Проблемы использования данных космической радиолокационной съёмки при решении задачи автоматизации ледового картирования

Е.В. Афанасьева^{1,2}, Ю.В. Соколова^{1,2}, В.В. Тихонов^{2,3,1}, Д.М. Ермаков^{2,4}

 ¹ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Санкт-Петербург, 199397, Россия E-mails: afanasieva@aari.ru, j.sokolova@aari.ru
² Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия E-mails: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru, pldime@gmail.com
³ Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, 656038, Россия ⁴ Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники

им. В.А. Котельникова РАН, Фрязино, 141190, Россия

В связи с активным развитием Северного морского пути (СМП) в настоящее время предъявляются новые требования к системе специализированного гидрометеорологического обеспечения (СГМО) судоходства в Арктике. Эти требования предполагается выполнить, в частности, за счёт внедрения в систему СГМО автоматизированных технологий, в том числе алгоритмов классификации ледяного покрова по данным дистанционного зондирования Земли из космоса. Для нужд оперативного СГМО данные космической радиолокационной съёмки выступают приоритетным и зачастую единственным источником информации о ледяном покрове Арктики. Соответственно, значительная часть методик, предлагаемых в настоящее время для автоматизации ледового картирования, основана на применении алгоритмов классификации именно к радиолокационным изображениям. Наряду с преимуществами, такими как всепогодность и независимость от условий естественной освещённости, этот вид данных имеет ряд особенностей, пренебрежение которыми может приводить к ошибкам анализа и, следовательно, планирования морских операций. В работе рассмотрены особенности данных радиолокационной съёмки, которые усложняют задачу автоматизации ледового картирования. Приведено обоснование необходимости экспертного контроля при использовании методов автоматического анализа. На основе выполненного обзора научной литературы сделан вывод, что оптимальным представляется совмещение экспертного анализа и автоматизированных технологий с ведущей ролью эксперта.

Ключевые слова: морской лёд, Северный морской путь, арктическое судоходство, специализированное гидрометеорологическое обеспечение, ледовое картирование, радиолокационная съёмка из космоса

> Одобрена к печати: 23.11.2023 DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-1-9-27

Введение

Согласно утверждённому плану развития Северного морского пути (СМП) (Распоряжение..., 2022), предполагается, что с декабря 2024 г. каботажные перевозки из портов Северо-Запада России на Дальний Восток и в обратном направлении станут выполняться регулярно. Ожидается значительный рост объёма грузопотока. Планируется проведение мероприятий по развитию СМП как конкурентоспособной круглогодичной международной транспортной коммуникации. Для достижения заявленных целей требуется развитие необходимой инфраструктуры: транспортной, береговой, телекоммуникационной и т.д., а также выполнение мер по модернизации системы специализированного гидрометеорологического обеспечения (СГМО) для эффективного и безопасного судоходства во льдах.

Для того чтобы система СГМО могла отвечать новым требованиям, необходимо повышение точности, оперативности и периодичности поступления гидрометеорологической информации на адреса пользователей. Кроме того, требуется приведение системы в готовность к предоставлению информации в режиме 24/7/365 (24 часа в сутки 7 дней в неделю на протяжении всего года). Эти требования предполагается выполнить, в частности, за счёт внедрения в систему СГМО различных автоматизированных технологий, в том числе алгоритмов классификации ледяного покрова по космическим снимкам. Классификация проводится по возрастным градациям льда, регламентированным стандартом Всемирной метеорологической организации (ВМО, *англ.* World Meteorological Organization — WMO) «Номенклатура ВМО по морскому льду» (Sea ice..., 2017).

Результатом классификации становятся ледовые карты, несущие в себе информацию о ледовых условиях в районе плавания. Они выступают как самостоятельный информационный продукт, а также служат входными данными для прогностических моделей различной заблаговременности. Таким образом, точность классификации в дальнейшем сказывается на точности ледового прогноза, который необходим для планирования морских операций.

Ледовые карты представляют собой результат анализа данных дистанционного зондирования Земли из космоса (ДЗЗ), получаемых в различных спектральных диапазонах. Они включают в себя изображения в видимом и инфракрасном (ИК) диапазонах, а также снимки микроволнового диапазона, получаемые с помощью радиометров и радаров с синтезированной апертурой (PCA). Анализ изображений на сегодняшний день выполняется ледовыми экспертами визуально (Афанасьева и др., 2019).

Данные Д33 видимого и ИК-диапазонов имеют существенные ограничения, связанные с длительным периодом полярной ночи в Арктике, а также частым наличием плотной облачности. Данные микроволновых радиометров не зависят от условий естественной освещённости и гораздо менее чувствительны к атмосферной влаге (облачности, туманам и др.), однако их применение для нужд оперативного СГМО ограничено низким пространственным разрешением. Данные РСА не зависят от погодных условий и условий освещённости и, кроме того, имеют высокое пространственное разрешение (от ~1 до ~100 м) (Спутниковые..., 2011). Эти обстоятельства делают их приоритетным, а в некоторых случаях и единственным источником информации о ледяном покрове Арктики. Соответственно, значительная часть методик, предлагаемых в настоящее время для автоматизации ледового картирования, основана на применении алгоритмов классификации именно к радиолокационным изображениям (РЛИ). В связи с этим рассмотрим подробнее использование этого вида спутниковых данных.

История вопроса автоматизации ледового картирования насчитывает уже более 30 лет. Исследователи начали заниматься им ещё до появления регулярных данных космического радиолокационного зондирования. Первая космическая радиолокационная станция была запущена в 1978 г. на борту американского космического аппарата (KA) Seasat. Связь со спутником была утеряна спустя 106 дней, однако полученных данных оказалось достаточно, чтобы оценить возможности спутниковой радиолокации в изучении морского льда. В перспективе запуска новых космических аппаратов (ERS-1 (*англ.* European Remote Sensing) в 1991 г., JERS-1 (*англ.* Japanese Earth Resources Satellite) в 1995 г. и Radarsat-1 в 1995 г.) зарубежные учёные из США и Канады начали пробовать применять уже существовавшие в то время методы автоматического анализа цифровых снимков к изображениям, получаемым с авиационных бортовых радиолокационных станций (Kwok, 1992; Shokr, 1991).

В СССР первый искусственный спутник Земли с радиолокационной станцией на борту был запущен в 1983 г. Это был КА «Космос-1500» (первый из серии спутников «Океан»), оснащённый радиолокатором бокового обзора. В 1987 г. состоялся запуск КА «Космос-1870» («Алмаз-Т»), который был оснащён РСА (Верба и др., 2010). До начала эпохи спутниковой радиолокации, с 1968 г., наблюдения за льдами Арктики выполнялись советскими учёными с помощью авиационных радиолокационных станций бокового обзора. (Бушуев и др., 1983).

К моменту появления оперативных радиолокационных систем Д33 как в СССР, так и за рубежом уже был сделан ряд выводов о возможностях получаемых данных. Эти выводы в дальнейшем были подтверждены более поздними исследованиями. Наряду с очевидными преимуществами радиолокационные данные имеют ряд особенностей, которые необходимо учитывать при дешифрировании РЛИ. Пренебрежение ими при использовании автоматических методов может приводить к серьёзным ошибкам анализа и, следовательно, планирования морских операций, что может повлечь экономические потери для потребителей услуг СГМО. Поэтому экспертный контроль результатов автоматического анализа представляется обязательным этапом производственной цепочки СГМО.

Цель настоящей работы заключается в подробном описании ограничений радиолокационных данных в контексте определения возраста льда, поскольку возраст, как относительный показатель толщины льда, выступает одним из основных лимитирующих факторов для судоходства в акватории СМП (Арикайнен, 1990).

