 50°. Вертикальные пунктирные линии показывают характерные частоты спутниковых радиометров: 19, 37 и 89 ГГц. Вертикальными отрезками указаны погрешности измерений (NORSEX Group, 1983; Onstott et al., 1987). Адаптировано из работы (Spreen et al., 2008)

Алгоритм ASI (Spreen et al., 2008) создан сотрудниками Бременского университета (*нем.* Universität Bremen). Он базируется на расчёте P высокочастотного канала (85,5 ГГц — SSM/I (*англ.* Special Sensor Microwave/Imager), 91,655 ГГц — SSMIS (*англ.* Special Sensor Microwave Imager/Sounder), 89 ГГц — AMSR (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer)), которая определяется в данном случае как разность между яркостной температурой $T_я$ на V- и H-поляризации. Эта разность значительно больше для открытой воды, чем для различных типов льда (см. *рис. 3*). В алгоритме значение P с учётом влияния атмосферы преобразуется в СМЛ на основании использования точек привязки — фиксированных значений P: для сплочённости льда 0 баллов — P_0 и сплочённости льда 10 баллов — P_1. Для анализа были взяты результаты обработки данных радиометра AMSR-2 (ASI v. 5.4) с разрешением 6,25 км. Ежедневные расчёты сплочённости льда по Арктике были доступны на сайте https://seaice.uni-bremen.de/.

Алгоритм NT (Cavalieri et al., 1984), разработанный коллективом NASA (*англ.* National Aeronautics and Space Administration), использует два соотношения для $T_я$: поляризационное (V- и H-поляризация канала 19,45 ГГц) и градиентное (V-поляризация каналов 19,35 и 37 ГГц). В алгоритме различается излучение трёх поверхностей: многолетнего и однолетнего льда и открытой воды. На основании этого предположения записывается уравнение для $T_я$ одного канала, которая определяется суммой характерных значений $T_я$ каждой из трёх поверхностей со своим весом. Далее, используя это уравнение, а также градиентное и поляризационное соотношение, выводятся выражения для сплочённости однолетнего и многолетнего льда. Алгоритм использует девять точек привязки — характерных значений

$T_я$ поверхностей однолетнего и многолетнего льда, а также открытой воды при 19,35 ГГц V- и H-поляризации и 37 ГГц V-поляризации.

Алгоритм BT (Comiso, 1986), разработанный в Центре космических полётов имени Годдарда (*англ.* Goddard Space Flight Center) (NASA), оценивает СМЛ на основе значений $T_я$ в каналах 37 ГГц V- и H-поляризации и 19,35 ГГц V-поляризации. В алгоритме применяются графические представления — строятся зависимости $T_я$ одного канала от другого. На графиках появляются области сплочённого льда, открытой воды, а также льда разной сплочённости. Основываясь на стандартном уравнении переноса излучения, учитывающем ИС и термодинамическую температуру поверхностей, восходящее и нисходящее излучение и его поглощение в атмосфере, алгоритм записывает выражение для сплочённости ледяного покрова для каждого спутникового канала. Из двух этих выражений, а также графических представлений создаётся уравнение, из которого определяется СМЛ по двум спутниковым каналам. Алгоритм использует для центральной части Северного Ледовитого океана (сплочённый лёд) каналы 37 ГГц V- и H-поляризации, а для других регионов (однолетние льды, лёд с малой сплочённостью, кромка льда, открытая вода и т. п.) каналы 19,35 и 37 ГГц V-поляризации. В алгоритме применяются точки привязки: характерные $T_я$ первого и второго канала для открытой воды и сплошного льда.

Алгоритм CDR (Meier, Windnagel, 2021) создан в двух организациях США: NOAA (*англ.* National Oceanic and Atmospheric Administration) и NSIDC (*англ.* National Snow and Ice Data Center). Алгоритм CDR использует комбинирование оценок СМЛ, полученных с помощью двух алгоритмов: NT и BT. Алгоритм объединяет результаты NT и BT, выбирая для каждой ячейки сетки большее из значений сплочённости льда, так как оба алгоритма, в общем случае, занижают СМЛ. Такой подход позволяет использовать сильные стороны каждого из алгоритмов, обеспечивая более точные значения СМЛ, чем при применении любого из них отдельно. Для алгоритмов NT, BT и CDR использовались результаты обработки данных радиометра SSMIS с разрешением 25 км. Сплочённость ледяного покрова, рассчитанная по этим алгоритмам, была получена на сайтах: https://nsidc.org/data/g02202/versions/4/ и https://nsidc.org/data/G10016/versions/2/.

Алгоритм OSI SAF hybrid (Baordo et al., 2023) разработан в рамках консорциума OSI SAF Норвежским (*нор.* Meteorologisk Institutt) и Датским (*дат.* Danmarks Meteorologiske Institut) метеорологическими институтами. Это гибридный алгоритм, созданный на основе двух алгоритмов: Bristol (Smith, 1996) и BT. Алгоритм BT использует только каналы 19,35 и 37 ГГц на V-поляризации. Алгоритм Bristol схож с алгоритмом BT. Он так же, как и BT, использует трёхмерную картину построения спутниковой $T_я$ поверхности по трём каналам: 37 ГГц V- и H-поляризации и 19,35 ГГц V-поляризации. Однако в отличие от алгоритма BT, который рассматривает проекции данных в плоскостях 37V-37H и 37V-19V, алгоритм Bristol строит проекцию в плоскости, перпендикулярной спутниковым данным, вводя преобразование координат. Алгоритм BT используется над открытой водой, а алгоритм Bristol — надо льдом. При промежуточных значениях сплочённости (до 4 баллов) СМЛ представляет собой среднее, линейно взвешенное значение между двумя алгоритмами. В работе использовались результаты обработки данных радиометра SSMIS, представленные в сетке с шагом 10 км. Данные были получены с сервера Норвежского метеорологического института ftp://osisaf.met.no/.

Алгоритм TUD (Baordo et al., 2023), разработанный также консорциумом OSI SAF, использует часть алгоритма BT, который обычно применяется над открытой водой, вместе с масштабированной разностью V- и H-поляризации высокочастотного канала вблизи 90 ГГц (Тихонов и др., 2016; Andersen et al., 2006). Алгоритм Bootstrap имеет относительно низкое разрешение, но он практически не зависит от погодных условий. В свою очередь высокочастотные каналы имеют лучшее разрешение, но подвержены шумам и влиянию атмосферы. Сплочённость морского льда по алгоритму TUD определяется комбинацией СМЛ, оценённой по низкочастотным каналам (18,7 и 36,5 ГГЦ на V-поляризации), и СМЛ, полученной по высокочастотным каналам (89 ГГц V- и H-поляризации). В работе использовались результаты обработки данных радиометра AMSR-2, представленные в сетке с шагом 10 км. Данные были получены с сервера Норвежского метеорологического института ftp://osisaf.met.no/.

Во всех алгоритмах применяются фильтры для устранения ошибок, связанных с атмосферными эффектами, волнением, пеной или повышением температуры поверхности открытой воды. Для этого используются выражения из арифметических комбинаций каналов вблизи 19, 22 и 37 ГГц V-поляризации. Для таких выражений устанавливаются пороговые значения, ниже которых СМЛ приравнивается к нулю (Тихонов и др., 2016).

Моделирование собственного микроволнового излучения грязного морского льда

Возможное изменение ИС морского льда вследствие загрязнения его поверхности терригенными отложениями было проанализировано с помощью теоретической модели собственного микроволнового излучения ледяного покрова (Тихонов и др., 2024; Tikhonov et al., 2014, 2018, 2022). Поскольку в данном случае интерес представлял однолетний лёд, а точнее однолетний лёд в конце лета (перед его разрушением), то схема модели имела вид, показанный на *рис. 4*.

