# Особенности радиолокационного зондирования ледяного покрова при малых углах падения на примере Охотского моря

В. Ю. Караев<sup>1</sup>, М. А. Панфилова<sup>1</sup>, Л. М. Митник<sup>2,1</sup>, М. С. Рябкова<sup>1</sup>, Ю. А. Титченко<sup>1</sup>, Е. М. Мешков<sup>1</sup>, З. В. Андреева<sup>3</sup>, Р. В. Волгутов<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Институт прикладной физики РАН, Нижний Новгород, 603950, Россия E-mail: volody@ipfran.ru

<sup>2</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН Владивосток, 690041, Россия E-mail: mitnik@poi.dvo.ru <sup>3</sup> НИЦ «Падиета» Москод, 121242, Вороид

<sup>3</sup> НИЦ «Планета», Москва, 131242, Россия E-mail: andreeva.planet@gmail.com

В условиях изменяющегося климата актуальной задачей становится мониторинг ледяного покрова. Для мониторинга используются сенсоры, работающие в оптическом, инфракрасном и микроволновом (MB) диапазонах. Современные орбитальные радиометры обеспечивают глобальное покрытие и оперативное получение информации. Из-за влияния атмосферы восстановление параметров поверхности выполняется с погрешностью, поэтому применение радиолокационных систем способно обеспечить повышение точности. В работе рассмотрены результаты зондирования ледяного покрова двухчастотным дождевым радиолокатором DPR (англ. Dual-frequency Precipitation Radar) и многоканальным сканирующим МВ-радиометром GMI (англ. GPM Microwave Imager) со спутника GPM (англ. Global Precipitation Measurement). Показано, что по радиолокационному контрасту «лёд-вода» при малых углах падения надёжно определяется кромка льда. Впервые предложен алгоритм определения сплочённости ледяного покрова по радиолокационным измерениям в Ки-диапазоне (частота 13,6 ГГц) при малых углах падения, который протестирован по измерениям в Охотском море зимой 2016/2017 гг. Выполнено сравнение с данными радиометра AMSR2 (анел. Advanced Microwave Scanning Radiometer), подтвердившее работоспособность алгоритма и целесообразность совместного использования пассивных и активных МВ-измерений при зондировании ледяного покрова.

Ключевые слова: сплочённость ледяного покрова, двухчастотный дождевой радиолокатор, малые углы падения, сечение обратного рассеяния, микроволновые радиометры GMI и AMSR2, алгоритм обработки

Одобрена к печати: 13.10.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-187-202

## Введение

Интерес учёных к свойствам и поведению морского льда обусловлен его влиянием на климат Земли. В климатической системе морской ледяной покров занимает уникальное положение, выступая в качестве ключевого предвестника глобального потепления, что делает интерпретацию данных по морскому льду крайне важной. Это является центральной задачей научного сообщества, занимающегося изучением морских льдов, и развитие дистанционного зондирования делает данную задачу решаемой.

Существующая международная орбитальная группировка спутников позволяет получать данные о состоянии ледяного покрова в полярных районах. Для этого используются датчики, работающие в активном и пассивном режимах в разных диапазонах длин волн и имеющие разное пространственное разрешение.

Данные с высоким пространственным разрешением (от метров – десятков метров) предоставляют радиолокаторы с синтезированной апертурой (PCA) и изображения в видимом и инфракрасном (ИК) диапазонах длин волн (Смирнов, 2011; Microwave..., 1992; Shuchman et al., 2004). Однако эти источники информации из-за объективных ограничений (облачность, полярная ночь или невысокая частота повторения съёмки) не могут служить основой для оперативного получения глобальной информации о состоянии ледяного покрова в полярных районах.

Регулярная информация о состоянии ледяного покрова с низким разрешением (от нескольких километров) может быть получена микроволновыми (MB) радиометрами и скаттерометрами (Кутуза и др., 2016; Тихонов и др., 2015а; Anderson, Long, 2005; Comiso, 2010; Zhang et al., 2019).

Изображения ледовой обстановки, полученные радиолокационной станцией бокового обзора (РЛС БО) Х-диапазона (9,6 ГГц), которая в 1983–2000 гг. устанавливалась на искусственном спутнике земли (ИСЗ) «Космос-1500» и последующих, имели разрешение 1–3 км (Конюхов и др., 2007; Митник, Викторов, 1990). Данные РЛС БО использовались для обеспечения безопасности судоходства в арктических морях. В конце 2021 г. планируется вывод на орбиту РЛС БО «МетеоСар» на космическом аппарате (КА) «Метеор-М» № 2-3 с пространственным разрешением лучше 1 км. Цель запуска — измерение характеристик ледяного покрова в Арктике в интересах судоходства.

В перспективе для оценки ледяного покрова могут использоваться самолёты, совершающие регулярные рейсы (Nekrasov et al., 2020), преимуществом которых оказывается высокое пространственное разрешение вдоль трассы, а серьёзным недостатком — ограниченность контролируемой территории, так как полёты совершаются по заданным маршрутам.

Также сведения о наличии ледяного покрова и его толщине могут быть получены по данным спутникового радиовысотомера, который выполняет измерения при угле падения  $\theta = 0^{\circ}$ с разрешением около 5 км (Клюев, Лебедев, 2018; Lebedev et al., 2019; Patel et al., 2015). К недостаткам измерений следует отнести большой период повторения (не менее 10 сут) и значительное расстояние между соседними треками (~100 км), т.е. «сетка» получается редкой.

### Данные и методы

Все перечисленные выше радиолокаторы, за исключением радиовысотомера, выполняют измерения при средних углах падения. Измерения двухчастотного дождевого радиолокатора (*англ*. Dual-frequency Precipitation Radar — DPR) позволяют оценить возможности мониторинга ледяного покрова из космоса при малых (<19°) углах падения.

Прибор DPR установлен на спутнике GPM (*англ.* Global Precipitation Measurement), выведенном на орбиту Японским агентством аэрокосмических исследований (Japan Aerospace Exploration Agency — JAXA) в 2014 г. (GPM..., 2014). Радиолокатор предназначен для измерения вертикального профиля осадков в полосе обзора шириной ~240 км в Ки-диапазоне (длина волны  $\lambda = 2,2$  см) и ~125 км в Ка-диапазоне ( $\lambda = 0,8$  см) с пространственным разрешением ~5 км. Углы падения  $\theta$  меняются в пределах ±18,3° в Ки-диапазоне и в ±9,1° в Ка-диапазоне. Последний отсчёт по дальности относится к отражению от поверхности. Сечение обратного рассеяния зависит от характеристик подстилающей поверхности.

На спутнике GPM также установлен многоканальный микроволновый радиометр GMI (*англ.* GPM Microwave Imager), работающий в режиме конического сканирования при угле зондирования 48,5° (угол падения  $\theta = 52,8^{\circ}$ ). Радиометр принимает излучение Земли на 13 каналах на вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризациях на частотах 10,65 ГГц (В/Г); 18,7 (В/Г); 23,8 (В); 36,5 (В/Г); 89,0 (В/Г); 165,5 (В/Г); 183,31±3 (В) и 183,31±8 ГГц (В). Ширина полосы обзора составляет ~900 км, а пространственное разрешение меняется от 26 до 6 км (GPM..., 2014).