Особенности формирования РЛИ морского льда

Факторы, влияющие на формирование РЛИ морского льда, условно можно разделить на две группы, первая из которых включает в себя некоторые технические параметры радиолокационной съёмки, а вторая состоит из целого комплекса физико-химических свойств ледяного покрова как объекта зондирования. Далее рассмотрим эти факторы подробнее.

Параметры радиолокационной съёмки, влияющие на формирование РЛИ ледяного покрова

В настоящее время космическая радиолокационная съёмка ведётся с использованием РСА. Подробнее об этой разновидности радиолокаторов изложено в ряде специальных монографий (Верба и др., 2010; Захаров и др., 2022; Shokr, Sinha, 2015).

Зондирующий сигнал радиолокатора падает на земную поверхность и отражается в соответствии с угловой диаграммой обратного рассеяния. Рассеянный в обратном направлении сигнал регистрируется антенной РСА и передаётся в дальнейшем на приёмный пункт для синтеза РЛИ.

Рассеивающая способность подстилающей поверхности характеризуется удельной эффективной площадью рассеяния (УЭПР), которая обозначается символом σ° и выражается чаще всего в децибелах (дБ). Высокие значения УЭПР наблюдаются в том случае, когда обратное рассеяние от подстилающей поверхности велико. При этом на получаемых РЛИ, в их традиционном представлении, такая поверхность имеет очень яркий светлый тон. Малые значения УЭПР наблюдаются, когда обратное рассеяние близко к нулю. При этом зондируемая поверхность на РЛИ имеет тёмный тон.

К числу технических характеристик PCA, влияющих на отображение ледяного покрова, относятся: рабочий диапазон длин волн, поляризация зондирующего сигнала, а также угол визирования.

Длина волны зондирующего сигнала

Ныне действующие PCA космического базирования работают в следующих диапазонах длин волн: X (KA TerraSAR-X (*анел*. Synthetic Aperture Radar, X-band), CosmoSkyMED), C (KA Sentinel-1, Gaofen-3, HiSea-1, Chaohu-1, Radarsat-2) и L (KA ALOS-2 (*анел*. Advanced Land Observing Satellite)). Также в мае 2023 г. российской госкорпорацией «Роскосмос» был запущен спутник с PCA S-диапазона на борту (KA «Кондор-ФКА»).

Диапазон	Ka	К	Ku	Х	С	S	L	Р
Длина волны, см	0,8-1,1	1,1-1,7	1,7-2,4	2,4-3,8	3,8-7,5	7,5–15,0	15-30	30-100
Частота, ГГц	27-40	18-27	12-18	8-12	4-8	2-4	1-2	0,3-1

Характеристики сигналов, используемых в радиолокации (The SAR..., 2019)

Характеристики сигналов, используемых в радиолокации, приведены в *таблице* (The SAR..., 2019). При этом Ка-, К- и Ки-диапазоны используются только в радиолокационных системах самолётного базирования.

Длиной волны определяется способность сигнала проникать вглубь ледяной толщи, а также его чувствительность к объектам малой величины, таким как мелкомасштабные шероховатости поверхности и включения в ледовом объёме (пузырьки воздуха, вмёрзшие частицы грунта и т.п.). При увеличении длины волны возрастает проникающая способность сигнала. Так, волны L-диапазона проникают в толщу льда гораздо глубже, чем волны Си Х-диапазонов (Dierking, Busche, 2006). При этом, например, характерный размер воздушных включений в объёме многолетнего льда соизмерим с длиной волны С- и Х-диапазонов, за счёт чего сигнал оказывается чувствительным к таким неоднородностям. В данном случае включения представляют собой множество рассеивающих элементов, которые обуславливают высокие значения УЭПР и яркий тон на получаемых РЛИ. Длина волны L-диапазона превышает характерный размер воздушных включений в многолетнем льду, в результате чего сигнал оказывается нечувствительным к таким неоднородностям и высоких значений УЭПР не отмечается. Сравнение двух РЛИ, полученных в L- и С-диапазонах, показано на рис. 1. На РЛИ С-диапазона (см. рис. 16) хорошо виден контраст между полями многолетнего льда, имеющими яркий тон, и зонами однолетнего льда, которые отображены тёмным тоном. На РЛИ L-диапазона (см. *рис. 1a*) такого контраста не наблюдается. О различиях во взаимодействии радиоволн с толщей многолетнего и однолетнего льдов будет изложено ниже.



Рис. 1. Пример квазисинхронных РЛИ, полученных в различных диапазонах длин волн, район Арктического бассейна к северу от Чукотского моря: *a* — РЛИ КА ALOS-1 за 23 апреля 2007 г. (L-диапазон) (https://search.asf.alaska.edu); *б* — РЛИ КА Envisat (*англ*. Environmental Satellite) за 23 апреля 2007 г. (С-диапазон) (http://seaice.dk/). Изображения получены на согласованной горизонтальной поляризации (ГГ)

Поляризация зондирующего сигнала

Как правило, PCA осуществляют излучение и приём горизонтально (Г) или вертикально (В) поляризованных волн. Ныне действующие PCA проводят измерения как на согласованной, так и на перекрёстной поляризации. В первом случае излучаемый и принимаемый сигналы

поляризованы в одинаковой плоскости (ГГ или ВВ), а во втором, соответственно, — в плоскостях, перпендикулярных друг другу (ГВ или ВГ). Одни РСА ведут съёмку в режимах одиночной и двойной поляризации, другие, помимо этого, поддерживают режим полной поляриметрии. Результатом съёмки на одиночной поляризации является РЛИ, полученное, как правило, в одном из вариантов согласованной поляризации (КА «Кондор-ФКА» (Руководство..., 2023)). Режим двойной поляризации позволяет получать пару синхронных РЛИ местности на поляризациях ГГ и ГВ, ВВ и ВГ или ГГ и ВВ (KA Sentinel-1, TerraSAR-X). Результатом съёмки в режиме полной поляриметрии, соответственно, становятся четыре синхронных РЛИ, полученных на поляризациях ГГ, ГВ, ВГ и ВВ (KA Gaofen-3, Radarsat-2, ALOS-2). Кроме того, на сегодняшний день существует группировка спутников (Radarsat constellation Mission), поддерживающих режим компактной поляриметрии, при котором излучаемый сигнал имеет круговую поляризацию, а принимаемый — горизонтальную и вертикальную (The SAR..., 2019).

В работе (Onstott, 1992) указывается, что ровные поверхности в общем случае имеют бо́льшие значения УЭПР на согласованной вертикальной (ВВ) поляризации по сравнению с горизонтальной (ГГ). Авторы работы (Йоханнессен и др., 2007) отмечают, что отражённые сигналы на ВВ- и ГГ-поляризациях имеют схожие значения для многих типов льда, а также что гряды торосов лучше идентифицируются на ГГ-поляризации, чем на ВВ-поляризации, за счёт большего радиолокационного контраста между ровным и торосистым льдом. Согласно исследованиям (Nghiem et al., 1995; Scheuchl et al., 2005), интенсивность отражённого сигнала на ГВ-поляризации значительно меньше, чем на ВВ- и ГГ-поляризациях. Пример РЛИ, полученного при съёмке на двух поляризациях (ГГ+ГВ), приведён на *рис. 2.*



Рис. 2. Пример РЛИ КА Sentinel-1В за 12 октября 2019 г., полученного на двух поляризациях, район Арктического бассейна к северу от Восточно-Сибирского моря (https://scihub.copernicus.eu/): *a* — РЛИ, полученное на согласованной горизонтальной поляризации (ГГ), видна засветка восточной границы изображения и затемнение западной; *б* — РЛИ, полученное на перекрёстной поляризации (ГВ), хорошо видны полосы теплового шума

Угол визирования

При измерениях на ГГ-поляризации УЭПР подстилающей поверхности сильно зависит от угла визирования (угол отклонения зондирующего луча от надира), который непостоянен

поперёк полосы съёмки. Диапазон значений угла зависит от конструкции конкретного PCA, но в среднем составляет от 20 до 60°. На результирующих РЛИ этот эффект проявляется в виде градиентного изменения общей тональности снимка. Так, на *рис. 2a* видна засветка восточного края РЛИ, который в момент съёмки располагался ближе к спутнику. Западный край РЛИ, расположенный дальше от спутника, наоборот, выглядит затемнённым. УЭПР и, соответственно, тон одного и того же типа льда может значительно меняться в пределах одного изображения. Режим ГВ-поляризации также чувствителен к изменениям угла визирования, и кроме того, на получаемых РЛИ может проявляться тепловой шум в виде полос, направленных по оси движения спутника (см. *рис. 26*). Подобные вариации тона могут ошибочно восприниматься как изменения УЭПР подстилающей поверхности. Применение алгоритмов классификации к спутниковым РЛИ требует предварительного устранения описанных эффектов.