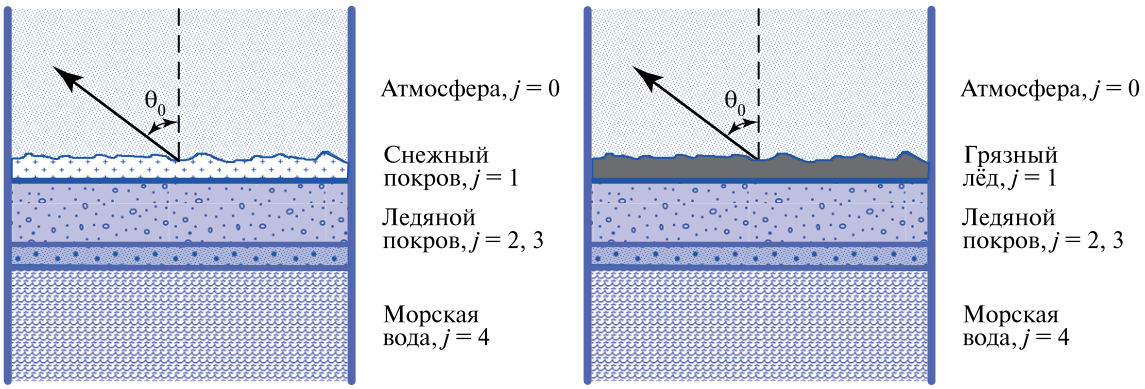


Рис. 4. Схема модели: *а* — чистого однолетнего морского льда; *б* — однолетнего морского льда со слоем грязного льда на поверхности

Схема модели излучения чистого ледяного покрова представлена на *рис. 4а*. Она состоит из следующих слоёв: полубесконечный слой морской воды, над ним два слоя льда (нижний — влажный, верхний — либо сухой, либо влажный, в зависимости от погодных условий), слой снежного покрова (сухой или влажный, в зависимости от погодных условий), над ними толстый слой атмосферы. Схема излучения грязного ледяного покрова показана на *рис. 4б*. Она отличается от первой схемы отсутствием снежного покрова, вместо которого на поверхности лежит слой грязного льда (сухого или влажного, в зависимости от условий). Подробное описание модели со всеми формулами и особенностями представлено в работах (Тихонов и др., 2024; Tikhonov et al., 2014, 2018, 2022).

Слой грязного льда, согласно модели, представлял собой смесь нескольких объёмных компонент: льда ($V_л$), грязи ($V_г$), воды ($V_в$) и воздуха (V_0) —– для влажного грязного льда и льда, грязи и воздуха — для сухого грязного льда. Диэлектрические свойства слоя грязного льда определялись по рефракционной модели (Романов, 2002), которая хорошо описывает диэлектрические свойства влажной и мёрзлой почвы, а также сред, где эффекты рассеяния незначительны. Согласно этой модели, эффективная диэлектрическая проницаемость грязного морского льда $\varepsilon_{гмл}$ вычисляется из следующего выражения:

$$\sqrt{\varepsilon_{гмл}} = V_л\sqrt{\varepsilon_л} + V_г\sqrt{\varepsilon_г} + V_в\sqrt{\varepsilon_в} + V_0\sqrt{\varepsilon_0},$$

где $\varepsilon_л$, $\varepsilon_г$, $\varepsilon_в$ и ε_0 — комплексная диэлектрическая проницаемость льда, грязи, воды и воздуха. Поскольку нами рассматривался лёд в конце лета, то предполагалось, что снежный покров

растаял и опреснил поверхностный слой. Поэтому лёд и вода в слое грязного льда считались пресными. Расчёт $\varepsilon_л$ и $\varepsilon_в$ осуществлялся по известным аппроксимационным выражениям (см., например, (Шарков, 2014; Hufford, 1991; Stogrin, 1971)). Терригенные отложения, попадающие в морской лёд, в основном состоят из илистых и глинистых фракций, размер частиц которых менее 63 мкм (Dethleff, 2005). Вследствие этого рассеяние микроволнового излучения на таких частицах можно не учитывать, что подтверждает правильность выбора рефракционной модели для расчёта $\varepsilon_{гмл}$. Минеральный состав этих фракций очень разнообразный, однако превалирующими минералами являются: кварц, полевые шпаты, каолинит, иллит и смектит (Dethleff, 2005). Диэлектрические свойства этих минералов в микроволновом диапазоне схожи: действительная часть диэлектрической проницаемости $\varepsilon'_г$ имеет значения в интервале 4–6, а мнимая часть $\varepsilon''_г$ — 0,02–0,3 (Пархоменко, 1965; Романов, 2002; Справочник..., 1969).

На *рис. 5* представлены модельные частотные зависимости ИС морской поверхности, чистого однолетнего льда и чистого льда в конце лета в сравнении с экспериментальными значениями для угла зондирования 50°.

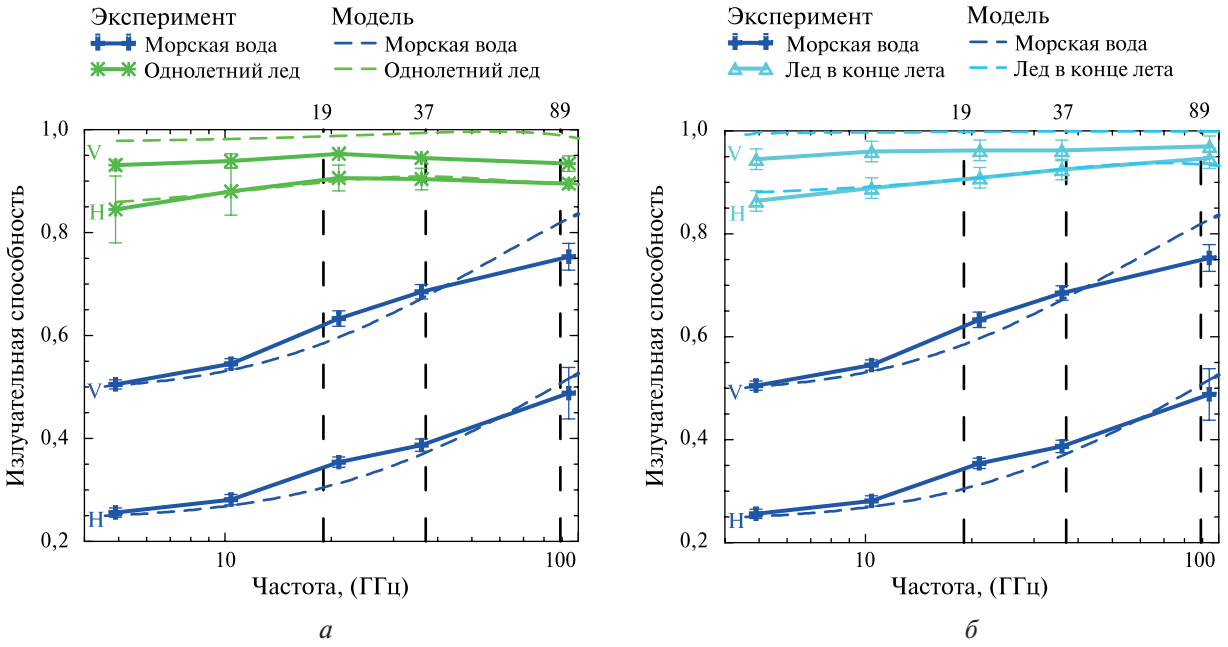


Рис. 5. Частотная зависимость ИС морской воды и чистого однолетнего морского льда (*а*), чистого морского льда в конце лета для угла зондирования 50° (*б*). Символы и сплошные линии — экспериментальные значения, пунктирные линии — модельный расчёт. Вертикальными отрезками указаны погрешности измерений (NORSEX Group, 1983; Onstott et al., 1987)

