

## Атмосферная коррекция при изучении морского льда по данным AMSR2

Е. В. Заболотских, С. М. Азаров

*Российский государственный гидрометеорологический университет  
Санкт-Петербург, 195196, Россия  
E-mail: liza@rshu.ru*

Предложен новый метод для атмосферной коррекции при изучении морского льда по данным микроволнового радиометра AMSR2 (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer 2). Метод основан на результатах численного моделирования радиояркостной температуры ( $T_{я}$ ) микроволнового излучения атмосферы и анализе данных спутниковых измерений AMSR2 на частоте 89 ГГц над арктическим морским льдом. Входными данными для численных расчётов служат данные реанализа ERA5. Основой метода стала оценка оптической толщины атмосферы на частоте 89 ГГц по поляризационным измерениям AMSR2 и восстановление параметров микроволнового излучения атмосферы на всех остальных частотах с помощью нейронно-сетевых алгоритмов, настроенных на результатах численного моделирования  $T_{я}$ . Поскольку численное моделирование проводится на основе решения уравнения переноса микроволнового излучения в нерассеивающей атмосфере, метод применим для атмосферной коррекции в условиях зимней сухой атмосферы с ноября по март. Применение метода, настроенного на результатах моделирования, к спутниковым измерениям AMSR2, требует использования разработанного ранее алгоритма восстановления влагзапаса атмосферы, обладающего высокой точностью как над открытой морской поверхностью, так и над арктическим морским льдом. Новый подход позволит изучать морской лёд по данным AMSR2 без мешающего влияния атмосферы, а также повысить точность восстановления сплочённости льда без привлечения дополнительных данных.

**Ключевые слова:** Арктика, атмосферная коррекция, спутниковое микроволновое зондирование, морской лёд, численное моделирование, AMSR2

Одобрена к печати: 07.06.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-19-34

### Введение

Спутниковое дистанционное зондирование — единственный источник регулярной глобальной информации об арктических морских льдах и их свойствах. Долгосрочные спутниковые измерения позволяют диагностировать и количественно оценивать климатические тенденции и тренды (Comiso, Hall, 2014; Vihma, 2014). Результаты многочисленных исследований свидетельствуют о тенденции уменьшения площади и объёма арктического морского льда за последние десятилетия на основе анализа данных спутниковых микроволновых скаттерометров и радиометров (Comiso et al., 2008; Kwok et al., 2009; Stroeve et al., 2012). Восстановление такого важнейшего климатического параметра, как сплочённость морского льда (*англ.* Sea Ice Concentration — SIC), основано главным образом на использовании измерений спутниковых микроволновых многоканальных радиометров (Заболотских и др., 2023). Данные измерения представляют собой источник бесценной информации о свойствах морского льда (Zabolotskikh, Azarov, 2022), поскольку от этих свойств зависит эффективный коэффициент микроволнового излучения льда  $\chi$ . Изменчивость свойств льда, наряду с изменчивостью атмосферных условий, представляется главным источником погрешностей в существующих алгоритмах восстановления SIC и в алгоритмах классификации льда по типу однолетний/многолетний по данным спутниковых микроволновых радиометров (Andersen et al., 2007; Beitsch et al., 2015; Ivanova et al., 2014, 2015; Meier, 2005; Tikhonov et al., 2015). Точная оперативная оценка  $\chi$  морского льда могла бы обеспечить новые возможности для анализа данных спутниковых микроволновых радиометров и изучения свойств морского льда.

Оценка  $\chi$  морского льда по данным микроволновых радиометров для частот, превышающих частоты X-диапазона, всегда сопровождается погрешностями, связанными с отсутствием информации об атмосферных параметрах. В работе (Mathew et al., 2009) значения  $\chi$  рассчитывались по данным AMSR-E (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer — Earth Observing System) с использованием данных Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (*англ.* European Centre for Medium-Range Weather Forecasts — ECMWF) для атмосферной коррекции. Авторы картировали значения  $\chi$  арктических морских льдов для нескольких выбранных районов и анализировали их сезонные особенности. В исследовании (Zabolotskikh, Azarov, 2022) были рассчитаны значения  $\chi$  различных типов арктического морского льда в стабильных зимних условиях для всей Арктики для характеристик каналов измерений радиометра AMSR2 (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer 2). Для расчёта параметров атмосферного излучения (восходящего и нисходящего атмосферного излучения  $T_a$  и атмосферного поглощения  $\tau$ ) в условиях нерассеивающей атмосферы использовались данные реанализа ERA5 (European Reanalysis 5-го поколения) (Zabolotskikh, Chapron, 2019).