В пределах элемента разрешения радиометра (зависящего от частоты) могут наблюдаться льды различной сплочённости. Для AMSR2 (*анел*. Advanced Microwave Scanning Radiometer 2, спутниковый микроволновый радиометр) и его предшественника радиометра AMSR-E на спутнике Aqua разработано много алгоритмов определения сплочённости льда C (Comiso, 2010; Melsheimer, 2019; Spreen et al., 2008; также см. обзоры (Заболотских и др., 2019; Тихонов и др., 2015б)). Для радиометра GMI такого алгоритма нет. Учитывая, что частоты радиометров

GMI и AMSR2 совпадают или близки, оценку сплочённости ледяного покрова *C* по данным GMI можно сделать по алгоритмам AMSR2.

В работе в качестве источника информации о сплочённости ледяного покрова использовались ледовые карты Научно-исследовательского центра «Планета» и данные Бременского университета (*нем*. Universität Bremen).

В Росгидромете наиболее универсальной и распространённой формой представления информации о морских льдах в Охотском море служит картографическое изображение (ледовая карта) на основе комплексной обработки спутниковых данных различного пространственного разрешения и разных спектральных диапазонов (видимого, инфракрасного и сверхвысокочастотного) с использованием дополнительных данных. При составлении ледовых карт в качестве дополнительной информации используются:

- 1. Режимные и климатические характеристики ледяного покрова Охотского моря (начало и конец ледообразования, даты таяния и полного очищения ото льда, параметры морских течений (направление и скорость), минимальное и максимальное распространение кромки льда и др.).
- 2. Предшествующая и последующая гидрометеорологическая и синоптическая обстановка над всей акваторией Охотского моря.
- 3. Последовательные спутниковые изображения определённого периода времени для правильного дешифрирования возраста льдов.
- 4. Информация о характеристиках льда (сплочённость, толщина, торосистость, разрушенность льда и др.) с прибрежных гидрометеорологических станций.
- 5. Использование такого параметра, как сумма градусодней мороза, для характеристики лёгких, средних и тяжёлых ледовых условий над акваторией Охотского моря.

Создание ледовых карт по Охотскому морю осуществлялось по спутниковым изображениям с российских и зарубежных космических аппаратов. Для построения ледовых карт по российским КА в осенне-зимний и летний периоды использовались изображения: МСУ (многозональное сканирующее устройство) и КМСС (комплекс многозональной спутниковой съёмки) на спутниках «Метеор-М» № 2 и «Метеор-М» № 2-2 и ПСС/МСС (панхроматическая и многозональная съёмочные системы) на спутнике «Канопус-В-ИК».

Для анализа ледовой обстановки по зарубежным КА (с середины октября до начала мая) привлекались ИК-изображения: MODIS (*англ*. Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) на спутниках Terra и Aqua (каналы 20, 31, 32) и NOAA/AVHRR (NOAA — National Oceanic and Atmospheric Administration, Haциональное управление океанических и атмосферных исследований; AVHRR — *англ*. Advanced Very-High-Resolution Radiometer) — RGB (каналы 3, 4, 5). В качестве радиолокационных (РЛ) изображений применялись данные SAR (*англ*. Synthetic Aperture Radar — радар с синтезированной апертурой) на спутнике Sentinel-1B. В летний период (с начала мая до начала июля) однолетние льды разной толщины на ИК-изображениях практически не распознаются, вследствие этого использовался видимый диапазон сенсоров MODIS на спутниках Terra и Aqua и NOAA/AVHRR — RGB (каналы 1, 2, 4).

Ледовая обстановка в Охотском море динамична, поэтому использовались спутниковые снимки высокого разрешения с российских КА серий «Метеор-М», «Канопус-В» и «Ресурс-П» за конкретную дату. При благоприятных погодных условиях и достаточной естественной освещённости с помощью этой информации можно было рассматривать высокодетальные снимки ледяного покрова, выявлять разнообразные виды льда и динамические структуры в конкретных акваториях Охотского моря (заливы, губы, проливы).

Рабочая группа по дистанционному зондированию полярных регионов, возглавляемая доктором Гюнтером Сприном (Gunnar Spreen), входит в состав факультета «Дистанционное зондирование» (англ. Remote Sensing) Института физики окружающей среды Бременского университета (Германия) (англ. Institute of Environmental Physics — IUP, University of Bremen). Научный коллектив обладает многолетним опытом определения площади, типа и толщины ледяного покрова с помощью пассивных микроволновых радиометров, таких как AMSR-E/2, AMSU (англ. Advanced Microwave Sounding Unit), SMAP (англ. Soil Moisture Active Passive)

и SMOS (*англ*. Soil Moisture and Ocean Salinity). В последние годы всё большее внимание уделяется дистанционному зондированию снежниц на морском льду с помощью оптических датчиков, таких как MERIS (*англ*. Medium Resolution Imaging Spectrometer), MODIS, VIIRS (*англ*. Visible Infrared Imaging Radiometer Suite) и OLCI (*англ*. Ocean and Land Colour Instrument) на Sentinel-3.

С августа 2015 г. молодёжная исследовательская группа Remote Sensing of Sea Ice расширяет область проводимых исследований, например измеряет сплочённость морского льда с высоким разрешением. Кроме того, разработаны методы для определения сплочённости морского льда по данным радиолокатора с синтезированной апертурой в сочетании с альтиметрией или для оценки высоты снежного покрова на морском льду с помощью пассивных микроволновых радиометров. Ещё одно направление исследований — динамика морского льда: наблюдение за изменениями динамики льда за последние десятилетия и определение топографии морского льда на основе интерферометрических данных PCA. На сайте Бременского университета (https://seaice.uni-bremen.de/sea-ice-concentration/amsre-amsr2/) выкладываются построенные карты ледяного покрова, находящиеся в свободном доступе.

### Особенности обратного рассеяния при малых углах падения

Определение сплочённости ледяного покрова в Арктике и Антарктике осуществляется преимущественно по яркостной температуре, принятой МВ-радиометрами из космоса (Comiso, 2010). Из-за изменчивости коэффициентов излучения льда и воздействия водяного пара, облачности и осадков, влияющих на поглощение и излучение атмосферы и на регистрируемую радиометром яркостную температуру, оценка сплочённости затруднена.

Для DPR ситуация также неоднозначна, поскольку по величине сечения обратного рассеяния  $\sigma_0$  на одной поляризации и при одном угле падения при  $\theta < 19^{\circ}$  тип отражающей поверхности не всегда уверенно идентифицируется.

Анализ для пресноводного (Караев и др., 2017, 2018; Кагаеv et al., 2018а) и морского (Панфилова и др., 2018; Шиков и др., 2019; Кагаеv et al., 2018б; Panfilova et al., 2019) льда, например, показал, что зависимости сечения обратного рассеяния  $\sigma_0$  от угла падения  $\theta$  для воды и льда принципиально различны. Этот эффект используется в разработанных алгоритмах.