К техническим особенностям спутниковой радиолокационной съёмки можно также отнести небольшой пространственный охват и меньшую повторяемость снимков по сравнению с данными оптических и микроволновых радиометров. Так, в широкозахватном режиме охват одной сцены KA Sentinel-1 составляет 400×400 км при повторяемости съёмки в высоких широтах от 3 дней и более. Пример суточного покрытия Арктики данными Sentinel-1A показан на *рис. 3.* Из рисунка видно, что если для обеспечения морской операции требуется предоставление ледовой информации по району целого моря, то необходимо составление мозаик РЛИ, собранных за несколько суток. В этом случае, помимо вариаций тона, связанных с изменением угла визирования и тепловым шумом, потребуется сглаживание различий тональности на границах соседних изображений, полученных в разные моменты времени при разных углах визирования.



Рис. 3. Суточное покрытие арктического региона данными КА Sentinel-1А за 10 февраля 2023 г. (https://search.asf.alaska.edu/)

Физико-химические свойства морского льда, влияющие на формирование РЛИ ледяного покрова

Как уже было отмечено, УЭПР льда является характеристикой обратного рассеяния его поверхности. Обратное рассеяние складывается из объёмного и поверхностного рассеяния (Shokr, Sinha, 2015; Ulaby, Long, 2014). Преобладание одного вида рассеяния над другим определяется глубиной проникновения зондирующего сигнала в толщу льда, что, в свою очередь, зависит от его диэлектрических свойств (Tikhonov et al., 2014). Диэлектрические свойства льда описываются комплексной диэлектрической проницаемостью (КДП), действительная часть которой отвечает за скорость распространения волны в среде, а мнимая часть характеризует диссипативные потери, т.е. поглощение электромагнитной энергии в среде. КДП определяет долю энергии сигнала, которая проникает вглубь ледяной толщи, при этом остальная часть энергии рассеивается на поверхности льда. С увеличением мнимой части КДП уменьшается проникновение сигнала вглубь среды и, следовательно, возрастает отражение или рассеяние от поверхности (Борен, Хафмен, 1986). Диэлектрические свойства морского льда зависят от его солёности, температуры, фазового состава (т.е. соотношения объёмов непосредственно льда, жидкой воды и воздуха в толще), текстуры (т.е. количества, формы и особенностей распределения воздушных и солевых включений), а также длины волны зондирующего сигнала. С увеличением солёности льда возрастает мнимая часть КДП и, соответственно, потери энергии в объёме льда.

У многолетнего льда, который является практически пресным, при отрицательной температуре (жидкая фаза отсутствует) мнимая часть КДП имеет низкое значение (Tikhonov et al., 2014). Зондирующий сигнал может проникать в такой лёд на большую глубину без существенных потерь. Как отмечалось ранее, в объёме многолетнего льда имеются включения, такие как пузырьки воздуха и дренажные каналы, образовавшиеся при стоке рассола. Для сигнала, длина волны которого сопоставима с размером этих включений, каждое из них является рассеивающим элементом. Это обуславливает большую долю объёмного рассеяния и высокие значения УЭПР у многолетних льдов при использовании, например, С-диапазона длин волн (Ulaby, Long, 2014). Соответственно, на результирующих РЛИ многолетний лёд имеет очень яркий тон, за счёт чего, как правило, легко дешифрируется (см. *рис. 16*).

Однолетний и молодой льды имеют большую солёность и, соответственно, большую мнимую часть КДП. Нилас, серый и блинчатый льды в первые дни существования имеют солёность до 22-25 ‰, спустя несколько дней она снижается до 10 ‰. Далее при нарастании толщины льда до 1–2 м солёность уменьшается до 4–6 ‰, а в конце арктического зимнего сезона и в первой половине лета (с апреля по июль) — до 2-3 ‰ (Морской..., 1997). Зондирующий сигнал проникает в толщу этих льдов на гораздо меньшую глубину (в зависимости от солёности). В объёме льда при этом возрастают потери энергии за счёт поглощения. Преобладающим в данном случае становится зеркальное отражение сигнала от поверхности. Этим обуславливаются низкие значения УЭПР и, соответственно, тёмный тон льда на результирующих РЛИ. Однако ситуация изменяется, когда на поверхности однолетнего и молодого льда появляются неровности различного масштаба, начиная с размеров, сопоставимых с длиной волны зондирования. В этом случае обратное рассеяние формируется преимущественно за счёт наличия уголковых отражателей на поверхности льда либо за счёт нагромождений случайным образом ориентированных площадок. В качестве уголковых отражателей могут выступать, например, так называемые «валики» по краям блинчатого льда, а также солевые цветы, формирующиеся на поверхности ниласа и серого льда в условиях очень низкой температуры. Нагромождения небольших площадок представлены грядами торосов. В обоих случаях будут наблюдаться высокие значения УЭПР и яркий тон льда на РЛИ, например, Х- или С-диапазона. Это обусловлено большим обратным рассеянием на шероховатой поверхности.

Отдельно необходимо рассмотреть случай, когда на открытой морской поверхности формируются начальные виды льда и нилас. Подобно нефтяной плёнке, эти льды покрывают поверхность моря тонким вязким слоем и гасят мелкомасштабные волны, делая поверхность воды гладкой. Зондирующий сигнал PCA в этом случае отражается зеркально в сторону от спутника и обратное рассеяние от поверхности становится близко к нулю. За счёт этого начальные виды льда на получаемых РЛИ имеют очень малые значения УЭПР и, как правило, безошибочно дешифрируются по тёмному тону и расплывчатой форме. Такие льды можно увидеть на *рис.* 2 в районе кромки дрейфующих льдов.

Внешний вид различных видов льда, которые обсуждались выше, показан на *рис.* 4 (Атлас..., 2018).

Далее рассмотрим физико-химические свойства морского льда и их влияние на взаимодействие радиосигнала с ледяной толщей.







Рис. 4. Фотоснимки льдов, встречающихся в морях Арктики: *а* — атомный ледокол среди многолетних льдов; *б* — тёмный нилас; *в* — блинчатый лёд; *г* — солевые цветы на поверхности тёмного ниласа; *д* — торосистый однолетний лёд; *е* — ровный однолетний лёд в припае. Снимки взяты из Атласа ледяных образований, составленного специалистами ААНИИ (Атлас..., 2018)

Солёность и температура льда

В работе (Морской..., 1997) указывается, что радиоволны длиной 2–3 см (Ки- и Х-диапазоны) могут проникать в пресный сухой лёд на глубину до 10 м, а в морской — всего на 0,1 м. Согласно данным из работы (Hallikainen, Winebrenner, 1992), радиосигнал с частотами, лежащими в пределах 1–10 ГГц (диапазоны Х, С, S и L), проникает в опреснённый сухой многолетний лёд на 30–500 см, а в более солёный однолетний — на 5–100 см. Также указывается, что волны Х-диапазона распространяются в приповерхностном слое льда толщиной 5–80 см, а волны L-диапазона — в слое 40–500 см в зависимости от типа льда, его солёности и температуры. Зависимость распространения радиоволн от температуры такова, что её уменьшение способствует большему проникновению сигнала вглубь ледяной толщи, и наоборот, что объясняется появлением или исчезновением жидкой фазы во льду.