Было показано, что значения  $\chi$  морского льда, а особенно градиенты  $\chi$  вертикально поляризованного излучения на разных частотах (*англ.* gradient differences — GD), существенно различны для льдов разного возраста. Например, анализ GD на частотах 36,5 и 18,7 ГГц ( $\chi_{36}^V$  и  $\chi_{18}^V$  соответственно) ( $\Delta\chi_{3618}^V$ ) показал, что максимумы функций распределения  $\Delta\chi_{3618}^V$  для однолетнего (*англ.* First Year — FY), многолетнего (*англ.* Multi-Year — MY) и молодого льда (*англ.* Young — Y) расположены достаточно далеко друг от друга. Поэтому точное знание значений GD может помочь в определении возраста льда (классификации льда по возрасту), определении значений частной сплочённости FY-, MY- и Y-льда и изучении трансформации льда со временем.

Между тем, если не провести атмосферную коррекцию спутниковых измерений должным образом, расчёт GD будет сопровождаться большими ошибками. Получение значений  $\chi$  морского льда по измерениям AMSR2 с использованием для коррекции атмосферы данных реанализа сопровождается погрешностями, неизбежными из-за существенного атмосферного влияния на частотах Ka-, K- и Ku-диапазонов даже для сухой арктической атмосферы (Zabolotskikh, Azarov, 2022). Данные реанализа ERA5 по жидкокапельной влаге облаков (*англ.* Cloud Liquid Water — CLW) далеки от реальных даже при ассимиляции большого количества связанных с CLW параметров (Hersbach et al., 2020; Li et al., 2018). При этом CLW, изменчивость которого высока даже в условиях Арктики, представляет собой один из геофизических параметров, наиболее сильно влияющих на параметры атмосферного излучения на частотах 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц. Поэтому использование данных реанализа для оценки параметров микроволнового излучения атмосферы на этих частотах вносит ошибки в расчёт коэффициентов излучения морского льда.

В настоящей работе предложен метод оценки параметров атмосферного микроволнового излучения (излучения атмосферы  $T_a$  и её оптической толщины  $\tau$ ) над арктическим морским льдом для частот AMSR2 с использованием только данных измерений AMSR2 без привлечения данных реанализа или какой-либо другой дополнительной информации. Метод основан на результатах наших предыдущих исследований. В частности, на возможности восстанавливать с высокой точностью влагозапас атмосферы (*англ.* water vapor column — WVC) над морским льдом (Zabolotskikh et al., 2020) и на анализе поляризационной разности коэффициентов излучения морского льда разных типов на частоте 89 ГГц ( $\Delta\chi_{89}$ ) (Zabolotskikh, Azarov, 2022). Результаты этого анализа показывают, что  $\Delta\chi_{89}$  для угла наблюдений AMSR2 практически постоянен в стабильных зимних условиях независимо от возраста льда (кроме начальных типов льда) и его состояния. Эти результаты согласуются с результатами опубликованных работ (Svendsen et al., 1983, 1987). Слабая изменчивость  $\Delta\chi_{89}$  означает, что изменчивость поляризационной разности (*англ.* Polarization Difference — PD) между величинами радиояркостной температуры ( $T_a$ ) вертикально (V — от *англ.* vertical) и горизонтально (H — от *англ.* horizontal) поляризованного микроволнового излучения системы «арктический морской лёд — атмосфера» в основном определяется изменчивостью параметров атмосферы. Такое предположение позволяет оценить  $\tau$  и  $T_a$  на частоте 89 ГГц ( $\tau_{89}$  и  $T_{a89}$ ), а затем рассчитать  $\tau$

и  $T_a$  на более низких частотах AMSR2, используя зависимости  $\tau(\tau_{89}, WVC)$  и  $T_a(\tau_{89}, WVC)$ , полученные на основании модельных расчётов. Алгоритмы оценки  $\tau$  и  $T_a$  по значениям  $\tau_{89}$  и  $WVC$  разработаны на основе нейронно-сетевых (НС) функций.