*Рис. 1.* Характерный вид зависимости сечения обратного рассеяния от угла падения для водной поверхности (*a*) и ледяного покрова (б) в Ки-диапазоне

При движении дождевого радиолокатора происходит сканирование по углу падения в направлении, перпендикулярном направлению полёта (GPM..., 2014). На *рис.* 1 приведены типичные зависимости сечения обратного рассеяния в Ки-диапазоне от угла падения для водной поверхности при скорости ветра на высоте 10 м  $U_{10} = 5-7$  м/с и сплошного ледяного покрова зимой. Звёздочками разного цвета показаны сечения обратного рассеяния для нескольких последовательных сканов. Расстояние между сканами составляет ~5 км, что примерно равно размеру рассеивающей площадки.

Был разработан алгоритм, который позволяет классифицировать тип отражающей поверхности по коэффициенту эксцесса угловой зависимости (Панфилова и др., 2018; Шиков и др., 2019; Panfilova et al., 2019). Для морской поверхности коэффициент эксцесса близок к нулю и принимает большие значения для ледяного покрова. Разработан также оригинальный метод, с помощью которого можно точно определить границу «лёд – вода». Алгоритм позволяет провести «картографирование» ледяного покрова и вычислить его площадь в пределах полосы обзора DPR в предположении, что сплочённость *C* равна 1 (100 %).

В настоящей статье впервые рассматривается влияние сплочённости ледяного покрова на сечение обратного рассеяния при малых углах падения и обсуждается работоспособность алгоритма вычисления сплочённости по данным дождевого радиолокатора в Ки-диапазоне.

#### Сплочённость ледяного покрова по данным DPR

Пространственное разрешение дождевого радиолокатора составляет ~5 км, и в элементе разрешения (пикселе) одновременно могут оказаться лёд и вода. В этом случае  $\sigma_0$  можно представить в виде суммы сечения обратного рассеяния ледяного покрова  $\sigma_{0i}$  и сечения обратного рассеяния воды  $\sigma_{0w}$ :

$$\sigma_0 = S_i \sigma_{0i} + (1 - S_i) \sigma_{0w},\tag{1}$$

где  $S_i$  — процент площади рассеивающей площадки, покрытой льдом, или сплочённость ледяного покрова *С*. В результате формула для сплочённости имеет следующий вид:

$$C = \frac{\sigma_{0w} - \sigma_0}{\sigma_{0w} - \sigma_{0i}}.$$
(2)

Для использования формулы (2), как и для MB-радиометра, необходимы точки привязки: значения сечения обратного рассеяния для воды  $\sigma_{0w}$  и для льда  $\sigma_{0i}$ .

### Сплочённость ледяного покрова по данным GMI

Для вычисления сплочённости ледяного покрова по данным радиометра GMI за основу взят алгоритм ARTIST Sea Ice (Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study), ASI, разработанный для радиометра AMSR-E на спутнике Aqua (Spreen et al., 2008). В алгоритме используется поляризационная разность яркостной температуры  $T_{\rm s}$  на вертикальной (В) и горизонтальной (Г) поляризации  $P = T_{\rm g}(89\text{B}) - T_{\rm g}(89\Gamma)$  на частоте f = 89 ГГц. Значения P для различных типов однолетнего льда близки и заметно отличаются от поляризационной разницы «открытой» морской поверхности, так как коэффициент излучения льда  $\varkappa_{\rm n}$  выше  $\varkappa_{\rm b}$  солёной воды из-за различия диэлектрической проницаемости (Spreen et al., 2008).

При спутниковых измерениях над водой поляризационная разность *P* зависит от изменчивости шероховатости поверхности (от скорости приводного ветра), влияющей на коэффициент излучения, и вариаций поглощения в атмосфере (от содержания в толще атмосферы мелких и крупных капель и водяного пара). При измерениях надо льдом вариации  $P_{\pi}$  определяются не только поглощением и излучением атмосферы, но и изменчивостью коэффициента излучения льда на В- и Г-поляризации. Путём обобщения экспериментальных данных для Арктического региона были получены значения  $P_{\mu} = 47$  К и  $P_{\pi} = 11,7$  К, обеспечивающие минимальный разброс восстановленных значений сплочённости (Spreen et al., 2008). В этом случае формула для сплочённости льда имеет следующий вид:

$$C = 1,64 \cdot 10^{-5} P^3 - 0,0016 P^2 + 0,0192 P + 0,9710.$$
(3)

Ежедневные глобальные и региональные карты сплочённости льда по данным радиометра AMSR2, построенные с использованием последней версии алгоритма A SI (Melsheimer, 2019), размещаются на сайте Бременского университета.

Для «грубой» классификации можно использовать дополнительные фильтры, которые разделяют свободную ото льда морскую поверхность и ледяной покров разной сплочённости (см. например, работу (Cavalieri et al., 1995)):

$$GR(36,5/18,7) = \frac{T_{g}(36,5B) - T_{g}(18,7B)}{T_{g}(36,5B) + T_{g}(18,7B)},$$
(4)

где в круглых скобках указана частота. Предлагается считать (Spreen, 2004), что если  $GR(36,5/18,7) \ge 0,045$ , то это «открытая» вода (низкая сплочённость льда) и C = 0. В противоположном случае на морской поверхности присутствует ледяной покров с неизвестной сплочённостью. Задав сплочённость C = 1 для значения меньше 0,045, получим критерий деления морской поверхности на два состояния: лёд и вода.

## Формирование ледяного покрова (осенний лёд, ноябрь 2016 г.)

Рассмотрим изменчивость характеристик рассеяния различных типов морского льда при вариациях сплочённости. Анализ результатов зондирования DPR был выполнен для западной части Охотского моря, для которой имелись близкие по времени видимые и инфракрасные изображения спектрорадиометра MODIS с разрешением 1×1 км. При малооблачных ситуациях сечение обратного рассеяния можно сопоставлять с ледяным покровом на изображениях MODIS, где лёд уверенно определяется вследствие различия альбедо поверхности льда и моря.



Рис. 2. Видимое изображение MODIS 29 ноября 2016 г. в 01:22 UTC с маской льда (красный цвет) (*a*); карта сплочённости льда (цветовая шкала в процентах) по данным Бременского университета за 29 ноября 2016 г. (*b*); фрагмент карты-схемы ледовой обстановки НИЦ «Планета» за 26–28 ноября 2016 г. (*b*): синий цвет — нилас, оранжевый — серый лёд, фиолетовый — серо-белый лёд

На *puc. 2a* приведено видимое изображение MODIS с измеренным/восстановленным ледяным покровом (красный цвет) за 29 ноября 2016 г. (https://worldview.earthdata.nasa.gov).