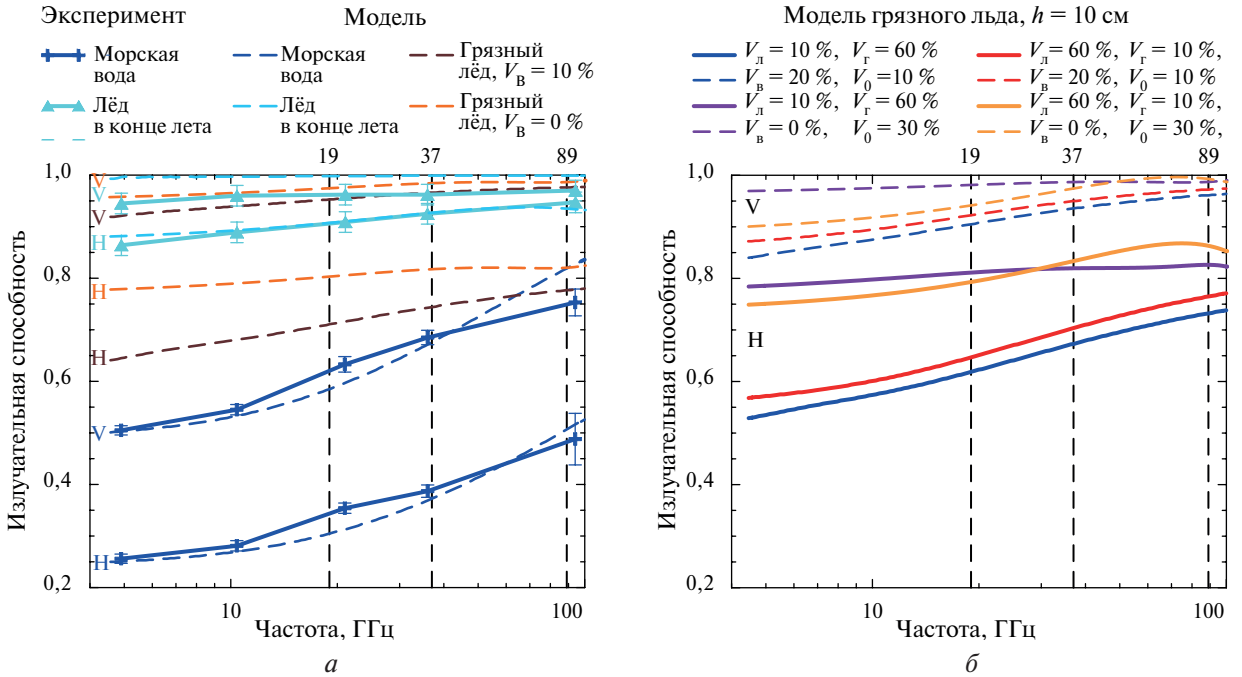
Многолетний лёд был исключён из моделирования, так как в рассматриваемых областях Восточно-Сибирского моря (см. *рис. 2*) присутствовал только однолетний лёд. Кроме того, схема модели на *рис. 3* не соответствует структуре многолетнего льда, так как снежный покров такого льда содержит 3–4 слоя, разделённых ледяными корками, а ледяной покров состоит из нескольких слоёв (Grenfell, Lohanick, 1985; Matzler et al., 1984).

Расчёт выполнялся при реальных параметрах льда и снега, измеренных в ходе подспутниковых экспериментов и приведённых в работах (NORSEX Group, 1983; Onstott et al., 1987): солёность воды и льда, толщина льда и снега, структура, плотность, температура, влажность и т. п. В целом модельный расчёт хорошо соответствует экспериментальным данным. Различия в ИС морской поверхности связаны с моделированием диэлектрических свойств воды. Расчёт ИС морской поверхности выполнялся в соответствии с моделью комплексной диэлектрической проницаемости воды, с растворённой в ней солью NaCl, по модели, представленной

в работе (Stogrin, 1971). Морская вода содержит много различных солей и элементов, поэтому её диэлектрические свойства будут немного отличаться от модельных. В работе (NORSEX Group, 1983) также выполнен теоретический расчёт ИС морской поверхности (см. Tabl. 1 в этой статье) и он полностью соответствует теоретическому расчёту, представленному на *рис. 5*. Различия на V-поляризации модельных и экспериментальных значений ИС для однолетнего льда и льда в конце лета связаны с методами учёта излучения атмосферы. В экспериментах излучение атмосферы учитывалось из радиометрических измерений, а в теоретических расчётах — из модели микроволнового излучения атмосферы (Tikhonov et al., 2014). В целом эти расхождения небольшие, около 0,05 при ИС больше 0,9, что на вертикальной поляризации малосущественно.

На *рис. 6* представлены модельные частотные зависимости ИС морского ледяного покрова в конце лета со слоем грязного льда на его поверхности для угла зондирования 50°. На *рис. 6а* показано сравнение экспериментальных значений и модельных зависимостей ИС грязного и чистого морского льда в конце лета. Модельный расчёт был выполнен для слоя грязного льда толщиной $h = 10$ см. Он представлял собой смесь 40 % льда, 40 % грязи и либо 10 % воды и 10 % воздуха — влажный грязный лёд, либо 0 % воды и 20 % воздуха — сухой грязный лёд. Из *рис. 6а* видно:

1. Модельные зависимости ИС на H-поляризации грязного влажного и сухого льда (коричневый и светло-коричневый пунктир соответственно) лежат значительно ниже экспериментальных зависимостей на H-поляризации для чистого льда.
2. Поляризационная разность P для грязного льда (влажного и сухого) значительно больше, чем у чистого льда в конце лета во всём частотном диапазоне. Во всём частотном диапазоне P для грязного льда близка по величине к P морской воды.
3. Модельная зависимость ИС от частоты на V-поляризации для грязного льда сравнима с экспериментальной зависимостью на V-поляризации для чистого льда. Однако эта зависимость лежит ниже, чем модельная зависимость ИС для чистого льда (голубой пунктир).



а *б*

Рис. 6. Модельная частотная зависимость ИС грязного морского льда для угла зондирования 50°: *а* — сравнение с экспериментальными значениями для морской воды и чистого морского льда в конце лета; *б* — расчёт для разного грязного льда толщиной $h = 10$ см, параметры грязного льда указаны в тексте статьи, а также показаны в легенде, сплошные линии — H-поляризация, пунктирные линии — V-поляризация. Вертикальными отрезками указаны погрешности измерений (NORSEX Group, 1983; Onstott et al., 1987)

На *рис. 6б* представлены модельные зависимости ИС морского льда в конце лета со слоем грязного льда на поверхности. Расчёт выполнялся для слоя грязного льда толщиной $h = 10$ см. На *рис. 6б* представлены зависимости:

1) для сильнозагрязнённого влажного льда ($V_л = 10\ \%$, $V_г = 60\ \%$, $V_в = 20\ \%$, $V_0 = 10\ \%$) — синие кривые;
2) для сильнозагрязнённого сухого льда ($V_л = 10\ \%$, $V_г = 60\ \%$, $V_в = 0\ \%$, $V_0 = 30\ \%$) — фиолетовые кривые;
3) для слабозагрязнённого влажного льда ($V_л = 60\ \%$, $V_г = 10\ \%$, $V_в = 20\ \%$, $V_0 = 10\ \%$) — красные кривые;
4) для слабозагрязнённого сухого льда ($V_л = 60\ \%$, $V_г = 10\ \%$, $V_в = 0\ \%$, $V_0 = 30\ \%$) — светло-коричневые кривые.

Анализ *рис. 6б* показывает, что даже у сухого слабозагрязнённого льда ИС на H-поляризации во всём частотном диапазоне значительно меньше, чем у чистого льда в конце лета. Поляризационная разность P для любого грязного льда (влажного и сухого) значительно больше, чем у чистого льда в конце лета во всём частотном диапазоне и сравнима с P для воды.

Сравнение модельных частотных зависимостей ИС грязного льда с экспериментальными значениями ИС чистого льда в конце лета, позволили сделать следующие заключения:

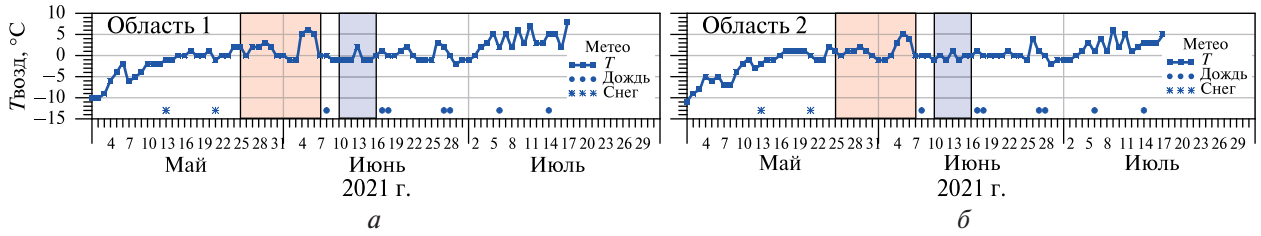
1. Поскольку P на высокочастотном канале (около 90 ГГц) для грязного льда значительно больше, чем для любого типа льда, и сравнима с P для открытой морской воды, то все алгоритмы, построенные на большом различии в P высокочастотного канала для морской воды и льда, должны сильно занижать СМЛ. Среди рассматриваемых алгоритмов такими являются ASI и TUD.
2. Поскольку ИС на H-поляризации на всех частотах для любого грязного льда меньше, чем для чистого льда в конце лета, то алгоритмы, использующие в своей методике канал на H-поляризации, в той или иной степени будут занижать СМЛ в весенне-летний период, если поверхность льда будет загрязнена терригенными отложениями. Из рассматриваемых алгоритмов это касается в большей степени NT и OSI SAF hybrid и в меньшей степени Bootstrap и CDR.