## Методология

Методология расчёта параметров микроволнового излучения атмосферы (излучения атмосферы  $T_a$  и её оптической толщины  $\tau$ ) над арктическим морским льдом основана на результатах численного моделирования микроволнового излучения системы «арктический морской лёд – атмосфера» и анализе данных спутниковых измерений AMSR2.

## Данные

Все модельные расчёты параметров атмосферного микроволнового излучения (атмосферное восходящее и нисходящее излучение и оптическая толщина) над арктическим морским льдом были выполнены с использованием данных реанализа ERA5 по атмосферным параметрам (влажность атмосферы, водность облаков, давление и температура). Почасовые данные (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/re-analysis-era5-pressure-levels>) за весь 2020 г. на сетке  $0,25 \times 0,25^\circ$  усреднялись для получения среднесуточных данных.

Также использовались спутниковые данные AMSR2 японского агентства аэрокосмических исследований GCOM-W1 (*англ.* Global Change Observation Mission 1st-Water) Data Providing Service (<http://gcom-w1.jaxa.jp/>) уровня Level 3 (среднесуточные калиброванные измерения  $T_a$  на частотах 6,9 ГГц; 7,3; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц на V- и H-поляризации) над арктическим морским льдом. Классификация данных по типу лёд/вода выполнялась с использованием среднесуточного спутникового продукта SIC, созданного в Бременском университете (*нем.* Universität Bremen, *англ.* University of Bremen) на основе данных AMSR2 с использованием алгоритма ASI (*англ.* Artist Sea Ice) ([http://www.iup.uni-bremen.de:8084/am-sr2data/asi\\_daygrid\\_swath/](http://www.iup.uni-bremen.de:8084/am-sr2data/asi_daygrid_swath/)) (Spreen et al., 2008). Все данные были пересчитаны на сетку ERA5.

## Оценка оптической толщины атмосферы на частоте 89 ГГц

В работе (Zabolotskikh, Azarov, 2022) показано, что поляризационная разность  $\Delta\chi_{89}$  коэффициентов излучения морского льда большинства типов (возрастных градаций) на частоте 89 ГГц не зависит от типа льда и её изменчивость мала (изменчивость  $\Delta\chi_{89}$  большинства типов морского льда составляет до  $\sim 0,002$ ). Таким образом, вклад изменчивости атмосферы в изменчивость значений PD значительно выше, чем вклад изменчивости морского льда. В алгоритмах восстановления SIC, основанных на использовании PD на частотах вблизи 90 ГГц,  $\Delta\chi_{89}$  предполагается постоянным для всех типов морского льда в любое время года (Kaleschke et al., 2001; Spreen et al., 2008; Svendsen et al., 1987).

Решение уравнения переноса излучения в приближении «чистого поглощения» позволяет рассчитать  $T_a$  микроволнового излучения системы «морской лёд – атмосфера» с использованием уравнения (Meissner, Wentz, 2012; Svendsen et al., 1987; Zabolotskikh, Chapron, 2018):

$$T_a^{H,V} = T_a^\uparrow + \chi^{H,V} T_s e^{-\tau} + (1 + \Omega) \cdot \left( T_a^\downarrow + e^{-\tau} T_c \right) e^{-\tau} \left( 1 - \chi^{H,V} \right), \quad (1)$$

где  $T_a^\uparrow$ ,  $T_a^\downarrow$  и  $\tau$  – восходящее и нисходящее излучение атмосферы и её оптическая толщина в направлении угла наблюдений  $\theta$  соответственно;  $\chi^{H,V}$  – эффективный коэффициент излучения H- и V-поляризованной радиации;  $T_c$  – космическое излучение,  $T_c = 2,7$  К;  $T_s$  – температура поверхности ледяного покрова;  $\Omega$  – корректирующая добавка для учёта вклада рассеянного в направлении  $\theta$  излучения при отличных от  $\theta$  углах падения (Meissner, Wentz, 2012).