Хорошо видна территория суши, о. Сахалин, облака над северо-западной частью Охотского моря, тёмная поверхность Японского моря у побережья Приморья. Измерения AMSR2, по которым в Бременском университете построена карта сплочённости льда (*puc. 26*), существенно дополняют данные MODIS. В конце ноября значительные площади моря были покрыты начальными типами льда, сплочённость которых определяется с большими погрешностями (Заболотских, 2019; Заболотских и др., 2019). Экспертные оценки позволяют классифицировать тонкие льды и определить их сплочённость, что отражено на карте НИЦ «Планета» (*puc. 2в*). На карте синим цветом показан нилас с C = 0,9-1. Полоса ниласа примыкает к восточному побережью Сахалина. Толщина ниласа —  $d \le 10$  см. Серый лёд (d = 10-15 см) показан оранжевым цветом, а серо-белый лёд (d = 15-30 см) — фиолетовым.

Значения  $\sigma_{0w}$  над морем юго-восточнее Сахалина больше, чем  $\sigma_{0i}$  над льдом, за исключением зондирования в надир. Чёрной кривой на радиолокационном изображении (*puc. 3a*) примерно соответствуют прямые на *puc. 3б–г*.



Рис. 3. Радиолокационное изображение в Ки-диапазоне (*a*); яркостная температура на вертикальной поляризации (*б*) и поляризационная разность (*в*) на частоте 36,5 ГГц; скорость приводного ветра (*г*) по данным GPM в 11:10 UTC 29 ноября 2016 г.

Контраст льда на фоне моря высокий: яркостная температура льда  $T_{gn}(36B) \ge 225-230$  К, что на 25-30 К больше яркостной температуры воды  $T_{gB}(36B)$  при скорости ветра меньше 10 м/с. Ледяной покров хорошо виден и в поле поляризационной разницы: значения  $P \approx 20-35$  К (см. *рис. 3г*). Вариации скорости ветра, а также водозапаса облаков Q и паросодержания атмосферы V влияют на поляризационную разность P, а следовательно, на погрешность оценки сплочённости льда. Скорость ветра, а также Q и V были восстановлены по алгоритму, представленному его разработчиками Л. М. Митником и М.Л. Митник (Митник, Митник, 2011; Mitnik et al., 2009).

Рассмотрим вариации сечения обратного рассеяния и яркостной температуры вдоль кривой на *рис. За* при угле падения  $\theta = 12,1^{\circ}$ . На *рис. 4* (см. с. 194) построено сечение вдоль трека (чёрная кривая с *рис. За*): по оси *X* — долгота, по оси *Y* — сечение обратного рассеяния в децибелах (кривая 1), яркостная температура на частоте 10,6 ГГц (кривая 2 — В-поляризация и кривая 3 — Г-поляризация). Сечение начинается на берегу (примерно до 139° в.д.), затем пересекает дрейфующий лёд различной сплочённости и продолжается в открытом море с переменной скоростью ветра. Из сравнения с *рис. 3* следует, что уменьшение сечения обратного рассеяния в интервале примерно от 142,4 до 144° в.д. соответствует ледяному покрову.

На низких частотах наблюдается значительный контраст яркостной температуры между льдом и водой, что позволяет определять переход от сплошного ледяного покрова к прикромочной ледовой зоне, где значения C уменьшаются, и к открытой воде. Это хорошо видно на *рис.* 4, где показана зависимость яркостной температуры от долготы на вертикальной (кривая 2) и горизонтальной (кривая 3) поляризации на частоте 10,6 ГГц.



*Рис. 4.* Зависимость сечения обратного рассеяния от долготы (чёрная кривая на *рис. 3a*) — кривая 1; зависимость яркостной температуры от долготы на частоте 10,6 ГГц: кривая 2 — вертикальная поляризация, кривая 3 — горизонтальная поляризация

Начало сечения находится на суше (~136–139° в.д.), где яркостные температуры на Ви Г-поляризациях близки. После 144,4° в.д. сечение проходит по морской поверхности, где наблюдается большая поляризационная разность. По поляризационной разности надо льдом и морем можно примерно оценить сплочённость ледяного покрова, так как именно составляющие этой разности определяют яркость элемента разрешения.

Применение низких частот ( $f \le 10-12$  ГГц) ограничено из-за плохого пространственного разрешения. Так, на f = 10,6 ГГц разрешение составляет ~26 км (больше пяти пикселов дождевого радиолокатора). Для получения детальной информации о ледяном покрове используют измерения на частоте 90 ГГц (разрешение 6 км) и применяют другие алгоритмы (см., например, работы (Заболотских, 2019; Spreen et al., 2008)).

На *рис.* 5 приведены разрезы  $T_{\rm g}$  на f = 89 ГГц на вертикальной (1) и горизонтальной (2) поляризациях, которые характеризуются большей изменчивостью, чем на f = 10,6 ГГц, что обусловлено вариациями сплочённости льда меньшего масштаба и пересечением гряд обла-ков (см. *рис.* 2). При переходе на лёд восточнее 139° в.д. значения  $T_{\rm g}(89B)$  быстро растут. Над морем восточнее 147° в.д. на вертикальной поляризации и особенно на горизонтальной на-блюдаются узкие выбросы яркостной температуры, что вызвано пересечением облачных полос. Дальше будет видно, что это окажет влияние на работу алгоритма.



*Рис. 5.* Зависимость яркостной температуры от долготы на частоте 89 ГГц: кривая 1 — вертикальная поляризация, кривая 2 — горизонтальная поляризация

Сравним работу алгоритмов определения сплочённости ледяного покрова по данным радиометра (частота 89 ГГц) и по данным дождевого радиолокатора (Ки-диапазон). На *рис. 6* (см. с. 195) приведены результаты обработки разными алгоритмами. Жирная (жёлтая) кривая показывает результат работы фильтра, который определяет тип рассеивающей поверхности: «есть/нет» ледяной покров (формула (4)).



*Рис. 6.* Пример работы алгоритмов классификации типа рассеивающей поверхности (жирная жёлтая кривая) и сплочённости ледяного покрова: кривая 1 (красная) вычислена по радиометрическим данным (формула (4)), кривая 2 (синяя) — по радиолокационным данным (формула (2))

Кривая 1 (красная) показывает сплочённость ледяного покрова по данным радиометра (формула (3)). Кривая 2 (синяя) — сплочённость вычислена по данным дождевого радиолокатора (формула (2)). Для вычисления использовались следующие значения сечения обратного рассеяния:  $\sigma_{0i} = -5 \text{ дБ и } \sigma_{0w} = 6 \text{ дБ (угол падения 12,1°).}$ 

Из рисунка видно, что границам ледяного покрова (формула (4)) неплохо соответствует сплочённость ледяного покрова по радиолокационным данным. Для «радиометрического» алгоритма наблюдаются сильные флуктуации, что обусловлено состоянием атмосферы восточнее 147° в.д.

Недостаток алгоритма определения сплочённости по радиолокационным данным заключается в том, что нет деления по типу рассеивающей поверхности («суша – лёд»), поэтому для суши также вычисляется «сплочённость» (см. *рис. 6* западнее 139° в.д.). Однако эта проблема легко решается за счёт использования карты (маски суши) при обработке.