Текстура льда

Текстура льда, которая также влияет на распространение сигнала, может быть самой разнообразной. Количество включений во льду, их форма и характер распределения во многом зависят от условий формирования этого льда на начальном этапе. При сильном морозе формируется лёд с бо́льшим количеством солевых включений по сравнению с льдами, сформированными при слабоотрицательной температуре воздуха. Если процесс ледообразования протекает при штормовом ветре, в объём льда захватывается ещё большее количество морской соли и воздуха. Лёд, сформированный из твёрдых атмосферных осадков, выпавших на морскую поверхность, также имеет большую солёность и пористость. В течение года текстура льда постепенно меняется в результате процессов метаморфизма (зимой — преобразование снежного покрова в лёд, миграция солевых включений; летом — сток талой воды). Общее количество включений во льду иногда может достигать 50 % от общего объёма льда (Морской..., 1997).

Шероховатость поверхности льда

В случае однолетнего льда основным фактором, определяющим УЭПР и, соответственно, характер отображения льда на РЛИ, становится шероховатость поверхности. В связи с тем, что степень шероховатости и её характерный пространственный масштаб в природе могут быть самыми разнообразными, диапазон значений УЭПР однолетних льдов также может быть очень широким. На начальном этапе ледообразования в условиях ветрового волнения формируется блинчатый лёд с характерными «валиками» по краям льдин, которые обеспечивают высокие значения УЭПР. При дальнейшем развитии ледяного покрова происходит смерзание отдельных льдин в более крупные поля и одновременное нарастание их толщины, однако шероховатость поверхности при этом остаётся неизменной. Похожая ситуация имеет место при формировании солевых цветов на поверхности ниласа и серого льда в условиях низкой температуры и относительно спокойного моря. При дальнейшем нарастании толщины льда неровности (кристаллы соли) на его поверхности сохраняются, продолжая обеспечивать высокие значения УЭПР молодого льда. На этапе формирования молодых льдов также возможна ситуация, когда при наличии сжатия лёд начинает наслаиваться, создавая при этом мелкомасштабный рельеф поверхности случайного характера. Когда толщина молодого льда достигает градации серо-белого (15-30 см), под воздействием сжатия вместо наслоений начинают формироваться гряды торосов. При дальнейшем нарастании толщины льда увеличивается и характерный размер торосистых образований. Так, средняя высота торосов однолетнего среднего льда составляет от 0,5 до 1,5 м, иногда достигая 3 м. Высота торосов однолетнего толстого льда составляет от 0,5 до 5–10 м (Спутниковые..., 2011). Помимо перечисленного, нередки случаи, когда в районах с высокой динамичностью (как правило, вблизи кромки) большие поля льда распадаются на обломки и битые формы, образуя зоны тёртого льда. Эти случаи можно рассматривать аналогично грядам торосов, так как здесь также имеет место

множество небольших площадок, ориентированных случайным образом, за счёт чего тёртый лёд, как и торосы, имеет высокие значения УЭПР. При этом всего несколькими сутками ранее этот лёд вполне мог быть представлен полями ровного льда с небольшим значением УЭПР. Такое разнообразие форм шероховатости молодого и однолетнего льда обусловливает очень широкий спектр возможных вариантов их отображения на спутниковых РЛИ. В некоторых случаях лёд одной и той же возрастной градации может отображаться совершенно поразному в пределах одного моря или даже отдельной его части (губы, залива и т.п.).

Заснеженность льда

В работах (Hallikainen, Winebrenner, 1992; Onstott, 1992) отмечается, что у однолетнего толстого льда, покрытого 8-сантиметровым слоем снега, значения УЭПР всегда несколько выше, чем у льда, не имеющего снега на поверхности. В L-диапазоне этот эффект почти не проявляется, поскольку слой снега подобной толщины прозрачен для зондирующего сигнала (Tikhonov et al., 2018). В случае X- и Ки-диапазонов разница УЭПР отмечается в пределах 1–5 дБ со средним значением около 3 дБ. Свежевыпавший снег на поверхности молодого и однолетнего тонкого льда способен впитывать рассол из приповерхностного слоя ледяной толщи, в результате чего между снегом и льдом формируется вязкий слой снежуры, насыщенный солью. Этот эффект несколько снижает значения УЭПР льдов. Также сухой снежный покров способен сглаживать эффект мелких шероховатостей на поверхности льда в диапазонах С, X, Ки и более коротковолновых диапазонах.

В работе (Bingham, Drinkwater, 2000) обсуждается влияние метаморфизма снега на распространение радиосигнала в его объёме. Модельные расчёты показывают, что в сухой снег с радиусом частиц 2 мм сигнал С-диапазона проникает на глубину от ~1 до ~10 м, а сигнал Х-диапазона — на глубину от ~10 см до ~1 м. Фактически это значит, что снежный покров прозрачен для зондирующего сигнала. Крупнозернистый сухой снег с радиусом частиц 5 мм сокращает глубину проникновения сигнала С-диапазона до десятков сантиметров, а сигнала Х-диапазона — до единиц сантиметров. Связано это с увеличением эффектов рассеяния сигнала на структурных неоднородностях снежной среды (Tikhonov et al., 2014). Таким образом, при определённой морфологии снежный покров может искажать значения УЭПР льда, находящегося под ним.

Влагосодержание снега и льда

С наступлением сезона таяния в объёме снега возрастает количество жидкой воды, которая стекает вниз и постепенно накапливается под слоем снега на поверхности льда. В самом же объёме снега содержание влаги обычно не превышает 12-15 % в период активного таяния (Котляков, 2000; Кузьмин, 1957). Однако этого количества оказывается достаточно, чтобы кардинальным образом изменить характер взаимодействия радиосигнала со снежно-ледяной толщей. Наличие влаги резко сокращает глубину проникновения сигнала так, что обратное рассеяние начинает формироваться в большей степени не льдом, а снегом на его поверхности. Так, сигнал L-диапазона проникает в толщу снега с содержанием влаги 5–6 % на глубину в несколько десятков сантиметров, сигнал С-диапазона — на 4,5 см, а сигнал Х-диапазона всего на 1,8 см (Hallikainen, Winebrenner, 1992; Onstott, 1992). Даже в случае прохождения сквозь снежный покров сигнал встречает на своём пути слой талой воды, скопившейся на поверхности льда под снегом. Поскольку радиосигнал зеркально отражается от поверхности воды, взаимодействия непосредственно со льдом так и не происходит. Поэтому в летнее время все типы льда на получаемых РЛИ отображаются одинаково и разделение льда по возрастным градациям невозможно. Это хорошо проиллюстрировано авторами работы (Hanesiak et al., 2001) на примере данных PCA С-диапазона. На графике сезонной изменчивости УЭПР однолетнего и многолетнего льдов (Hanesiak et al., 2001, рис. 2 на с. 436) видно, что эти типы хорошо разделимы только в холодный сезон года. При наступлении фазы активного таяния

УЭПР льдов полностью совпадают. Можно предположить, что с началом летнего таяния целесообразно использование L-диапазона, поскольку его сигнал обладает большей проникающей способностью и до некоторой степени способен продлить период, когда разделение льдов различного возраста возможно (Dierking, Busche, 2006).