Анализ алгоритмов

Основываясь на полученных результатах и сделанных выводах, нами была проанализирована работа выбранных шести алгоритмов по семи парам областей в Восточно-Сибирском море (см. *рис. 2*) с чистым и грязным льдом за период 01.05–31.07.2021. На примере областей 1 и 2 представим этот анализ. На *рис. 7* (см. с. 284) показаны графики температуры воздуха, а также даты выпадения осадков за рассматриваемый период по области 1 (см. *рис. 7а*) и 2 (см. *рис. 7б*). На *рис. 8* (см. с. 284) представлены результаты определения СМЛ алгоритмами по области 1 и 2, а также $T_я$ рабочих каналов для каждого алгоритма.

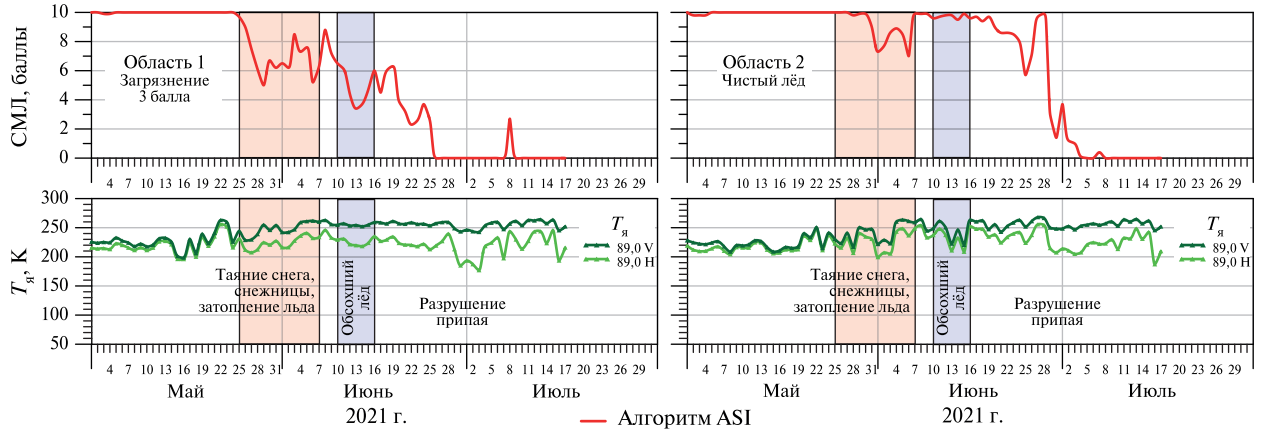
В середине мая температура воздуха в областях 1 и 2 стала подниматься до 0 °C и выше (см. *рис. 7*) — началось таяние снежного покрова и льда, на поверхности льда стали образовываться снежницы. Период затопления льда показан на *рис. 7* и *8* розовой полосой. Во второй декаде июня произошло обсыхание льда — накопленная на поверхности вода стекла под лёд по образовавшимся во льду трещинам (голубая полоса на *рис. 7* и *8*). Этот период для области 1 характеризуется максимальной загрязнённостью ледяного покрова терригенными отложениями, которые сконцентрировались на поверхности после схода снежного покрова и стаивания верхних слоёв льда. В области 2, где лёд не был загрязнён, поверхность ледяного покрова оставалась чистой.

Рассмотрим работу каждого алгоритма по определению СМЛ в областях 1 и 2 в период обсохшего льда (голубая полоса на *рис. 8*), когда поверхность ледяного покрова области 1 была сильно загрязнена, а поверхность льда области 2 была чистой.

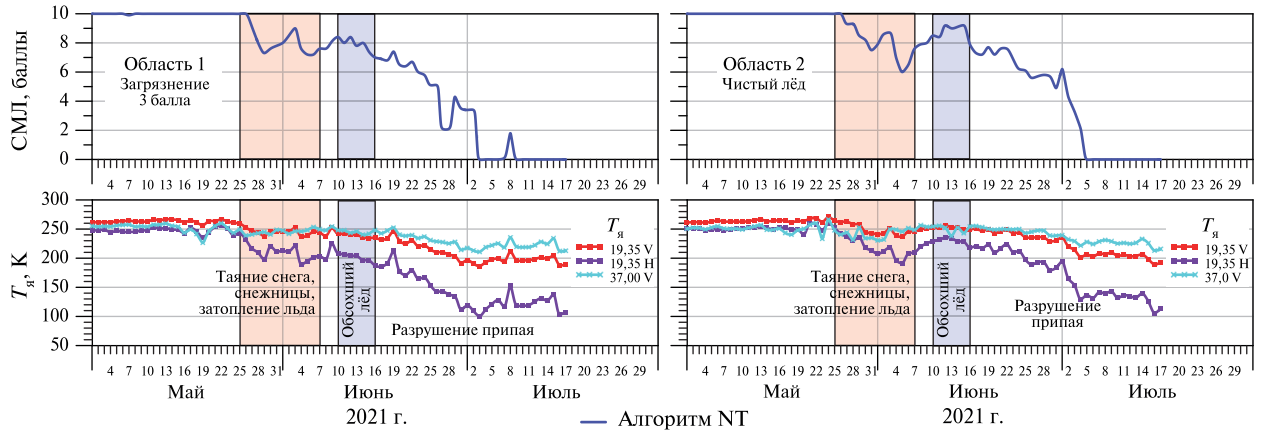


а *б*

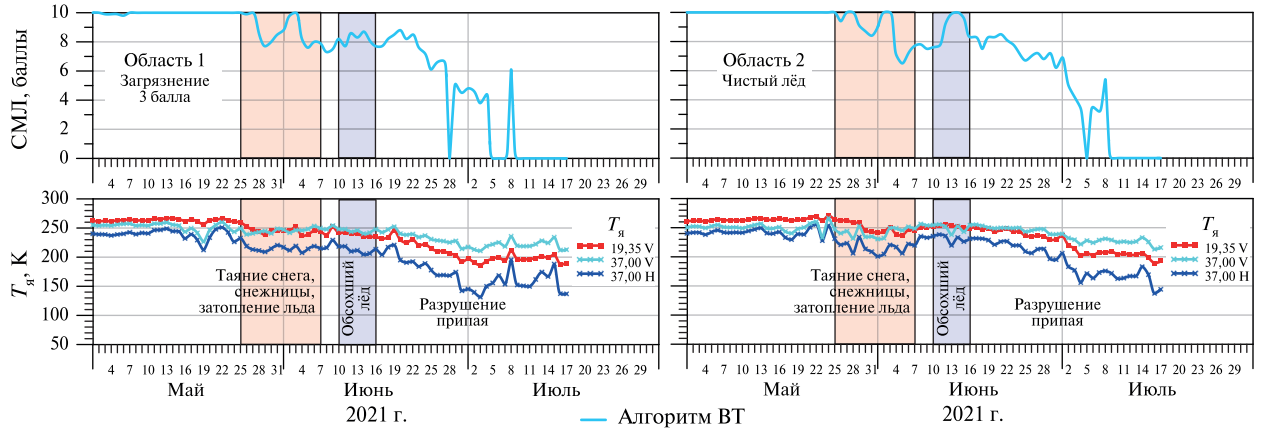
Рис. 7. Температура воздуха и даты выпадения осадков для областей 1 (*а*) и 2 (*б*). Розовая полоса — период затопления льда. Голубая полоса — период обсохшего льда