Надо отметить, что сравнение идёт не с данными контактных измерений, а с результатами применения других алгоритмов. В работе (Заболотских, 2019) отмечается, что погрешности алгоритмов, использующих данные радиометров, максимальны (50 % и более) в сезон летнего таяния и осеннего замерзания, а также при оценке сплочённости начальных форм льда и молодых льдов. Без подспутниковых измерений сравнение оказывается «качественным» и не позволяет говорить о преимуществах одного алгоритма над другим.

Как и в случае с радиометрическими данными, работа алгоритма определения сплочённости ледяного покрова по радиолокационным данным зависит от выбора точек привязки. Первые оценки показали, что алгоритм достаточно устойчив, так как существует большая разность сечения обратного рассеяния льда и воды при малых углах падения. Требуются дальнейшие исследования для всего интервала углов падения.

### Зимний ледяной покров (февраль 2017 г.)

Продолжим анализ связи сечения обратного рассеяния и яркостной температуры по данным GPM со сплочённостью льда зимой на примере измерений 26 февраля 2017 г. На *рис.* 7 (см. с. 196) приведены: видимое изображение MODIS, карта сплочённости льда по данным Бременского университета и карта-схема ледовой обстановки — продукт НИЦ «Планета».

На карте-схеме ледовой обстановки за 26–28 февраля (см. *рис. 7в*) зелёным цветом показан тонкий лёд (толщина 30–70 см), фиолетовым — серо-белый лёд (15–30 см), коричневым — серый лёд (10–15 см) и тёмно-синим — нилас (до 10 см).

На *рис. 8* (см. с. 196) приведены радиолокационное изображение в Ки-диапазоне (см. *рис. 8a*), яркостная температура на f = 10,65 ГГц на Г-поляризации (см. *рис. 86*) и на f = 36,5 ГГц на В-поляризации (см. *рис. 8e*) и поляризационная разность на 36,5 ГГц по данным GPM за 26 февраля 2017 г. На РЛ-изображении (см. *рис. 8a*) можно легко различить

ледяной покров и открытую морскую поверхность. При нулевом угле падения сечение рассеяния надо льдом резко увеличивается и область высоких значений  $\sigma_0$  узкая (см. *рис. 16*). Для морской поверхности зависимость  $\sigma_0$  от угла падения более плавная (см. *рис. 1а*). Яркая узкая полоса в центре изображения свидетельствует о наличии ледяного покрова. Снижение яркости центральной полосы может быть вызвано уменьшением его сплочённости.



Рис. 7. Карта ледяного покрова в Охотском море: *a* — на изображении MODIS 26 февраля 2017 г. в 01:17 UTC красным цветом показана область льда; *б* — данные Бременского университета показывают сплочённость ледяного покрова 26 февраля 2017 г. На карте-схеме ледовой обстановки НИЦ «Планета» (*в*) дана классификация ледяного покрова (26–28 февраля 2017 г.)



Рис. 8. Радиолокационное изображение в Ки-диапазоне (*a*); яркостная температура на частоте 10,65 ГГц на Г-поляризации (*б*) и 36,5 ГГц на В-поляризации (*в*) и поляризационная разность на частоте 36,5 ГГц (*г*) по измерениям GPM в 09:00 UTC 26 февраля 2017 г.

Кратко повторим анализ для зимы. На *рис. 9* (см. с. 197) кривая 1 (чёрная) показывает сечение радиолокационного изображения при угле падения 9,8° (выше центра полосы — чёрная кривая на *рис. 8a*). Переход «лёд – вода» хорошо прослеживается по сечению обратного рассеяния. Кривые 2 и 3 построены для яркостной температуры на частоте 89 ГГц: кривая 1 — В-поляризация и кривая 2 — Г-поляризация.

Из рисунка видно, что сечение начинается на суше (западнее 140° в.д.). Вблизи побережья идёт короткий участок ледяного покрова с низкой сплочённостью (см. *рис.* 7), и потом начинается ледяной покров, сплочённость которого уменьшается восточнее 146 в.д. и переходит в открытую морскую поверхность.

На *рис. 10* (см. с. 197) приведены результаты обработки. Жирная (жёлтая) кривая показывает результат работы фильтра, который определяет тип рассеивающей поверхности: «есть/нет»

ледяной покров. Кривая 1 (красная) показывает сплочённость ледяного покрова по данным радиометра. Кривая 2 (синяя) — сплочённость вычислена по данным дождевого радиолокатора. Для вычисления использовались следующие значения сечения обратного рассеяния:  $\sigma_{0i} = -2 \, \text{дБ} \, \text{и} \, \sigma_{0w} = 8 \, \text{дБ}$  (угол падения 9,8°).



Рис. 9. Зависимость сечения обратного рассеяния (кривая 1, угол падения 9,8°) и яркостной температуры на частоте 89 ГГц на В-поляризации (кривая 2) и Г-поляризации (кривая 3) от долготы



*Рис. 10.* Пример работы алгоритмов классификации типа рассеивающей поверхности (жирная жёлтая кривая) и сплочённости ледяного покрова: кривая 1 (красная) вычислена по радиометрическим данным, кривая 2 (синяя) — по радиолокационным данным.

Таким образом, первые результаты обработки данных показали, что при использовании точек привязки (лёд/вода) можно оценить сплочённость ледяного покрова по данным дождевого радиолокатора в Ки-диапазоне.

Выполненное исследование стало первым шагом в разработке алгоритма измерения сплочённости ледяного покрова по сечению обратного рассеяния при малых углах падения (<19°). В ходе дальнейших исследований планируется исследовать эффективность алгоритмов для всех углов падения (0–18°) в Ки-диапазоне и (0–9°) в Ка-диапазоне.

### Заключение

Оперативный мониторинг ледяного покрова становится актуальной задачей, так как позволяет следить за глобальными изменениями климата Земли. Для её решения привлекается информация, собираемая разнообразной аппаратурой, установленной на спутниках. С 2014 г. на орбите находится спутник миссии GPM, на борту которого установлены двухчастотный дождевой радиолокатор и многочастотный микроволновый радиометр. Уникальность орбитального радиолокатора обусловлена тем, что впервые измерения над ледяным покровом выполняются при малых углах падения (<19°) в Ки-диапазоне. В работе приведены результаты обработки данных GPM и рассмотрено влияние ледяного покрова на сечение обратного рассеяния при малых углах падения. Впервые разработан алгоритм определения сплочённости ледяного покрова C по сечению обратного рассеяния при малых углах падения. Для проверки работоспособности использовались данные многоканального микроволнового радиометра GMI, которые обрабатывались по известным алгоритмам. Результаты обработки показали, что алгоритм, использующий значения  $\sigma_0$ , отслеживает переход «вода – лёд» и позволяет оценить сплочённость льда. Расхождение «радиолокационного» и «радиометрического» алгоритмов определения сплочённости требует проведения дальнейших исследований и привлечения сопутствующих дистанционных и контактных измерений.