Рис. 5. Сезонная изменчивость УЭПР однолетнего и многолетнего льда, район Арктического бассейна к северу от Чукотского моря (https://scihub.copernicus.eu/): а — РЛИ КА Sentinel-1А за 31 мая 2019 г.; б — РЛИ КА Sentinel-1А за 17 июня 2019 г.; в — РЛИ КА Sentinel-1А за 29 июня 2019 г. Изображения получены на согласованной горизонтальной поляризации (ГГ)

На *рис.* 5 показан пример сезонной изменчивости УЭПР однолетнего и многолетнего льда при использовании С-диапазона. В конце холодного периода, когда ещё отсутствуют признаки таяния, льды хорошо разделяются между собой за счёт высоких значений УЭПР многолетнего льда на фоне более низких УЭПР однолетнего льда (см. *рис.* 5*a*). С началом таяния контраст УЭПР льдов временно меняется на противоположный (см. *рис.* 5*b*). С появлением снежниц (озёр талой воды) на поверхности ледяного покрова УЭПР льдов довольно

быстро выравнивается и они становятся неразличимы (см. *рис. 5в*). Такая картина сохраняется до начала нового цикла ледообразования.

Из вышесказанного видно, что природа взаимодействия радиосигнала с морским льдом чрезвычайно сложна. При этом взаимодействие происходит не со всей ледяной толщей, а лишь с её поверхностью и некоторым приповерхностным слоем. Таким образом, УЭПР льда и, соответственно, его отображение на спутниковых РЛИ являются функцией не толщины льда, а целого ряда физико-химических параметров снежно-ледяного покрова. Пространственно-временное распределение этих параметров в пределах анализируемой акватории может быть крайне неоднородным, и вклад каждого из них в результирующую УЭПР никогда не известен. Неоднородность распределения параметров приводит к тому, что отображение льда одной и той же возрастной градации может сильно различаться в разных районах акватории, и наоборот, отображение льдов разных возрастов может совпадать. Это существенно усложняет задачу классификации ледяного покрова по данным радиолокационной съёмки.

В работе (Sandven et al., 1999) представлено обобщение натурных экспериментов SIZEX91 и SIZEX92 (англ. Seasonal Ice Zone Experiment), выполненных в августе 1991 г. и марте 1992 г. вблизи арх. Шпицберген в Баренцевом море. Эксперименты проводились с целью валидации данных нового KA ERS-1 (С-диапазон). Полученные результаты (Sandven et al., 1999, рис. 11 на с. 15853) показали, что диапазоны значений УЭПР различных типов льда пересекаются, а в некоторых случаях перекрываются полностью. Например, в зимнее время УЭПР ровного однолетнего льда очень часто совпадает с УЭПР серо-белого льда, а торосистый однолетний лёд может иметь УЭПР, близкую по значению к многолетнему льду. Диапазон значений УЭПР льда, имеющего на своей поверхности солевые цветы, настолько широк, что включает в себя значения УЭПР всех остальных типов льда. В прикромочной зоне разделение льда на классы практически невозможно. В летнее время выделение типов льда невыполнимо. Схожие выводы были получены учёными из СССР на основании результатов подспутниковых экспериментов, проводимых в Арктике с первых дней работы КА «Космос-1500» (Х-диапазон) (Бушуев и др., 1985). Было показано, что льды различного возраста могут иметь схожее отображение, что впоследствии усложняет их дешифрирование на спутниковых РЛИ. В настоящее время подобных неоднозначностей частично позволяет избежать использование различных поляризаций излучаемого и принимаемого сигналов. Однако несмотря на то, что исследования проводились около 40 лет назад и за этот срок произошло существенное развитие технологий Д33, результаты экспериментов остаются актуальными по сегодняшний день.

Для того чтобы наглядно проиллюстрировать обозначенные выводы, рассмотрим РЛИ морского льда в районе арх. Северная Земля (*рис. 6в и г*, см. с. 21). Согласно ледовой карте, составленной специалистами Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) (*рис. 6б*), в зонах, обозначенных цифрами 1, 2 и 3, преобладает остаточный лёд, переживший один сезон таяния и вступивший в новый цикл ледообразования. Несмотря на принадлежность к одному классу, на представленных РЛИ как согласованной (ГГ), так и перекрёстной (ГВ) поляризации, эти льды отображаются по-разному. На обоих РЛИ остаточный лёд в зоне 1 имеет схожее отображение с молодым, преимущественно серо-белым льдом в зоне 5. В зимние месяцы таким же образом могут отображаться и однолетние льды. Также схожее отображение имеют остаточный лёд в зоне 3 и молодой лёд в зоне 4. ИК-изображение (*рис. 6a*), полученное за ту же дату, показывает, что возраст льда к востоку и западу от архипелага принципиально различается, это видно в областях, свободных от облачности.

Подобные неоднозначности классификации отмечаются и в других географических районах. Рассмотрим пример восточного побережья о. Сахалин (*puc.* 7, см. с. 22). На РЛИ (см. *puc.* 76) в зонах, обозначенных цифрами 1 и 2, лёд имеет схожее отображение, характеризующееся тёмным тоном, однако при сопоставлении этого РЛИ с оптическим изображением за ту же дату (см. *puc.* 7*a*) видно, что припай в заливах и лёд в прибрежной полынье имеют разный возраст: в зоне 1 имеет место однолетний лёд (не тоньше однолетнего среднего), а в зоне 2 — молодой серо-белый лёд. В зонах 3 и 4 преобладает однолетний лёд с той разницей, что в зоне 3 имеются включения более обширных ледяных полей. В прикромочной зоне 5 преобладают битые формы однолетнего льда, среди которых могут также формироваться молодые льды и нилас. В зоне 6 располагается пятно блинчатого льда, которое при анализе РЛИ может быть ошибочно отнесено к одному классу с раздробленным однолетним льдом из зон 4 и 5, поскольку все эти льды отображаются схожим ярким тоном. Однако при рассмотрении квазисинхронного оптического изображения становится очевидным, что в зоне 6 лёд по возрасту ближе к ниласовым.



Рис. 6. Сопоставление радиолокационного и ИК-изображений с результатом экспертного анализа спутниковых снимков морского льда, район арх. Северная Земля: *a* — изображение KA Suomi-NPP/VIIRS (*англ*. Suomi National Polar-orbiting Partnership/Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) в ИК-диапазоне за 5 ноября 2022 г. (принято на антенну ААНИИ); *б* — фрагмент ледовой карты ААНИИ по району Карского моря и моря Лаптевых за 6–8 ноября 2022 г.; *в* — РЛИ КА Sentinel-1А за 5 ноября 2022 г., полученное на ГГ-поляризации; *г* — РЛИ КА Sentinel-1А за 5 ноября 2022 г., полученное на ГВ-поляризации (https://search.asf.alaska.edu/)



Рис. 7. Сопоставление радиолокационного и оптического квазисинхронных изображений льда в районе восточного побережья о. Сахалин: *a* — изображение KA TERRA/MODIS в видимом диапазоне за 5 февраля 2015 г. (https://worldview.earthdata.nasa.gov/); *б* — РЛИ KA Sentinel-1A за 5 февраля 2015 г. (https://scihub.copernicus.eu/), получено на согласованной вертикальной поляризации (BB)

Обсуждение

Первые попытки автоматизации анализа РЛИ ледяного покрова предпринимались ещё на рубеже 1980-х и 1990-х гг., в период подготовки к запуску первых КА, оснащённых радиолокационными станциями. По мере развития информационных и спутниковых технологий, а также накопления опыта в данной области разрабатывались и совершенствовались более современные методы классификации ледяного покрова. За более чем 30-летний срок этой теме было посвящено большое множество работ. Обзор основных из них, как более ранних, так и развивающихся в настоящее время, представлен в статье (Zakhvatkina et al., 2019). На основании выполненного обзора авторы приходят к выводу, что разработанные алгоритмы могут использоваться для автоматического обнаружения основных типов льда, однако ледовые службы мира по сегодняшний день используют метод экспертного анализа в своей оперативной практике. Поиск наиболее надёжного решения остаётся актуальным.