а



б



в

Рис. 8а–в. Сплочённость морского льда и $T_я$ рабочих каналов для алгоритмов: *а* — ASI; *б* — NT; *в* — BT. Область 1 — грязный лёд (*слева*), область 2 — чистый лёд (*справа*). Розовая полоса — период затопления льда. Голубая полоса — период обсохшего льда

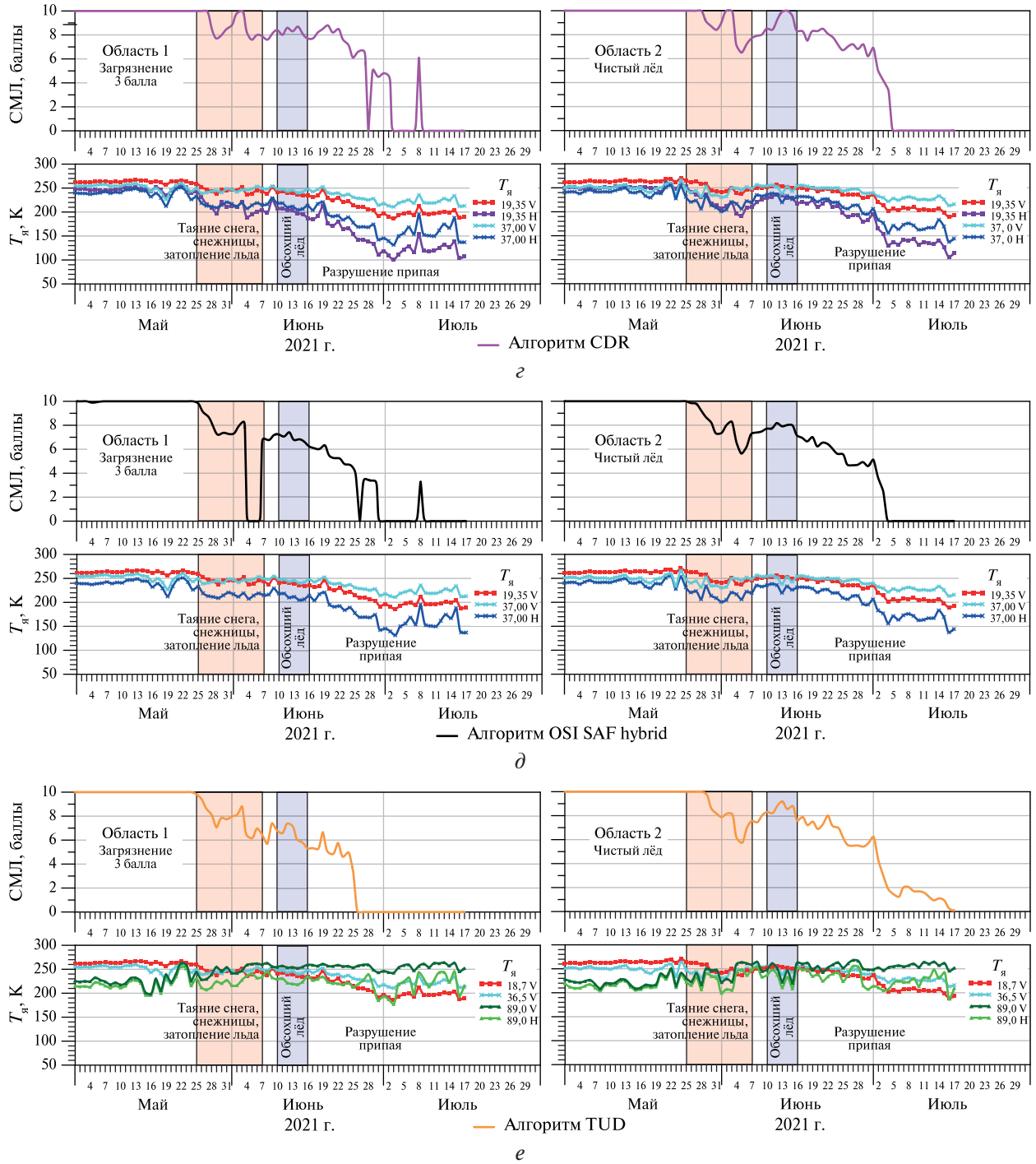


Рис. 8 г–е. Сплочённость морского льда и $T_я$ рабочих каналов для алгоритмов: *г* — CDR; *д* — OSI SAF hybrid; *е* — TUD. Область 1 — грязный лёд (*слева*), область 2 — чистый лёд (*справа*). Розовая полоса — период затопления льда. Голубая полоса — период обсохшего льда

Алгоритм ASI (см. *рис. 8а*) сильно занижает СМЛ в области 1 по сравнению с областью 2 (3–7 баллов и около 10 баллов соответственно). Такое занижение СМЛ в области с грязным льдом объясняется значительно большей P высокочастотного канала (89 ГГц) по сравнению с P для области 2 с чистым льдом (ср. *рис. 8а* слева и справа). Поверхность ледяного покрова, загрязнённая терригенными отложениями, сильно увеличивает P (см. *рис. 6*), что приводит к занижению СМЛ алгоритмом ASI.

Алгоритм NT использует в своей методике канал 19,35 ГГц на H-поляризации. Из *рис. 8б* видно, что для грязного льда в области 1 зависимость H-поляризации этого канала в период

обсохшего льда лежит значительно ниже, чем для чистого льда в области 2 (ср. *рис. 8б* слева и справа). Объясняется этот факт тем, что на канале 19,35 ГГц значение ИС на H-поляризации для грязного льда значительно меньше, чем для чистого (см. *рис. 6а*). Алгоритм занижает сплочённость грязного льда на величину порядка 1 балла по сравнению с чистым льдом.

Алгоритм BT использует в своей методике для однолетних льдов каналы 19,35 и 37 ГГц V-поляризации. Значения $T_я$ канала 19,35 ГГц на V-поляризации для обсохшего грязного льда немного меньше, чем для обсохшего чистого льда (ср. *рис. 8в* слева и справа). Модельные значения ИС канала 19,35 ГГц на V-поляризации грязного льда немного меньше, чем модельные значения ИС этого канала для чистого льда (см. *рис. 6а*), что и приводит к занижению алгоритмом сплочённости грязного льда на 1 балл и менее.

Алгоритм CDR использует методику двух алгоритмов: NT и BT. Алгоритм сравнивает результаты NT и BT, выбирая для каждой ячейки сетки большее из значений СМЛ. Оба алгоритма недооценивают СМЛ, однако алгоритм NT имеет более выраженную тенденцию к её занижению. Таким образом, алгоритм CDR обладает теми же недостатками, что и алгоритм BT, относительно определения СМЛ областей, поверхность ледяного покрова которых загрязнена терригенными отложениями. Алгоритм занижает сплочённость грязного льда на величину около 1 балла (сравн. *рис. 8г* слева и справа).

Алгоритм OSI SAF hybrid основан на методике двух подобных алгоритмов: BT и Bristol. Алгоритм BT использует каналы 19,35 и 37 ГГц на V-поляризации и применяется для открытой воды, а Bristol — каналы 37 ГГц V и H-поляризации и 19,35 ГГц V-поляризации и используется над сплошным льдом. При промежуточных значениях сплочённости (до 4 баллов) СМЛ представляет собой среднее значение между двумя алгоритмами. Таким образом, для сплочённых льдов больший вес имеет алгоритм Bristol, методика которого использует канал 37 ГГц на H-поляризации. Из *рис. 8д* видно, что значения $T_я$ на этом канале меньше у грязного льда, что и приводит к занижению СМЛ на величину порядка 1 балла (сравн. *рис. 8д* слева и справа). Более низкие значения $T_я$ на канале 37 ГГц на H-поляризации у грязного льда объясняются малыми значениями ИС на этом канале для грязного льда по сравнению с чистым льдом (см. *рис. 6а*). Отдельно необходимо отметить странный «провал» СМЛ в области 1 в период затопления льда (см. *рис. 8д* слева). Вероятнее всего он связан с каким-либо программным сбоем, так как каких-либо существенных изменений $T_я$ на используемых алгоритмом каналах не обнаружено.