Выполненное исследование — первый шаг в разработке алгоритма измерения сплочённости ледяного покрова по сечению обратного рассеяния при малых углах падения (<19°). В ходе дальнейших исследований планируется оценить эффективность алгоритмов определения сплочённости ледяного покрова для всех углов падения (0–18°) в Ки-диапазоне и (0–9°) в Ка-диапазоне. Предстоит решить задачу повышения точности определения точек привязки с использованием угловых зависимостей для морской поверхности и ледяного покрова.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект № 20-17-00179). Данные GPM были предоставлены в рамках исследовательского проекта с JAXA (PI N ER2GPN108).

### Литература

- 1. Заболотских Е. В. Обзор методов восстановления параметров ледяного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров // Изв. Российской акад. наук. Физика атмосферы и океана. 2019. Т. 55. № 1. С. 128–151. DOI: https://doi.org/10.31857/S0002-3515531128-151.
- 2. Заболотских Е. В., Балашова Е. А., Шапрон Б. Усовершенствованный метод восстановления сплочённости морского льда по данным спутниковых микроволновых измерений вблизи 90 ГГц // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 4. С. 233–243. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243.
- 3. *Караев В. Ю., Панфилова М. А., Титченко Ю. А., Мешков Е. М., Баландина Г. Н., Андреева З. В.* Первые результаты мониторинга формирования и разрушения ледяного покрова в зимний период 2014–2015 гг. на озере Ильмень по данным двухчастотного дождевого радиолокатора // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 3. С. 30–39. DOI: 10.7868/S0205961417030046.
- 4. Караев В. Ю., Панфилова М.А., Мешков Е. М., Баландина Г. Н., Андреева З. В., Максимов А. А. Использование данных двухчастотного дождевого радиолокатора для мониторинга формирования и разрушения ледяного покрова на озере Байкал в осенне-зимний период 2015/2016 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 1. С. 206–220. DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-206-220.
- 5. *Клюев П. В., Лебедев С.А.* Исследование ледового покрова Рыбинского водохранилища // Вестн. Тверского гос. ун-та. Сер. «География и Геоэкология». 2018. № 3. С. 66–78. DOI: https://doi. org/10.26456/2226-7719-2018-3-66-78.
- 6. *Конюхов С. Н., Драновский В. И., Цымбал В. Н.* Радиолокационные методы и средства оперативного дистанционного зондирования Земли с аэрокосмических носителей. Киев: ООО АНТЦ «Авиадиагностика», 2007. 440 с.
- 7. *Кутуза Б. Г., Данилычев М. И., Яковлев О. И.* Спутниковый мониторинг Земли. Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности. М.: ЛЕНАНД, 2016. 336 с.
- 8. Митник Л. М., Викторов С. В. Радиолокация поверхности Земли из космоса. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 200 с.
- 9. *Митник Л. М., Митник М. Л.* Алгоритм восстановления скорости приводного ветра по измерениям микроволнового радиометра AMSR-E со спутника Aqua // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 6. С. 34–44.
- Панфилова М.А., Шиков А.П., Понур К.А., Виноградов И.Д., Рябкова М.С., Караев В.Ю. Картографирование ледяного покрова по данным двухчастотного дождевого радиолокатора на примере Охотского моря // 16-я Всероссийская открытая конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса»: сб. тез. Москва, 12–16 нояб. 2018. М.: ИКИ РАН, 2018. С. 310. DOI: 10.21046/2070-16DZZconf-2018a.

- 11. Смирнов В. Г. Спутниковые методы определения характеристик ледяного покрова морей. СПб.: ААНИИ, 2011. 240 с.
- 12. Тихонов В. В., Раев М. Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н.Ю. (2015а) Мониторинг морского льда полярных регионов с использованием спутниковой микроволновой радиометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 5. С. 150–169.
- 13. Тихонов В. В., Репина И. А., Раев М. Д., Шарков Е. А., Боярский Д. А., Комарова Н. Ю. (20156) Комплексный алгоритм определения ледовых условий в полярных регионах по данным спутниковой микроволновой радиометрии (VASIA2) // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 78–93.
- 14. Шиков А. П., Панфилова М.А., Караев В.Ю. Использование данных двухчастотного радиолокатора и радиометра на спутнике GPM для детектирования ледяного покрова на поверхности моря // Материалы Семнадцатой Всероссийской открытой конф. «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». 11–15 нояб. 2019. М.: ИКИ РАН, 2019. С. 352. DOI: 10.21046/17DZZconf-2019а.
- 15. Anderson H.S., Long D.G. Sea ice mapping method for Seawinds // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2005. V. 43. No. 3. P. 647–657.
- 16. *Cavalieri D. J., Germain K. M. S., Swift C. T.* Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with the DMSP SSM/I // J. Glaciology. 1995. V. 41. Iss. 139. P. 455–464.
- 17. Comiso J. Polar Oceans from Space. N.Y.; L.: Springer, 2010. 513 p.
- 18. GPM Data Utilization Handbook. First Edition / JAXA. 2014. 92 p.
- Karaev V., Panfilova M., Titchenko Yu., Meshkov Eu., Balandina G., Andreeva Z. (2018a) Monitoring of Inland Waters by the Dual-frequency Precipitation Radar: the First Results // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote sensing (J-STARS). 2018. V. 11. No. 11. P. 4364–4372. DOI: 10.1109/JSTARS.2018.2874697.
- Karaev V., Panfilova M., Meshkov Eu., Ryabkova M. (2018b) Observation of the Ice cover in the Okhotsk sea by Dual-frequency precipitation radar // 25 Years of Progress in Radar Altimetry Symp.: Book of abstr. 24–29 Sept. 2018, Ponta Delgada, São Miguel Island, Azores Archipelago, Portugal. 2018. P. 191–192.
- 21. *Lebedev S. A., Kostianoy A. G., Popov S. K.* Satellite Altimetry of Sea Level and Ice Cover in the Barents Sea // Ecologica Montenegrina. 2019. V. 25. P. 26–35. DOI: 10.37828/em.2019.25.3.
- 22. *Melsheimer C*. ASI Version 5 Sea Ice Concentration: User Guide. Version V0.9.2 / Inst. Environmental Physics, Univ. Bremen. 2019. 10 p.
- 23. Microwave Remote Sensing of Sea Ice (Geophysical Monograph 68) / ed. Carsey F.D. Washington, DC: American Geophysical Union, 1992. 462 p.
- 24. *Mitnik L. M.*, *Mitnik M. L.*, *Zabolotskikh E. V.* Microwave sensing of the atmosphere-ocean system with ADEOS-II AMSR and Aqua AMSR-E // J. Remote Sensing Society Japan. 2009. V. 29. No. 1. P. 156–165.
- 25. Nekrasov A., Khachaturian A., Abramov E., Kurdel P., Gamcová M., Gamec J., Bogachev M. On sea ice/water discrimination by airborne weather radar // IEEE Access. 2020. V. 8. P. 120916–120922.
- Panfilova M., Shikov A., Andreeva Z., Volgutov R., Karaev V. On the problem of sea ice detection at low incidence angles using microwave radar data // CFOSAT Science Team Meeting: Book of abstr. 23–26 Sept. 2019, Nanjing. 2019. URL: https://cfosat-st.sciencesconf.org/286166.
- Patel A., Paden J., Leuschen C., Kwok R., Gomez-Garcia D., Panzer B., Davidson W.J., Gogineni S. Fineresolution radar altimeter measurements on land and sea ice // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 53. No. 5. P. 2547–2564. DOI: 10.1109/TGRS.2014.2361641.
- 28. Shuchman R.A., Onstott R.G., Johannesen O.M., Sandven S., Johannesen J.A. Process at the ice edge The Arctic // SAR Marine User's Manual. 2004. P. 373–395. DOI: 10.1029/2005JC003384.
- 29. *Spreen G.* Meereisfernerkundung mit dem satellitengestutzten Mikrowellenradiometer AMSR(-E) Bestimmung der Eiskonzentration und Eiskante unter Verwendung der 89 GHz-Kanale: Diplomarbeit (master's thesis) / Univ. Hamburg, Univ. Bremen. Bremen, Germany, 2004. 139 p.
- 30. Spreen G., Kaleshke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // J. Geophysical Research. 2008. V. 113. Iss. C2. Art. No. C02S03. DOI: 10.1029/2005JC003384.
- Zhang Z., Yu Y., Li X., Hui F., Cheng X., Chen Z. Arctic sea ice classification using microwave scatterometer and radiometer data during 2002–2017 // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2019. V. 57. Iss. 8. P. 5319–5328. DOI:10.1109/TGRS.2019.2898872.