Многолетний опыт ААНИИ в сфере мониторинга льдов Арктики, а также представленный обзор научной литературы позволяют заключить, что сложность автоматизации заключается в неоднозначностях классификации, возникающих, когда различные типы льда имеют схожее отображение, или наоборот, один и тот же тип льда отображается по-разному в пределах акватории. Причиной этого становится большое число факторов, каждый из которых вносит свой вклад в результирующую УЭПР льда. Среди них — солёность льда, количество и размер неровностей на его поверхности, текстура ледяной толщи, влагосодержание, морфология снега и др. Надо отметить, что факторы, впоследствии влияющие на УЭПР льда, во многом задаются внешними условиями на начальном этапе ледообразования. Совокупное влияние всех факторов в разных сочетаниях приводит к возникновению неоднозначностей, которые не могут быть учтены машинными алгоритмами.

В этой ситуации экспертный контроль и, при необходимости, корректировка результатов классификации представляется обязательным этапом производственной цепочки СГМО. При этом автоматизация может считаться эффективной, если ручная корректировка продукта не требует большего времени, чем составление этого же продукта вручную «с нуля».

Среди других дискуссионных вопросов можно отметить качество обучающей выборки для алгоритмов, требующих её составления. В числе преимуществ автоматических методов часто упоминается исключение субъективного фактора. Однако если методика предполагает этап обучения, фактор субъективности вносится на этом этапе экспертом, осуществляющим обучение. Для того чтобы алгоритм максимально качественно производил классификацию объектов на спутниковых изображениях, его обучением должна заниматься группа экспертов, имеющих большой опыт в данной области тематического анализа. Мнение экспертов должно учитывать имеющиеся объективные данные — наземные наблюдения. При этом необходимо также соблюдение требований к размеру обучающей выборки.

В числе новых требований к системе СГМО указывается повышение частоты предоставления информации на адреса пользователей (например, один или два раза в сутки). Частота и суточная площадь покрытия радиолокационных данных, доступных для анализа, на сегодняшний день недостаточны для выполнения этого требования, поскольку именно от них напрямую зависят частота и географический охват предоставляемой информационной продукции. Следовательно, необходимо привлечение других источников данных (изображений оптических и микроволновых радиометров, а также наземных наблюдений) и их комплексный анализ, формализация которого — весьма сложная задача.

Ввиду причин, упомянутых в данном разделе, мировое сообщество специалистов сходится во мнении, что для обеспечения качества информационной продукции «ледовые эксперты должны оставаться неотъемлемой частью производственной цепочки СГМО для контроля качества автоматизированных продуктов, а также составления индивидуальной тактической информационной продукции по запросу, особенно в сложных ситуациях». Цитата взята из отчёта XXIII ежегодной встречи Международной рабочей группы по ледовому картированию (*анел.* International Ice Charting Working Group — IICWG), прошедшей в 2022 г. в г. Буэнос-Айресе (https://nsidc.org/noaa/iicwg/iicwg-meetings, см. раздел "IICWG-XXIII, September 2022", пункт "IICWG-XXIII Executive Summary"). В состав IICWG входят представители национальных ледовых служб, ответственных за безопасность мореплавания в подведомственных акваториях (Sea-ice..., 2019), представители ВМО, а также ведущих научных организаций, деятельность которых направлена на изучение полярных регионов Земли (https://nsidc. org/noaa/iicwg).

Подтверждение тезиса IICWG можно найти в публикациях организаций-участниц. Так, специалисты Канадской ледовой службы (англ. Canadian Ice Service - CIS) указывают, что, несмотря на технические достижения спутниковой радиолокации и длинную историю развития автоматизированных методов, экспертный анализ остаётся наиболее надёжным и достоверным методом определения ледовых характеристик (Cheng et al., 2020). На необходимость контроля автоматизированных продуктов со стороны эксперта указывают также специалисты Норвежского метеорологического института (англ. Norwegian Meteorological Institute). Институт ежесуточно выпускает карты сплочённости льда, получаемые автоматическим способом, указывая, что продукт производится без участия человека и, соответственно, не имеет гарантий качества (https://cryo.met.no/en/automatic-sea-ice-analysis). Национальный ледовый центр США (англ. United States National Ice Center — USNIC) использует в своей практике алгоритм автоматического анализа РЛИ, однако специалисты указывают, что без экспертного контроля продукция пользователям не предоставляется (https://nsidc.org/noaa/ iicwg/iicwg-meetings, см. раздел "IICWG-XXIII, September 2022", пункт "IICWG-XXIII Session Recordings", файл "J_IICWG-XXIII_Session_7_Automated_Processes_The_Science", время доклада на видео: 32 мин 30 с – 50 мин 50 с).

Заключение

В работе рассмотрены особенности данных радиолокационной съёмки, которые усложняют задачу автоматизации ледового картирования для нужд оперативного специализированного гидрометеорологического обеспечения. Сложность заключается в неоднозначностях классификации, возникающих из-за влияния большого числа природных факторов, каждый из которых вносит свой вклад в результирующую удельную эффективную площадь рассеяния льда. Совокупное влияние этих факторов в различных сочетаниях приводит к тому, что разные типы льда могут иметь схожее отображение, и наоборот, один и тот же тип льда может отображаться по-разному в пределах акватории. В таких случаях для достоверного определения типов льда необходимо привлечение специалиста по дешифрированию данных дистанционного зондирования Земли. Другим важным фактором на сегодняшний день выступает недостаточное покрытие арктического региона радиолокационными данными, что не позволяет обеспечивать потребителей необходимой информацией с требуемой регулярностью. Из вышесказанного следует, что необходимо привлечение всех видов спутниковой информации и их комплексный анализ, формализация которого представляется сложной задачей. Вместе с тем для выполнения требований, предъявляемых в настоящее время к системе СГМО, внедрение автоматизированных технологий — одна из первостепенных задач. В случае картирования ледовых условий наиболее важной является автоматизация подготовительного этапа, включающего в себя сбор и предобработку исходных данных. На этапе анализа этих данных автоматизация также необходима, однако важно правильно определить круг задач, решаемых автоматическим способом. При этом экспертный контроль должен оставаться неотъемлемой частью производственной цепочки для обеспечения качества выпускаемой информации. Оптимальным представляется совмещение автоматизированных технологий и экспертного анализа с ведущей ролью эксперта.

Работа выполнена в рамках темы «Мониторинг» (госрегистрация № 122042500031-8).

В работе использовались ледовые карты, составленные в Центре ледовой и гидрометеорологической информации (ЦЛГМИ) ААНИИ, и спутниковые данные, полученные с помощью спутниковой наземной станции Российской научной экспедиции на арх. Шпицберген (РАЭ-Ш) ААНИИ.