Алгоритм TUD применяет в своей методике масштабированную разность V- и H-поляризации высокочастотного канала 89 ГГц, которая представляет собой арифметическое выражение для P с рядом коэффициентов (Тихонов и др., 2016; Andersen et al., 2006). Таким образом, алгоритм TUD методически близок к алгоритму ASI и так же, как и ASI, занижает сплочённость для грязного льда за счёт больших значений P (ср. *рис. 8е* слева и справа). Однако за счёт использования масштабированной разности сплочённость грязного морского льда занижается алгоритмом TUD меньше, чем алгоритмом ASI, — примерно на 2 балла (см. *рис. 8е* слева и справа).

Средняя ошибка в баллах определения СМЛ алгоритмами для грязного льда

Алгоритм	Средняя ошибка, баллы
ASI	3,0
NT	0,7
BT	0,6
CDR	0,6
OSI SAF hybrid	0,9
TUD	2,1

Анализ шести других выбранных парных областей с грязным и чистым льдом (см. *рис. 2*) показал подобный результат. На основании этого анализа по семи парным областям

(см. *рис. 2*) была рассчитана средняя ошибка алгоритмов по определению СМЛ для областей с грязным льдом (*таблица*).

Из таблицы видно, что наибольшая ошибка в определении СМЛ присуща алгоритмам ASI и TUD, которые используют в своей методике *P* высокочастотного канала. Модельные расчёты показали, что значения *P* грязного льда значительно больше значений *P* чистого льда во всём рассматриваемом частотном диапазоне (см. *рис. б*), что и приводит к большой ошибке в определении СМЛ. Наименьшую ошибку определения сплочённости грязного льда показывают алгоритмы, не использующие в своей методике каналы на H-поляризации (BT и CDR). Этот факт подтверждается модельными расчётами — модельные и экспериментальные значения ИС на V-поляризации во всём рассматриваемом частотном диапазоне близки друг к другу (см. *рис. 6а*). Алгоритмы, использующие каналы на H-поляризации (NT и OSI SAF hybrid), занижают сплочённость грязного льда на величину порядка одного балла, в зависимости от методики применения этих каналов.

Заключение

Современные алгоритмы определения СМЛ по данным СМР допускают серьёзные ошибки в весенне-летний период, когда морской лёд начинает таять и разрушаться. Причинами ошибок являются: влажный снежный покров, наличие снежниц на поверхности ледяного покрова, затопленный лёд, разрушенность льда, битые льды и т. п. В настоящей работе представлена ещё одна причина занижения СМЛ, приводящая к большим ошибкам весенне-летний сезон некоторыми современными алгоритмами. Такой причиной становится морской лёд, поверхность которого загрязнена терригенными отложениями. Морской лёд в период своего формирования часто подвержен загрязнению частицами неорганического происхождения на мелководных широких арктических шельфах. Во время таяния, когда сходит снежный покров, начинается стаивание загрязнённых слоёв морского льда. Этот процесс приводит к оседанию загрязнений из верхних стаявших слоёв на поверхности ледяного покрова. Подобный лёд — регулярное и распространённое по площади явление в прибрежных морях Северного Ледовитого океана в летний период.

В настоящей работе на основе теоретического моделирования показано, что частотная зависимость в микроволновом диапазоне ИС морского льда, поверхность которого загрязнена терригенными отложениями, сильно отличается от частотной зависимости ИС чистого морского льда. Это приводит к занижению алгоритмами СМЛ. Наибольшие ошибки показывают алгоритмы ASI и TUD, занижающие СМЛ до трёх баллов.

Полученные результаты необходимо учитывать при решении научных и практических задач, таких как определение площади и сплочённости морского льда в летний период, обеспечение судоходства и т. п.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда № 23-17-00161 «Анализ ледовых условий плавания и элементов динамики ледяного покрова в районе Северного морского пути как основа качественных долгосрочных прогнозов», https://rscf.ru/project/23-17-00161/.

Литература

1. *Алексеева Т. А.*, *Соколова Ю. В.*, *Тихонов В. В. и др.* Анализ областей морского льда в Северном Ледовитом океане, неопределяемых алгоритмом ASI по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 6. С. 22–38. DOI: 10.31857/S0205961421060026.
2. *Алексеева Т. А.*, *Соколова Ю. В.*, *Афанасьева Е. В. и др.* Влияние загрязненности морского льда на ошибки в определении сплоченности в период таяния по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 5. С. 30–46. https://doi.org/10.31857/S0205961422050037.

3. *Бокучава Д. Д.*, *Семенов В.* А. Роль естественных колебаний и факторов внешнего воздействия на климат в потеплении середины XX века в Северном полушарии // Лёд и Снег. 2022. Т. 62. № 3. С. 455–474. DOI: 10.31857/S2076673422030144.
4. *Животовская М. А.*, *Заболотских Е. В.*, *Шапрон Б.* Ложная диагностика морского льда в Арктике спутниковыми микроволновыми радиометрами в экстремальных погодных условиях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 6. С. 209–220. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220.
5. *Иванов Б. В.* Оценка естественного и антропогенного загрязнения морского льда // Материалы гляциологических исслед. 2007. № 102. С. 121–126.
6. *Пархоменко И.* Электрические свойства горных пород. М.: «Наука», 1965. 164 с.
7. *Романов А. Н.* Экспериментальные исследования диэлектрических свойств почвообразующих минералов и минеральных солей в микроволновом диапазоне. Барнаул: Изд-во Алтайского гос. ун-та, 2002. 51 с.
8. *Семенов В. А.*, *Мартин Т.*, *Беренс Л. К. и др.* Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107. DOI: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
9. Справочник физических констант горных пород / под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969. 544 с.
10. *Тихонов В. В.*, *Раев М. Д.*, *Шарков Е. А. и др.* Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов: Обзор // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 4. 65–84. DOI: 10.7868/S0205961416040072.
11. *Тихонов В. В.*, *Хвостов И. В.*, *Романов А. Н.*, *Шарков Е. А.* Модель собственного микроволнового излучения устьевых областей арктических рек с учетом попадания в пиксель радиометра поверхности суши // Исслед. Земли из космоса. 2024. № 3. С. 16–29. DOI: 10.31857/S0205961424030026.
12. *Шарков Е. А.* Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. В 2 т. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
13. *Alekseeva T.*, *Tikhonov V.*, *Frolov S. et al.* Comparison of arctic sea ice concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 algorithms with summer and winter ship data // Remote Sensing. 2019. V. 11. No. 21. Article 2481. 31 p. https://doi.org/10.3390/rs11212481.
14. *Andersen S.*, *Tonboe R.*, *Kern S.*, *Schyberg H.* Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: An intercomparison of nine algorithms // Remote Sensing of Environment. 2006. V. 104. No. 4. P. 374–392. DOI: 10.1016/j.rse.2006.05.013.
15. *Baordo F.*, *Tonboe R.*, *Howe E.* Algorithm Theoretical Basis Document for Global Sea Ice Concentration Level 2 and Level 3. Version: 1.3. Danish Meteorological Institute, 2023. 41 p.
16. *Cavalieri D. J.*, *Gloersen P.*, *Campbell W. J.* Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR // J. Geophysical Research: Atmosphere. 1984. V. 89. No. D4. P. 5355–5369.
17. *Comiso J. C.* Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // J. Geophysical Research. 1986. V. 91. P. 975–994. DOI: 10.1029/JC091IC01P00975.
18. *Dethleff D.* Entrainment and export of Laptev Sea ice sediments, Siberian Arctic // J. Geophysical Research: Oceans. 2005. V. 110. No. C7. Article C07009. 17 p. DOI: 10.1029/2004JC002740.
19. *Eicken H.*, *Kolatschek J.*, *Freitag J. et al.* A key source area and constraints on entrainment for basin-scale sediment transport by Arctic sea ice // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. No. 13. P. 1919–1922. DOI: 10.1029/1999GL011132.
20. *Eicken H.*, *Gradinger R.*, *Gaylord A. et al.* Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? // Deep Sea Research Pt. II: Topical Studies in Oceanography. 2005. V. 52. P. 3281–3302. DOI: 10.1016/j.dsR2.2005.10.006.
21. *Grenfell T. C.*, *Comiso J. C.* Multifrequency passive microwave observations of first-year sea ice grown in a tank // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1986. V. GE-24. No. 6. P. 826–831. DOI: 10.1109/TGRS.1986.289696.
22. *Grenfell T. C.*, *Lohanick A. W.* Temporal variations of the microwave signatures of sea ice during the late spring and early summer near Mould Bay NWT // J. Geophysical Research: Oceans. 1985. V. 90. No. C3. P. 5063–5074.
23. *Harasyn M. L.*, *Isleifson D.*, *Barber D. G.* The influence of surface sediment presence on observed passive microwave brightness temperatures of first-year sea ice during the summer melt period // Canadian J. Remote Sensing. 2019. V. 45. No. 3–4. P. 333–349. https://doi.org/10.1080/07038992.2019.1625759.
24. *Hufford G.* A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1 THz // Intern. J. Infrared and Millimeter Waves. 1991. V. 12. No. 7. P. 677–682.
25. *Kern S.*, *Lavergne T.*, *Notz D. et al.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // The Cryosphere. 2019. V. 13. No. 12. P. 3261–3307. https://doi.org/10.5194/tc-13-3261-2019.