# Features of radar probing of ice cover at small incidence angles by the example of the Okhotsk Sea

V. Yu. Karaev<sup>1</sup>, M. A. Panfilova<sup>1</sup>, L. M. Mitnik<sup>2, 1</sup>, M. S. Ryabkova<sup>1</sup>, Yu. A. Titchenko<sup>1</sup>, E. M. Meshkov<sup>1</sup>, Z. V. Andreeva<sup>3</sup>, R. V. Volgutov<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia E-mail: volody@ipfran.ru

<sup>2</sup> V. I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok 690041, Russia E-mail: mitnik@poi.dvo.ru

<sup>3</sup> State Research Center for Space Hydrometeorology "Planeta", Moscow 131242, Russia E-mail: andreeva.planet@gmail.com

In a changing climate, monitoring the ice cover is an urgent task. For monitoring, sensors are used that operate in the optical, IR and microwave (MW) ranges. Modern orbital radiometers provide global coverage and prompt information acquisition. Due to the influence of the atmosphere, the restoration of surface parameters is performed with an error and the use of radar systems can provide an increase in accuracy. The paper considers the results of sounding the ice cover with a dual-frequency precipitation radar DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) and a multichannel scanning MW radiometer GMI from the Global Precipitation Measurement (GPM) satellite. It is shown that the ice edge is reliably determined by the ice-water radar contrast at small angles of incidence. For the first time, an algorithm was developed for determining the ice concentration by radar measurements in the Ku-band (frequency 13.6 GHz) at small incidence angles, which was tested using measurements in the Sea of Okhotsk in the winter of 2016–2017. A comparison with the data of the AMSR2 radiometer has been carried out, which has confirmed the operability of the algorithm and the rationale of a combined use of passive and active MW measurements when probing the ice cover.

**Keywords:** ice concentration, dual-frequency precipitation radar, small incidence angles, backscatter radar cross section, multifrequency radiometers GMI and AMSR2, processing algorithms

Accepted: 13.10.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-7-187-202

## References

- 1. Zabolotskikh E.V., Obzor metodov vosstanovleniya parametrov ledyanogo pokrova po dannym sputnikovykh mikrovolnovykh radiometrov (Review of methods for reconstructing the parameters of the ice cover from the data of satellite microwave radiometers), *Izvestiya Rossiiskoi akademii nauk. Fizika atmosfery i okeana*, 2019, Vol. 55, No. 1, pp. 128–151, DOI: https://doi.org/10.31857/S0002-3515531128-151.
- 2. Zabolotskikh E.V., Balashova E.A., Shapron B., Usovershenstvovannyi metod vosstanovleniya splochennosti morskogo l'da po dannym sputnikovykh mikrovolnovykh izmerenii vblizi 90 GGts (An improved method for reconstructing sea ice concentration from satellite microwave measurements near 90 GHz), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2019, Vol. 16, No. 4, pp. 233–243, DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243.
- 3. Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Titchenko Yu. A., Meshkov E. M., Balandina G. N., Andreeva Z. V., Pervye rezul'taty monitoringa formirovaniya i razrusheniya ledyanogo pokrova v zimnii period 2014–2015 gg. na ozere II'men' po dannym dvukhchastotnogo dozhdevogo radiolokatora (The first results of monitoring the formation and destruction of ice cover in the winter period 2014–2015 on Lake Ilmen according to a dual-frequency rain radar), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2017, No. 3, pp. 30–39, DOI: 10.7868/S0205961417030046.
- 4. Karaev V. Yu., Panfilova M. A., Meshkov E. M., Balandina G. N., Andreeva Z. V., Maksimov A. A., Ispol'zovanie dannykh dvukhchastotnogo dozhdevogo radiolokatora dlya monitoringa formirovaniya i razrusheniya ledyanogo pokrova na ozere Baikal v osenne-zimnii period 2015–2016 gg. (Using data from a dual-frequency precipitation radar to monitor the formation and destruction of ice cover on Lake Baikal in the autumn-winter period 2015–2016), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2018, Vol. 15, No. 1, pp. 206–220, DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-1-206-220.