Эффективный коэффициент излучения определяется как коэффициент перевода физической температуры поверхности ледяного покрова  $T_s$  в её радиояркостную температуру.

$\chi^{H,V}$  — функция частоты и угла наблюдения и зависит как от диэлектрических свойств системы «морская вода — морской лёд — снежный покров», так и от шероховатости поверхности.

Формула (1) справедлива для диапазона частот  $f$  от 1 до 100 ГГц при отсутствии в атмосфере рассеивателей с характерными размерами  $r$ , превышающими  $\lambda/2\pi$  (Матросов, Шульгина, 1982). Кристаллы льда и гидрометеоры с крупными каплями вносят вклад в рассеяние микроволновой радиации на частоте 89 ГГц (Galligani et al., 2013; Katsumata et al., 2000; Kim et al., 2007), однако количество таких частиц в атмосфере над морским льдом незначительно (Shupe et al., 2001). Учёт  $\Omega$  на практике невозможен без хорошей модели рассеяния, поэтому мы полагаем  $\Omega = 0$ , как и большинство предыдущих исследователей (Svendsen et al., 1987). Такое приближение справедливо для диффузно рассеивающих поверхностей, наблюдаемых под углом около  $50^\circ$  (Svendsen et al., 1987). С использованием формулы (1) можно рассчитать PD между  $T_{\text{я}}^V$  и  $T_{\text{я}}^H$  на частоте 89 ГГц  $PD_{89}$ ):

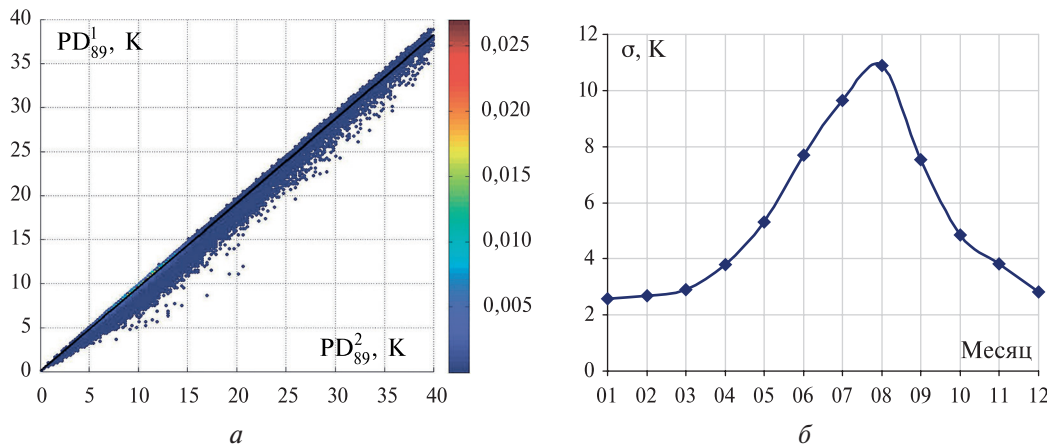
$$PD_{89} = T_{\text{я}}^V - T_{\text{я}}^H = \Delta\chi_{89} e^{-\tau_{89}} (T_s - T_{a89}^{\downarrow} - e^{-\tau_{89}} T_c). \quad (2)$$

Полагая  $T_{a89}^{\uparrow} = T_{a89}^{\downarrow} = T_{a89}$ , что справедливо для горизонтально стратифицированной атмосферы в условиях Арктики, можно представить  $PD_{89}$  как (Spreen et al., 2008):

$$PD_{89} = T_{\text{я}}^V - T_{\text{я}}^H \approx PD_{89s} e^{-\tau_{89}} (1,1e^{-\tau_{89}} - 0,11), \quad (3)$$

где  $PD_{89s} = \Delta\chi_{89} T_s$  — поляризационная разница в излучении морского льда (у поверхности).