Литература

- 1. Арикайнен А. И. Судоходство во льдах Арктики. М.: Транспорт, 1990. 247 с.
- Атлас ледяных образований: метод. пособие / под ред. Смоляницкого В. М. СПб.: ААНИИ, 2018. 230 с.
- 3. *Афанасьева Е. В., Алексеева Т.А., Соколова Ю. В. и др.* Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. № 7. С. 5–20. DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
- 4. *Борен К., Хафмен Д.* Поглощение и рассеяние света малыми частицами / пер. с англ. З. И. Фейзулина, А. Г. Виноградова, Л. А. Аперсяна. М.: Мир, 1986. 664 с.
- 5. *Бушуев А. В., Быченков Ю. Д., Лощилов В. С., Масанов А. Д.* Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО): метод. пособие. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 120 с.
- 6. *Бушуев А. В., Грищенко В. Д., Масанов А. Д.* Дешифрирование морских льдов на радиолокационных спутниковых снимках // Исслед. Земли из космоса. 1985. № 3. С. 9–15.
- 7. *Верба В. С., Неронский Л. Б., Осипов И. Г., Турук В. Э.* Радиолокационные системы землеобзора космического базирования / под ред. Вербы В. С. М.: Радиотехника, 2010. 680 с.
- 8. Захаров А. И., Яковлев О. И., Смирнов В. М. Спутниковый мониторинг Земли: Радиолокационное зондирование поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2022. 248 с.
- 9. Йоханнессен О. М., Александров В. Ю., Фролов И. Е., Сандвен С., Петтерсон Л. Х., Бобылев Л. П., Клостер К., Смирнов В. Г., Миронов Е. У., Бабич Н. Г. Научные исследования в Арктике. Т. 3. Дистанционное зондирование морских льдов на Северном морском пути: изучение и применение. СПб.: Наука, 2007. 512 с.
- 10. Котляков В. М. Избранные сочинения. Кн. 1. Гляциология Антарктиды. М.: Наука, 2000. 432 с.
- 11. Кузьмин П. П. Физические свойства снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1957. 180 с.
- 12. Морской лёд: справоч. пособие / под ред. И.Е. Фролова, В.П. Гаврило. СПб.: Гидрометеоиздат, 1997. 402 с.
- 13. Распоряжение Правительства Российской Федерации от 1 августа 2022 г. № 2115-р. М., 2022. 57 с.
- Руководство пользователя данными дистанционного зондирования Земли, получаемыми космической системой «Кондор-ФКА». М.: ГК «Роскосмос», АО «ВПК «НПО машиностроения», 2023. 112 с.
- Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей: практич. пособие / под ред. Смирнова В. Г. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.

- Bingham A. W., Drinkwater M. R. Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic ice sheet // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2000. V. 38. No. 4. P. 1810–1820. DOI: 10.1109/36.851765.
- Cheng A., Casati B., Tivy A. et al. Accuracy and inter-analyst agreement of visually estimated sea ice concentrations in Canadian Ice Service ice charts using single-polarization RADARSAT-2 // The Cryosphere. 2020. No. 14. P. 1289–1310. DOI: 10.5194/tc-14-1289-2020.
- Dierking W., Busche T. Sea ice monitoring by L-band SAR: An assessment based on literature and comparisons of JERS-1 and ERS-1 imagery // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2006. V. 44. No. 2. P. 957–970. DOI: 10.1109/TGRS.2005.861745.
- 19. *Hallikainen M., Winebrenner D. P.* The physical basis for sea ice remote sensing // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. Book Ser.: Geophysical monograph 68. Washington, DC: American Geophysical Union, 1992. P. 29–46. DOI: 10.1029/GM068p0029.
- Hanesiak J. M., Yackel J. J., Barber D. G. Effect of Melt Ponds on First-Year Sea Ice Ablation Integration of RADARSAT-1 and Thermodynamic Modelling // Canadian J. Remote Sensing. 2001. V. 27. No. 5. P. 433–442. DOI: 10.1080/07038992.2001.10854885.
- 21. *Kwok R*. Identification of sea ice types in spaceborne synthetic aperture radar data // J. Geophysical Research. 1992. V. 97. No. C2. P. 2391–2402. DOI: 10.1029/91JC02652.
- 22. Nghiem S. V., Kwok R., Yueh S. H., Drinkwater M. R. Polarimetric signatures of sea ice: 2. Experimental observations // J. Geophysical Research. 1995. V. 100. No. C7. P. 13681–13698. DOI: 10.1029/95JC00938.
- 23. Onstott R. G. SAR and scatterometer signatures of sea ice // Microwave Remote Sensing of Sea Ice / ed. Carsey F. D. Book Ser.: Geophysical monograph 68. Washington, DC: American Geophysical Union, 1992. P. 73–104. DOI: 10.1029/GM068p0073.
- Sandven S., Johannessen O. M., Miles M. W. et al. Barents Sea seasonal ice zone features and processes from ERS-1 synthetic aperture radar: Seasonal Ice Zone Experiment 1992 // J. Geophysical Research. 1999. V. 104. No. C7. P. 15843–15857. DOI: 10.1029/1998JC900050.
- Scheuchl B., Cumming I., Hajnsek I. Classification of fully polarimetric single- and dual-frequency SAR data of sea ice using the Wishart statistics // Canadian J. Remote Sensing. 2005. V. 31. No. 1. P. 61–72. DOI: 10.5589/m04-060.
- 26. Sea ice nomenclature. WMO sea-ice document No. 259. V. 1: Terminology and codes. Geneva: WMO, 2017.
- 27. Sea-ice information services in the world. WMO sea-ice document No. 574. Geneva: WMO, 2019.
- 28. *Shokr M. E.* Evaluation of second-order texture parameters for sea ice classification from radar images // J. Geophysical Research. 1991. V. 96. No. C6. P. 10625–10640. DOI: 10.1029/91JC00693.
- 29. *Shokr M.*, *Sinha N. K.* Sea ice: physics and remote sensing. Geophysical monograph 209. New Jersey: Wiley, 2015. 624 p.
- 30. The SAR Handbook: Comprehensive Methodologies for Forest Monitoring and Biomass Estimation / eds. A. Flores, K. Herndon, R. Thapa, E. Cherrington. NASA, 2019. 307 p. DOI: 10.25966/nr2c-s697.
- 31. *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.
- 32. *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.
- 33. *Ulaby F. T., Long D. G.* Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing. Univ. Michigan Press, 2014. 984 p.
- 34. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I. Satellite SAR data-based sea ice classification: An overview // Geosciences. 2019. V. 9. Article 152. https://doi.org/10.3390/geosciences9040152.

Problems of using space-borne SAR data in solving the issue of ice charting automation

E. V. Afanasyeva^{1,2}, J. V. Sokolova^{1,2}, V. V. Tikhonov^{2,3,1}, D. M. Ermakov^{2,4}

 ¹ Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg 199397, Russia E-mails: afanasieva@aari.ru, j.sokolova@aari.ru
² Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia E-mails: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru, pldime@gmail.com
³ Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul 656038, Russia

⁴ Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics RAS, Fryazino Branch Fryazino 141190, Moscow Region, Russia

1. 90,000 1.1190, 120,000, 168,000, 168,000

Due to the active development of the Northern Sea Route (NSR), new requirements are being placed on the system of specialized hydrometeorological maintenance for ice shipping in the Arctic. These requirements are expected to be fulfilled, in particular, through the implementation of automated technologies into the system, including algorithms for sea ice classification using various types of remote sensing data. For the needs of operational monitoring, satellite radar imagery is a priority and often the only source of information about the Arctic ice cover. Consequently, a significant part of methods which are currently offered for ice charting automation are based on application of classification algorithms to radar images. Along with advantages, such as independence from weather and sunlight conditions, this type of data has its limitations. Neglect of these limitations can lead to errors in the imagery analysis and, consequently, in planning of maritime operations. In this paper, the factors which complicate automation of sea ice charting using satellite radar imagery analysis are given. From an overview of scientific literature, it is concluded that the optimal option is the combination of expert analysis and automated technics with the dominant role of the expert.