- 5. Klyuev P.V., Lebedev S.A., Issledovanie ledovogo pokrova Rybinskogo vodokhranilishcha (Investigation of the ice cover of the Rybinsk reservoir), *Vestnik Tverskogo gosudarstvennogo universiteta. Ser. Geografiya i Geoekologiya*, 2018, No. 3, pp. 66–78, DOI: https://doi.org/10.26456/2226-7719-2018-3-66-78.
- Konyukhov S. N., Dranovskii V. I., Tsymbal V. N., Radiolokatsionnye metody i sredstva operativnogo distantsionnogo zondirovaniya Zemli s aerokosmicheskikh nositelei (Radar methods and means of operational remote sensing of the Earth from aerospace carriers), Kiev: OOO ANTTs "Aviadiagnostika", 2007, 440 p.
- 7. Kutuza B. G., Danilychev M. I., Yakovlev O. I., *Sputnikovyi monitoring Zemli. Mikrovolnovaya radiometriya atmosfery i poverkhnosti* (Satellite monitoring of the Earth. Microwave radiometry of the atmosphere and surface), Moscow: LENAND, 2016, 336 p.
- 8. Mitnik L. M., Viktorov S. V., *Radiolokatsiya poverkhnosti Zemli iz kosmosa* (Radar of the Earth's surface from space), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990, 200 p.
- 9. Mitnik L. M., Mitnik M. L., Algoritm vosstanovleniya skorosti privodnogo vetra po izmereniyam mikrovolnovogo radiometra AMSR-E so sputnika Aqua (Algorithm for reconstructing the surface wind speed from measurements of the AMSR-E microwave radiometer from the Aqua satellite), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2011, No. 6, pp. 34–44.
- Panfilova M.A., Shikov A.P., Ponur K.A., Vinogradov I.D., Ryabkova M.S., Karaev V.Yu., Kartografirovanie ledyanogo pokrova po dannym dvukhchastotnogo dozhdevogo radiolokatora na primere Okhotskogo morya (Ice sheet mapping based on dual-frequency precipitation radar data using the example of the Sea of Okhotsk), *16-ya Vserossiiskaya otkrytaya konferentsiya "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa"* (16<sup>th</sup> All-Russia Open Conf. "Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space"), Book of Abstr., Moscow, 12–16 Nov. 2018, Moscow: IKI RAN, 2018, p. 310, DOI: 10.21046/2070-16DZZconf-2018a.
- 11. Smirnov V.G., *Sputnikovye metody opredeleniya kharakteristik ledyanogo pokrova morei* (Satellite methods for determining the characteristics of the sea ice cover), Saint Petersburg: AANII, 2011, 240 p.
- Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N.Yu. (2015a), Monitoring morskogo l'da polyarnykh regionov s ispol'zovaniem sputnikovoi mikrovolnovoi radiometrii (Polar Sea Ice Monitoring Using Satellite Microwave Radiometry), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2015, Vol. 12, No. 5, pp. 150–169.
- Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu. (2015b), Kompleksnyi algoritm opredeleniya ledovykh uslovii v polyarnykh regionakh po dannym sputnikovoi mikrovolnovoi radiometrii (VASIA2) (Comprehensive algorithm for determining ice conditions in polar regions using satellite microwave radiometry (VASIA2)), *Issledovanie Zemli iz kosmosa*, 2015, No. 2, pp. 78–93.
- Shikov A. P., Panfilova M. A., Karaev V. Yu., Ispol'zovanie dannykh dvukhchastotnogo radiolokatora i radiometra na sputnike GPM dlya detektirovaniya ledyanogo pokrova na poverkhnosti morya (Using dualfrequency precipitation radar and radiometer data on the GPM satellite to detect sea ice cover), *Materialy Semnadtsatoi Vserossiiskoi otkrytoi konferentsii "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa"* (Proc. 17<sup>th</sup> Open Conf. "Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space"), 11–15 Nov. 2019, Moscow: IKI RAN, 2019, p. 352, DOI: 10.21046/17DZZconf-2019a.
- 15. Anderson H.S., Long D.G., Sea ice mapping method for Seawinds, *IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing*, 2005, Vol. 43, No. 3, pp. 647–657.
- 16. Cavalieri D.J., Germain K.M.S., Swift C.T., Reduction of weather effects in the calculation of sea-ice concentration with the DMSP SSM/I, *J. Glaciology*, 1995, Vol. 41, Issue 139, pp. 455–464.
- 17. Comiso J., *Polar Oceans from Space*, New York; London: Springer, 2010, 513 p.
- 18. GPM Data Utilization Handbook, First Edition, JAXA, 2014, 92 p.
- Karaev V., Panfilova M., Titchenko Yu., Meshkov Eu., Balandina G., Andreeva Z. (2018a), Monitoring of Inland Waters by the Dual-frequency Precipitation Radar: the First Results, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing (J-STARS)*, 2018, Vol. 11, No. 11, pp. 4364–4372, DOI: 10.1109/JSTARS.2018.2874697.
- Karaev V., Panfilova M., Meshkov Eu., Ryabkova M. (2018b), Observation of the Ice cover in the Okhotsk sea by Dual-frequency precipitation radar, 25 Years of Progress in Radar Altimetry Symp., Book of Abstr., 24–29 Sept. 2018, Ponta Delgada, São Miguel Island, Azores Archipelago, Portugal, 2018, pp. 191–192.
- Lebedev S.A., Kostianoy A.G., Popov S.K., Satellite Altimetry of Sea Level and Ice Cover in the Barents Sea, *Ecologica Montenegrina*, 2019, Vol. 25, pp. 26–35, DOI: 10.37828/em.2019.25.3.
- 22. Melsheimer C., ASI Version 5 Sea Ice Concentration: User Guide, Version V0.9.2, Inst. Environmental Physics, Univ. Bremen, 2019, 10 p.
- 23. *Microwave Remote Sensing of Sea Ice (Geophysical Monograph 68)*, Carsey F.D. (ed.), Washington, DC: American Geophysical Union, 1992, 462 p.
- 24. Mitnik L. M., Mitnik M. L., Zabolotskikh E. V., Microwave sensing of the atmosphere-ocean system with ADEOS-II AMSR and Aqua AMSR-E, *J. Remote Sensing Society Japan*, 2009, Vol. 29, No. 1, pp. 156–165.

- 25. Nekrasov A., Khachaturian A., Abramov E., Kurdel P., Gamcová M., Gamec J., Bogachev M., On sea ice/ water discrimination by airborne weather radar, *IEEE Access*, 2020, Vol. 8, pp. 120916–120922.
- 26. Panfilova M., Shikov A., Andreeva Z., Volgutov R., Karaev V., On the problem of sea ice detection at low incidence angles using microwave radar data, *CFOSAT Science Team Meeting*, Book of Abstr., 23–26 Sept. 2019, Nanjing, 2019, available at: https://cfosat-st.sciencesconf.org/286166.
- 27. Patel A., Paden J., Leuschen C., Kwok R., Gomez-Garcia D., Panzer B., Davidson W.J., Gogineni S., Fine-resolution radar altimeter measurements on land and sea ice, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 53, No. 5, pp. 2547–2564, DOI: 10.1109/TGRS.2014.2361641.
- 28. Shuchman R.A., Onstott R.G., Johannesen O.M., Sandven S., Johannesen J.A., Process at the ice edge The Arctic, In: *SAR Marine User's Manual*, 2004, pp. 373–395.
- 29. Spreen G., *Meereisfernerkundung mit dem satellitengestu.tzten Mikrowellenradiometer AMSR*(-*E*) *Bestimmung der Eiskonzentration und Eiskante unter Verwendung der 89 GHz-Kanale*, Diplomarbeit (master's thesis), Univ. Hamburg, Univ. Bremen, Bremen, Germany, 2004, 139 p.
- 30. Spreen G., Kaleshke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, J. *Geophysical Research*, 2008, Vol. 113, Issue C2, Art. No. C02S03, DOI: 10.1029/2005JC003384.
- 31. Zhang Z., Yu Y., Li X., Hui F., Cheng X., Chen Z., Arctic sea ice classification using microwave scatterometer and radiometer data during 2002–2017, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2019, Vol. 57, Issue 8, pp. 5319–5328, DOI:10.1109/TGRS.2019.2898872.