Мы рассчитали значения  $PD_{89}$  с использованием данных реанализа ERA5 и значений  $\Delta\chi_{89}$ , полученных по данным AMSR2 в работе (Zabolotskikh, Azarov, 2022), с применением уравнений (2) и (3). Стандартная ошибка формулы (3), аппроксимирующей формулу (2), составляет 8–11 % для летних месяцев и около 2–3 % для ноября, декабря, января, февраля и марта (эти месяцы будем в дальнейшем называть арктическими зимними месяцами). На *рис. 1а* показана диаграмма разброса значений  $PD_{89}$ , рассчитанных по формуле (3), от значений  $PD_{89}$ , рассчитанных по формуле (2), за весь год. На *рис. 1б* представлены среднемесячные погрешности этого приближения.



*Рис. 1.* Диаграмма разброса значений  $PD_{89}$ , рассчитанных с использованием формулы (3) ( $PD_{89}^1$ ), от значений  $PD_{89}$ , рассчитанных с использованием формулы (2) ( $PD_{89}^2$ ) (*а*); расчёты выполнены для 2020 г. на основе данных реанализа ERA5 и значений  $\Delta\chi_{89}$ , полученных в работе (Zabolotskikh, Azarov, 2022). Среднемесячные значения стандартного отклонения  $PD_{89}^1$  от  $PD_{89}^2$  (*б*)

Следует отметить, что в алгоритмах восстановления SIC, основанных на использовании  $PD_{89}$ , обычно предполагается, что не только  $\Delta\chi_{89}$  является константой для всех типов морского льда, но и изменчивостью  $\tau_{89}$  над арктическим морским льдом можно пренебречь из-за низких значений CLW и WVC (Kaleschke et al., 2001).



На рис. 2а представлена функция распределения вероятности (англ. Probability Distribution Function — PDF)  $PD_{89}$  над морским льдом (англ. Sea Ice — SI) и над свободной ото льда морской поверхностью (англ. Open Water — OW), построенная по данным измерений AMSR2 для всего 2020 г. Данные SI и OW классифицировались на основе среднесуточных значений SIC (Spreen et al., 2008). Рисунок 2б иллюстрирует пространственное распределение среднесуточных значений  $PD_{89}$  1 января 2020 г. Над водой  $PD_{89}$  изменяется в очень широком диапазоне, тогда как над морским льдом PDF демонстрирует чётко выраженный пик со стандартным отклонением порядка 3 К.

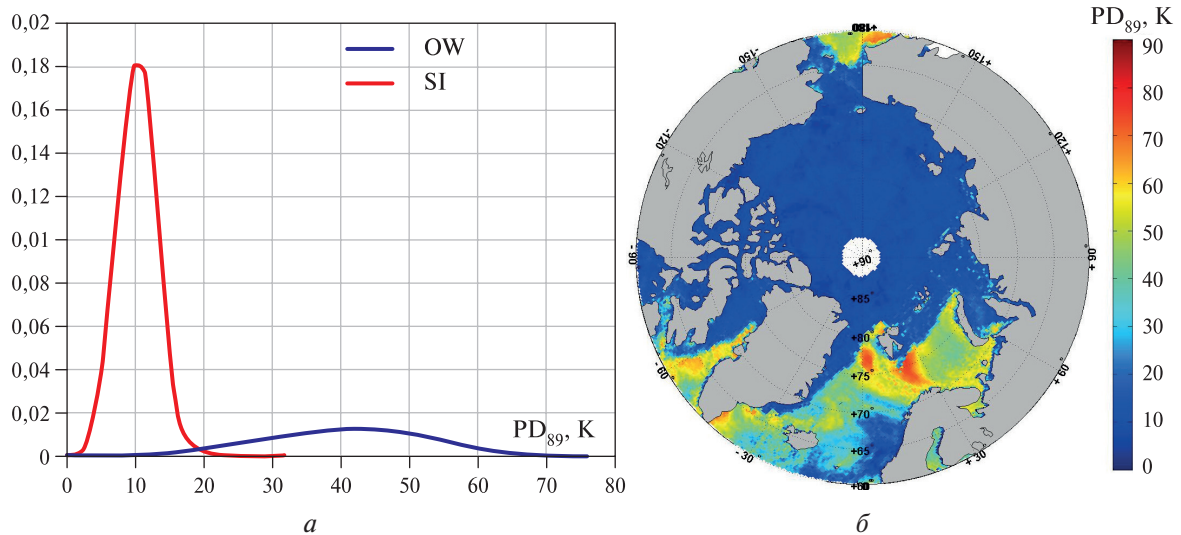


Рис. 2. PDF  $PD_{89}$  над морским льдом (красная линия) и над морской водой (синяя линия), построенные по данным измерений AMSR2 над Арктикой для всего 2020 г. (а). Карта значений  $PD_{89}$  1 января 2020 г. (б)