26. *Kern S.*, *Lavergne T.*, *Notz D. et al.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions // The Cryosphere. 2020. V. 14. No. 7. P. 2469–2493. https://doi.org/10.5194/tc-14-2469-2020.
27. *Lohanick A. W.*, *Grenfell T. C.* Variations in brightness temperature over cold first-year sea ice near Tuktoyaktuk, Northwest Territories // J. Geophysical Research: Oceans. 1986. V. 91. No. C4. P. 5133–5144. DOI: 10.1029/JC091iC04p05133.
28. *Matzler C.*, *Ramseier R.*, *Svendsen E.* Polarization effects in sea ice signatures // IEEE J. Oceanic Engineering. 1984. V. 9. No. 5. P. 333–338. DOI: 10.1109/JOE.1984.1145646.
29. *Meier W. N.*, *Windnagel S. S.* CDR Climate Algorithm and Theoretical Basis Document: Sea Ice Concentration, Revision 9. NOAA NCEI CDR Program, 2021.
30. NORSEX Group. Norwegian remote sensing experiment in a marginal ice zone // Science. 1983. V. 220. No. 4599. P. 781–787.
31. *Onstott R. G.*, *Grenfell T. C.*, *Matzler C.*, *Luther C. A.*, *Svendsen E. A.* Evolution of microwave sea ice signatures during early summer and midsummer in the marginal ice zone // J. Geophysical Research: Oceans. 1987. V. 92. No. C7. P. 6825–6835.
32. *Rouzegari N.*, *Bolboli Zadeh M.*, *Jimenez Arellano C. et al.* Passive microwave imagers, their applications, and benefits: A review // Remote Sensing. 2025. V. 17. No. 9. Article 1654. 31 p. https://doi.org/10.3390/rs17091654.
33. *Smith D. M.* Extraction of winter sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // Intern. J. Remote Sensing. 1996. V. 17. No. 13. P. 2625–2646. DOI: 10.1080/01431169608949096.
34. *Spreen G.*, *Kaleschke L.*, *Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // J. Geophysical Research: Oceans. 2008. V. 113. No. C2. Article C02S03. 14 p. DOI: 10.1029/2005JC003384.
35. *Stogrin A.* Equations for calculating the dielectric constant for saline water // IEEE Trans. Microwave Theory and Techniques. 1971. V. 19. No. 8. P. 733–736.
36. *Tikhonov V. V.*, *Boyarskii D. A.*, *Sharkov E. A. et al.* Microwave model of radiation from the multilayer "Ocean–atmosphere" system for remote sensing studies of the Polar Regions // Progress in Electromagnetics Research B. 2014. V. 59. P. 123–133. DOI: 10.2528/PIERB14021706.
37. *Tikhonov V.*, *Khvostov I.*, *Romanov A.*, *Sharkov E.* Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // The Cryosphere. 2018. V. 12. No. 8. P. 2727–2740. https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018.
38. *Tikhonov V. V.*, *Romanov A. N.*, *Khvostov I. V. et al.* Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // Russian Arctic. 2022. No. 2(17). P. 44–71. DOI: 10.24412/2658-4255-2022-2-44-71.
39. *Waga H.*, *Eicken H.*, *Lightd B.*, *Fukamachi Y.* A neural network-based method for satellite-based mapping of sediment-laden sea ice in the Arctic // Remote Sensing of Environment. 2022. V. 270. Article 112861. 19 p. https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112861.
40. *Wernecke A.*, *Notz D.*, *Kern S.*, *Lavergne T.* Estimating the uncertainty of sea-ice area and sea-ice extent from satellite retrievals // The Cryosphere. 2024. V. 18. No. 5. P. 2473–2486. https://doi.org/10.5194/tc-18-2473-2024.

The impact of dirty ice on determination of sea ice concentration based on satellite microwave radiometry data

V. V. Tikhonov [1, 2, 3], T. A. Alekseeva [2, 1], J. V. Sokolova [1], E. V. Afanasyeva [2, 1], D. A. Boyarskii [1], M. D. Raev [1], E. A. Sharkov [1]

[1] *Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia*
E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru
[2] *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg 199397, Russia*
E-mail: taa@aari.ru
[3] *Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul 656038, Russia*

Existing algorithms for determining sea ice concentration and sea ice extent based on satellite microwave radiometry data are subject to serious errors during melt and destruction periods of the ice cover. The causes of errors are considered to be: extreme weather conditions, atmospheric interference, ocean

surface roughness, wet snow cover, thin ice, stage of melting, presence of puddles on the ice surface, small forms of floating ice (ice cake, small ice cake, brash ice), etc. Previously, the authors pointed out that one of the reasons for underestimating sea ice concentration (SIC) determined from satellite microwave radiometry (SMR) data is the contamination of the ice surface with terrigenous deposits. Sea ice contamination occurs during its formation in coastal areas in shallow water. During this period, particles of inorganic origin from the seabed enter the ice as a result of continental runoff and wind erosion. In summer, melting of snow and ice leads to an increased concentration of terrigenous particles on the surface of the ice cover. During summer period, such ice occupies vast coastal areas in the seas of the Arctic. In this work, on the basis of theoretical modeling of thermal microwave radiation, a decrease in the emissivity of dirty sea ice is shown, and, as a consequence, an underestimation of SIC by algorithms. The paper analyzes the performance of six algorithms for determining SIC based on SMR data for dirty ice. The reasons for the underestimation of SIC by the algorithms are shown, and values of errors for these algorithms are given. The analysis is performed for the East Siberian Sea.

Keywords: satellite microwave radiometry, brightness temperature, emissivity, sea ice concentration, dirty ice, model of microwave emission

Accepted: 29.07.2025
DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-5-274-292