Keywords: sea ice, Northern Sea Route, Arctic shipping, specialized hydrometeorological maintenance, ice charting, space-based radar survey

> Accepted: 23.11.2023 DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-1-9-27

References

- 1. Arikainen A. I., *Sudokhodstvo vo l'dakh Arktiki* (Ice shipping in the Arctic), Moscow: Transport, 1990, 247 p. (in Russian).
- 2. *Atlas ledyanykh obrazovanii* (Atlas of ice formations), Smolyanitsky V. M. (ed.), Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Inst., 2018, 230 p. (in Russian).
- 3. Afanasyeva E. V., Alekseeva T. A., Sokolova Yu. V. et al., AARI methodology for sea ice charts composition, *Russian Arctic*, 2019, No. 7, pp. 5–20 (in Russian), DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071.
- 4. Bohren C. F., Huffman D. R., Absorption and scattering of light by small particles, New York; Chichester; Brisbane; Toronto; Singapore: John Wiley and Sons, 1983, 544 p.
- 5. Bushuev A. V., Bychenkov Yu. D., Loshchilov V. S., Masanov A. D., *Issledovanie ledyanogo pokrova s pomoshch'yu radiolokatsionnykh stantsii bokovogo obzora (RLS BO)* (Exploration of sea ice cover using side-looking radars), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1983, 120 p. (in Russian).
- 6. Bushuev A. V., Grishchenko V. D., Masanov A. D., Interpretation of sea ice in radar satellite imagery, *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 1985, No. 3, pp. 9–15 (in Russian).
- 7. Verba V. S., Neronskii L. B., Osipov I. G., Turuk V. E., *Radiolokatsionnye sistemy zemleobzora kosmicheskogo bazirovaniya* (Space-borne Earth surveillance radar systems), Verba V. S. (ed.), Moscow: Radiotechnika, 2010, 680 p. (in Russian).
- 8. Zakharov A. I., Yakovlev O. I., Smirnov V. M., *Sputnikovyi monitoring Zemli: Radiolokatsionnoe zondirovanie poverkhnosti* (Satellite monitoring of the Earth: Radar remote sensing of surface), Moscow: LENAND, 2022, 248 p. (in Russian).
- 9. Johannessen O. M., Alexandrov V. Yu., Frolov I. Ye., Sandven S., Petterson L. H., Bobylev L. P., Kloster K., Smirnov V. G., Mironov Ye. U., Babich N. G., *Remote Sensing of Sea Ice in the Northern Sea Route: Studies and Applications*, Chichester: Springer Praxis Publ., 2007, 472 p.

- 10. Kotlyakov V. M., *Izbrannye sochineniya*. *Kniga 1. Glyatsiologiya Antarktidy* (Selected works. Vol. 1: Glaciology of Antarctica), Moscow: Nauka, 2000, 432 p. (in Russian).
- 11. Kuzmin P. P., *Fizicheskie svoistva snezhnogo pokrova* (Physical properties of snow cover), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1957, 180 p. (in Russian).
- 12. Morskoi led (Sea ice), I.E. Frolov, V.P. Gavrilo (eds.), Saint Petersburg: Gidrometeoizdat, 1997, 402 p. (in Russian).
- 13. Decree of the Government of the Russian Federation No. 2115-p of August 1, 2022, Moscow, 2022, 57 p. (in Russian).
- 14. *Rukovodstvo pol'zovatelya dannymi distantsionnogo zondirovaniya Zemli, poluchaemymi kosmicheskoi sistemoi "Kondor-FKA"* (User's guide for Earth remote sensing data obtained by the Kondor-FKA space system), Moscow: SC "Roscosmos", JSC "MIC "NPO Mashinostroeniya", 2023, 112 p. (in Russian).
- 15. *Sputnikovye metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morei* (Satellite methods for determining sea ice cover characteristics), Smirnov V.G. (ed.), Saint Petersburg: Arctic and Antarctic Research Inst., 2011, 240 p. (in Russian).
- Bingham A. W., Drinkwater M. R., Recent changes in the microwave scattering properties of the Antarctic ice sheet, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2000, Vol. 38, No. 4, pp. 1810–1820, DOI: 10.1109/36.851765.
- 17. Cheng A., Casati B., Tivy A. et al., Accuracy and inter-analyst agreement of visually estimated sea ice concentrations in Canadian Ice Service ice charts using single-polarization RADARSAT-2, *The Cryosphere*, 2020, No. 14, pp. 1289–1310, DOI: 10.5194/tc-14-1289-2020.
- Dierking W., Busche T., Sea ice monitoring by L-band SAR: An assessment based on literature and comparisons of JERS-1 and ERS-1 imagery, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2006, Vol. 44, No. 2, pp. 957–970, DOI: 10.1109/TGRS.2005.861745.
- Hallikainen M., Winebrenner D. P., The physical basis for sea ice remote sensing, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, F. D. Carsey (ed.), Book Ser.: Geophysical monograph 68, Washington, DC: American Geophysical Union, 1992, pp. 29–46, DOI: 10.1029/GM068p0029.
- Hanesiak J. M., Yackel J. J., Barber D. G., Effect of Melt Ponds on First-Year Sea Ice Ablation Integration of RADARSAT-1 and Thermodynamic Modelling, *Canadian J. Remote Sensing*, 2001, Vol. 27, No. 5, pp. 433–442, DOI: 10.1080/07038992.2001.10854885.
- 21. Kwok R., Identification of sea ice types in spaceborne synthetic aperture radar data, *J. Geophysical Research*, 1992, Vol. 97, No. C2, pp. 2391–2402, DOI: 10.1029/91JC02652.
- 22. Nghiem S. V., Kwok R., Yueh S. H., Drinkwater M. R., Polarimetric signatures of sea ice: 2. Experimental observations, *J. Geophysical Research*, 1995, Vol. 100, No. C7, pp. 13681–13698, DOI: 10.1029/95JC00938.
- 23. Onstott R.G., SAR and scatterometer signatures of sea ice, In: *Microwave Remote Sensing of Sea Ice*, Carsey F.D. (ed.), Book Ser.: Geophysical monograph 68, Washington, DC: American Geophysical Union, 1992, pp. 73–104, DOI: 10.1029/GM068p0073.
- 24. Sandven S., Johannessen O. M., Miles M. W. et al., Barents Sea seasonal ice zone features and processes from ERS-1 synthetic aperture radar: Seasonal Ice Zone Experiment 1992, *J. Geophysical Research*, 1999, Vol. 104, No. C7, pp. 15843–15857, DOI: 10.1029/1998JC900050.
- 25. Scheuchl B., Cumming I., Hajnsek I., Classification of fully polarimetric single- and dual-frequency SAR data of sea ice using the Wishart statistics, *Canadian J. Remote Sensing*, 2005, Vol. 31, No. 1, pp. 61–72, DOI: 10.5589/m04-060.
- 26. Sea ice nomenclature. WMO sea-ice document No. 259. V. 1: Terminology and codes, Geneva: WMO, 2017.
- 27. Sea-ice information services in the world. WMO sea-ice document No. 574, Geneva: WMO, 2019.
- 28. Shokr M. E., Evaluation of second-order texture parameters for sea ice classification from radar images, *J. Geophysical Research*, 1991, Vol. 96, No. C6, pp. 10625–10640, DOI: 10.1029/91JC00693.
- 29. Shokr M., Sinha N.K., Sea ice: physics and remote sensing, Geophysical monograph 209, New Jersey: Wiley, 2015, 624 p.
- 30. *The SAR Handbook: Comprehensive Methodologies for Forest Monitoring and Biomass Estimation*, A. Flores, K. Herndon, R. Thapa, E. Cherrington (eds.), NASA, 2019, 307 p., DOI: 10.25966/nr2c-s697.
- 31. 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, Vol. 59, pp. 123–133, DOI: 10.2528/PIERB14021706.
- 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, Vol. 12, No. 8, pp. 2727–2740, https:// doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018.
- 33. Ulaby F.T., Long D.G., *Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing*, Univ. Michigan Press, 2014, 984 p.
- 34. Zakhvatkina N., Smirnov V., Bychkova I., Satellite SAR data-based sea ice classification: An overview, *Geosciences*, 2019, Vol. 9, Article 152, https://doi.org/10.3390/geosciences9040152.