В предположении  $\Delta\chi_{89} = \text{const} = \Delta\chi_{89,0} \approx 0,053$  для зимних месяцев в Арктике (Zabolotskikh, Azarov, 2022)  $\tau_{89}$  рассчитывается из отношения (3) как:

$$\tau_{89} = -\ln\left(\frac{-b + \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}\right), \quad (4)$$

где  $a = 1,1PD_{89s}$ ;  $b = -0,11PD_{89s}$ ;  $c = PD_{89}$ ;  $PD_{89s} = \Delta\chi_{89}T_s$ .

Изменчивость  $\Delta\chi_{89}$  ( $\sigma_{\Delta\chi_{89}}$ ) над большинством типов льда составляет  $\sim 0,002$ , что приводит к ошибке определения  $\tau_{89} \approx 15\%$ . Для некоторых начальных типов льда (нилас, шуга и др.)  $\Delta\chi_{89}$  может сильно отличаться от  $\Delta\chi_{89,0}$ , и присутствие таких типов в ледяном покрове ведёт к повышению ошибки оценки  $\tau_{89}$ .

Уравнение (4) даёт возможность рассчитывать  $\tau_{89}$  над арктическим морским льдом в зимние месяцы по данным измерений AMSR2, не используя никакие другие данные. Температура поверхности льда  $T_s$  может быть при этом рассчитана по данным измерений вертикально поляризованной  $T_y$  на частоте 6,9 ГГц ( $T_{06}^V$ ) (Comiso et al., 2003):

$$T_s = T_{06}^V / \chi_{06}^V. \quad (5)$$

Для арктического морского льда  $\chi_{06}^V \approx 0,96$  со стандартным отклонением  $\sim 0,02$  (Zabolotskikh, Azarov, 2022).

### Оценка излучения атмосферы на частоте 89 ГГц

При известных профилях атмосферных метеорологических параметров излучение атмосферы  $T_a$  и  $\tau$  рассчитываются по формулам:

$$T_a = \frac{1}{\cos\theta} \int_0^\infty T(h)\alpha(h) \cdot \exp\left(-\frac{1}{\cos\theta} \int_h^\infty \alpha(h') dh'\right) dh, \quad (6)$$

$$\tau = \frac{1}{\cos\theta} \int_0^\infty \alpha(h') dh'. \quad (7)$$

где  $\alpha(h)$  — коэффициент поглощения (ослабления) излучения, в общем случае для рассматриваемых частот зависящий от давления, температуры  $T$ , влажности атмосферы и водности облаков на высоте  $h$ . Модельные расчёты  $T_a$  и  $\tau$  были выполнены по формулам (6) и (7) для всех частот каналов измерений AMSR2 с использованием моделей коэффициентов поглощения микроволнового излучения кислородом, водяным паром и жидкокапельной влагой облаков, сформулированных в работе (Wentz, Meissner, 2016) для профилей атмосферных параметров: давления, температуры, влажности и водности облаков — по данным реанализа ERA5 за 2020 г. для региона Арктики. Зависимость  $T_{a89}$  от  $\tau_{89}$ , построенная на основании результатов модельных расчётов, представлена на рис. 3а. Рисунок 3б иллюстрирует PDF  $\tau_{89}$  над морским льдом и над морской водой для арктических зимних месяцев. Мы аппроксимировали зависимость  $T_{a89}(\tau_{89})$  квадратичным полиномом, ошибка аппроксимации которого  $T_{a89}$  составляет  $\sim 0,5$  К:

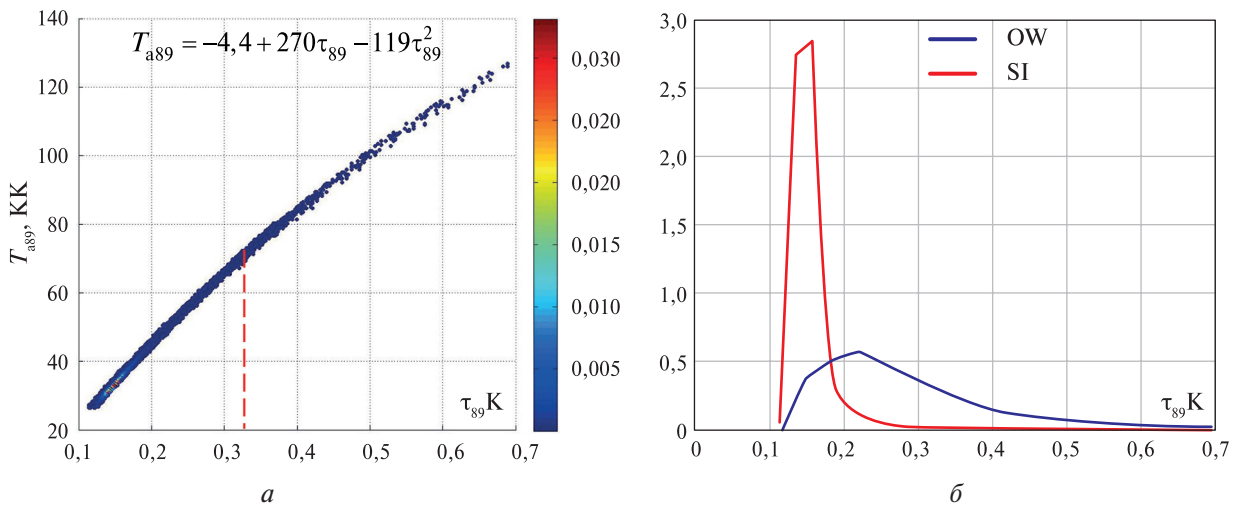


Рис. 3. Зависимость  $T_{a89}$  от  $\tau_{89}$ , построенная по данным модельных расчётов (а); цвет точек характеризует плотность вероятности данных с соответствующими значениями  $T_{a89}$  и  $\tau_{89}$ . PDF  $\tau_{89}$  над морским льдом (красная линия) и над морской водой (синяя линия), построенные по данным ERA5 для региона Арктики за весь 2020 г. (б)

$$T_{a89} = -4,4 + 270\tau_{89} - 119\tau_{89}^2. \quad (8)$$

По данным реанализа ERA5, в арктические зимние месяцы 98 % значений  $\tau_{89}$  не превышают  $\tau_{89}^0 = 0,33$ . Это граничное значение соответствует атмосферным условиям, при которых на частоте 89 ГГц нужно начинать учитывать рассеяние (Матросов, Шульгина, 1982). Это означает, что упрощённая форма уравнения переноса, позволяющая рассчитывать  $T_a$  микроволнового излучения по формуле (1), становится некорректной. При  $\tau_{89} > \tau_{89}^0$  использование уравнения переноса излучения в приближении «чистого поглощения» приводит к ошибкам расчёта параметров атмосферного излучения, превышающим 10 %. Это ограничение относится не более чем к 2 % данных над морским льдом для региона Арктики с ноября по март. В остальные месяцы предложенный подход неприменим.

### Оценка параметров атмосферного излучения на частотах 10,65; 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц

Для того чтобы определить параметры атмосферного излучения ( $T_a$  и  $\tau$ ) на других частотах измерений AMSR2, необходимо выразить их через  $\tau_{89}$ . Использовать поляризационную разницу PD в измерениях AMSR2 аналогично тому, как рассчитывается  $\tau_{89}$ , невозможно, поскольку на более низких частотах изменчивость  $\Delta\chi$  повышается, а чувствительность PD к атмосферным параметрам понижается. Использование формулы (4) в таких условиях привело бы к слишком высоким погрешностям оценки  $\tau$ , сравнимым с её климатической неопределённостью. Однако, поскольку параметры атмосферного излучения на разных частотах связаны друг с другом (характер этой связи определяется моделью поглощения излучения), рассчитав  $\tau_{89}$ , мы можем параметризовать  $T_a$  и  $\tau$  как функции  $\tau_{89}$ . На частотах измерений AMSR2 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц и даже на частоте 10,65 ГГц коэффициент поглощения  $\alpha(h)$  определяется главным образом влажностью атмосферы и водностью облаков. На частоте 89 ГГц  $T_{a89}$  оказывается в основном функцией  $\tau_{89}$  и при фиксированном значении  $\tau_{89}$  слабо зависит от влагозапаса атмосферы (рис. 4а). Вариации влагозапаса атмосферы проявляются лишь в уширении зависимости  $T_{a89}$  от  $\tau_{89}$ , представленной на рис. 3а. На более низких частотах, расположенных ближе к частоте резонансного поглощения водяного пара, чувствительность  $T_a$  к WVC повышается (рис. 4б) и выразить  $T_a$  и  $\tau$  как функции одного лишь  $\tau_{89}$  без больших погрешностей не получится.