References

1. Alekseeva T. A., Sokolova J. V., Tikhonov V. V. et al., Analysis of sea-ice areas undetectable by the ASI algorithm based on satellite microwave radiometry in the Arctic Ocean, *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*, 2021, V. 57, No. 12, pp. 1690–1704, DOI: 10.1134/S0001433821120033.
2. Alekseeva T. A., Sokolova J. V., Afanasyeva E. V. et al., The contribution of sea-ice contamination to inaccuracies in sea-ice concentration retrieval from satellite microwave radiometry data during the ice-melt period, *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*, 2022, V. 58, No. 12, pp. 1470–1484, DOI: 10.1134/S0001433822120039.
3. Bokuchava D. D., Semenov V. A., The role of natural fluctuations and factors of external forcing in the Early 20th Century Warming in Northern Hemisphere, *Ice and Snow*, 2022. V. 62. No. 3, pp. 455–474 (in Russian), DOI: 10.31857/S2076673422030144.
4. Zhivotovskaia M. A., Zabolotskikh E. V., Chapron B., Spurious Arctic sea ice identification by satellite microwave radiometers under extreme weather conditions, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, V. 16, No. 6, pp. 209–220 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220.
5. Ivanov B. V., Assessment of natural and anthropogenic pollution of sea ice, *Materialy glyatsiologicheskikh issledovanii*, 2007, No. 102, pp. 121–126 (in Russian).
6. Parhomenko I., *Ehlektricheskie svoistva gornykh porod* (Electrical properties of rocks), Moscow: Nauka, 1965, 164 p. (in Russian).
7. Romanov A. N., *Ehksperimental'nye issledovaniya diehlektricheskikh svoistv pochvoobrazuyushchikh mineralov i mineral'nykh solei v mikrovolnovom diapazone* (Experimental studies of the dielectric properties of soil-forming minerals and mineral salts in the microwave range), Barnaul: Izd. Altaiskogo gosudarstvennogo universiteta, 2002, 51 p. (in Russian).
8. Semenov V. A., Martin T., Behrens L. K. et al., Arctic sea ice area changes in CMIP3 and CMIP5 climate models' ensembles, *Ice and Snow*, 2017, V. 57, No. 1, pp. 77–107 (in Russian), DOI: 10.15356/2076-6734-2017-1-77-107.
9. *Handbook of physical constants*, S. P. Clark, Jr. (ed.), New York: Geological Society of America, 1966, 587 p.
10. Tikhonov V. V., Raev M. D., Sharkov E. A. et al., Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: A review, *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*, 2016, V. 52, No. 9, pp. 1012–1030, https://doi.org/10.1134/S0001433816090267.
11. Tikhonov V. V., Khvostov I. V., Romanov A. N., Sharkov E. A., A model of microwave emission from mouth regions of Arctic rivers providing for radiometer pixel land contamination, *Izvestiya*, *Atmospheric and Oceanic Physics*, 2024, V. 60, No. 9, pp. 1020–1030, DOI: 10.1134/S0001433824700981.
12. Sharkov E. A., *Passive Microwave Remote Sensing of the Earth: Physical Foundations*, Berlin: Springer/PRAXIS, 2003, 656 p.
13. Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S. et al., Comparison of arctic sea ice concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 algorithms with summer and winter ship data, *Remote Sensing*, 2019, V. 11, No. 21, Article 2481, 31 p., https://doi.org/10.3390/rs11212481.

14. Andersen S., Tonboe R., Kern S., Schyberg H., Improved retrieval of sea ice total concentration from spaceborne passive microwave observations using numerical weather prediction model fields: An intercomparison of nine algorithms, *Remote Sensing of Environment*, 2006, V. 104, No. 4, pp. 374–392, DOI: 10.1016/j.rse.2006.05.013.
15. Baordo F., Tonboe R., Howe E., *Algorithm Theoretical Basis Document for Global Sea Ice Concentration Level 2 and Level 3. Version: 1.3*, Danish Meteorological Institute, 2023, 41 p.
16. Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W. J., Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR, *J. Geophysical Research: Atmosphere*, 1984, V. 89, No. D4, pp. 5355–5369.
17. Comiso J. C., Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations, *J. Geophysical Research*, 1986, V. 91, pp. 975–994, DOI: 10.1029/JC091IC01P00975.
18. Dethleff D., Entrainment and export of Laptev Sea ice sediments, Siberian Arctic, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2005, V. 110, No. C7, Article C07009, 17 p., DOI: 10.1029/2004JC002740.
19. Eicken H., Kolatschek J., Freitag J. et al., A key source area and constraints on entrainment for basin-scale sediment transport by Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, 2000, V. 27, No. 13, pp. 1919–1922, DOI: 10.1029/1999GL011132.
20. Eicken H., Gradinger R., Gaylord A. et al., Sediment transport by sea ice in the Chukchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions?, *Deep Sea Research Pt. II: Topical Studies in Oceanography*, 2005, V. 52, pp. 3281–3302, DOI: 10.1016/j.dsR2.2005.10.006.
21. Grenfell T. C., Comiso J. C., Multifrequency passive microwave observations of first-year sea ice grown in a tank, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1986, V. GE-24, No. 6, pp. 826–831, DOI: 10.1109/TGRS.1986.289696.
22. Grenfell T. C., Lohanick A. W., Temporal variations of the microwave signatures of sea ice during the late spring and early summer near Mould Bay NWT, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1985, V. 90, No. C3, pp. 5063–5074.
23. Harasyn M. L., Isleifson D., Barber D. G., The influence of surface sediment presence on observed passive microwave brightness temperatures of first-year sea ice during the summer melt period, *Canadian J. Remote Sensing*, 2019, V. 45, No. 3–4, pp. 333–349, https://doi.org/10.1080/07038992.2019.1625759.
24. Hufford G., A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1 THz, *Intern. J. Infrared and Millimeter Waves*, 1991, V. 12, No. 7, pp. 677–682.
25. Kern S., Lavergne T., Notz D. et al., Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations, *The Cryosphere*, 2019, V. 13, No. 12, pp. 3261–3307, https://doi.org/10.5194/tc-13-3261-2019.
26. Kern S., Lavergne T., Notz D. et al., Satellite passive microwave sea-ice concentration data set inter-comparison for Arctic summer conditions, *The Cryosphere*, 2020, V. 14, No. 7, pp. 2469–2493, https://doi.org/10.5194/tc-14-2469-2020.
27. Lohanick A. W., Grenfell T. C., Variations in brightness temperature over cold first-year sea ice near Tuktoyaktuk, Northwest Territories, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1986, V. 91, No. C4, pp. 5133–5144, DOI: 10.1029/JC091iC04p05133.
28. Matzler C., Ramseier R., Svendsen E., Polarization effects in sea ice signatures, IEEE *J. Oceanic Engineering*, 1984, V. 9, No. 5, P. 333–338, DOI: 10.1109/JOE.1984.1145646.
29. Meier W. N., Windnagel S. S., *CDR Climate Algorithm and Theoretical Basis Document: Sea Ice Concentration*, *Revision 9*, NOAA NCEI CDR Program, 2021.
30. NORSEX Group, Norwegian remote sensing experiment in a marginal ice zone, *Science*, 1983, V. 220, No. 4599, pp. 781–787.
31. Onstott R. G., Grenfell T. C., Matzler C., Luther C. A., Svendsen E. A., Evolution of microwave sea ice signatures during early summer and midsummer in the marginal ice zone, *J. Geophysical Research: Oceans*, 1987, V. 92, No. C7, pp. 6825–6835.
32. Rouzegari N., Bolboli Zadeh M., Jimenez Arellano C. et al., Passive microwave imagers, their applications, and benefits: A review, *Remote Sensing*, 2025, V. 17, No. 9, Article 1654, 31 p., https://doi.org/10.3390/rs17091654.
33. Smith D. M., Extraction of winter sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data, *Intern. J. Remote Sensing*, 1996, V. 17, No. 13, pp. 2625–2646, DOI: 10.1080/01431169608949096.
34. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophysical Research: Oceans*, 2008, V. 113, No. C2, Article C02S03, 14 p., DOI: 10.1029/2005JC003384.
35. Stogrin A., Equations for calculating the dielectric constant for saline water, *IEEE Trans. Microwave Theory and Techniques*, 1971, V. 19, No. 8, pp. 733–736.
36. Tikhonov V. V., Boyarskii D. A., Sharkov E. A. et al., Microwave model of radiation from the multilayer "Ocean–atmosphere" system for remote sensing studies of the Polar Regions, *Progress in Electromagnetics Research B*, 2014, V. 59, pp. 123–133, DOI: 10.2528/PIERB14021706.
37. Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E., Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data, *The Cryosphere*, 2018, V. 12, No. 8, pp. 2727–2740, https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018.

38. Tikhonov V. V., Romanov A. N., Khvostov I. V. et al., Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data, *Russian Arctic*, 2022, No. 2(17), pp. 44–71, DOI: 10.24412/2658-4255-2022-2-44-71.
39. Waga H., Eicken H., Lightd B., Fukamachi Y., A neural network-based method for satellite-based mapping of sediment-laden sea ice in the Arctic, *Remote Sensing of Environment*, 2022, V. 270, Article 112861, 19 p., https://doi.org/10.1016/j.rse.2021.112861.
40. Wernecke A., Notz D., Kern S., Lavergne T., Estimating the uncertainty of sea-ice area and sea-ice extent from satellite retrievals, *The Cryosphere*, 2024, V. 18, No. 5, pp. 2473–2486, https://doi.org/10.5194/tc-18-2473-2024.