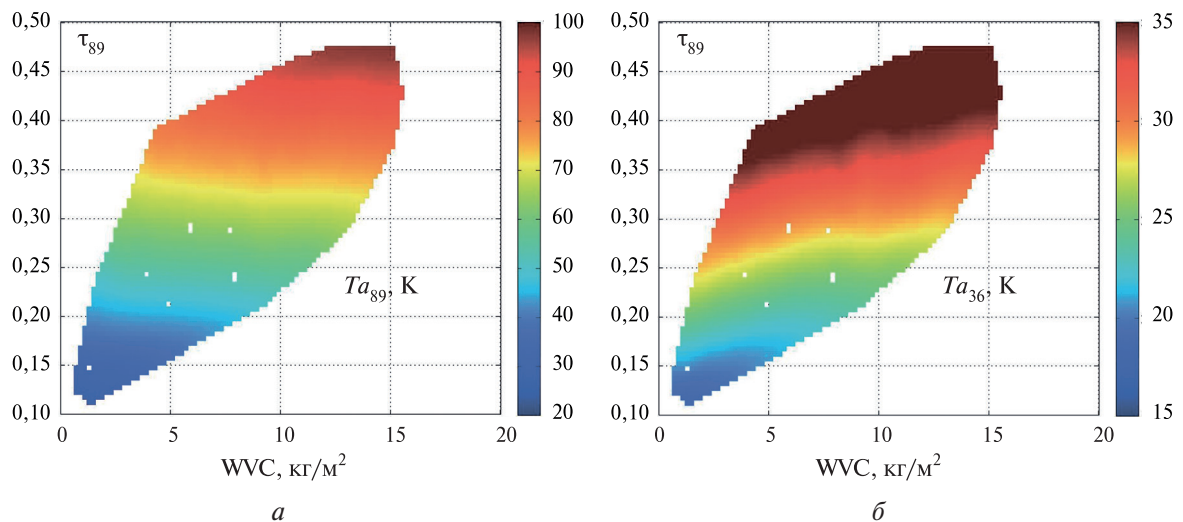


Рис. 4. Зависимости атмосферного излучения  $T_a$  от  $\tau_{89}$  и WVC, построенные по данным модельных расчётов: а — на 89 ГГц; б — на 36 ГГц

Считая, что  $T_a$  и  $\tau$  на частотах 10,65; 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц — функции CLW и WVC, при этом  $\tau_{89}$  — также функция CLW и WVC, мы можем записать

$$\tau = \tau(\tau_{89}, \text{WVC}), \quad (9)$$

$$T_a = T_a(\tau_{89}, \text{WVC}) \quad (10)$$

и найти функции (9) и (10) для частот 10,65; 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц, используя результаты численных расчётов  $T_a$  и  $\tau$  на основании данных ERA5 и нейронных сетей для настройки этих функций. Поскольку зависимости (9) и (10) — это результат интегрирования формул (6) и (7), параметры WVC и  $\tau_{89}$  входят в них неявным образом, а НС представляется наиболее подходящим методом для аппроксимации неизвестных нелинейных функций.

### Оценка влагозапаса атмосферы

Включение зависимости от влагозапаса атмосферы в определение атмосферных параметров излучения требует наличия возможности оценивать значения WVC над морским льдом. Ранее мы разработали усовершенствованный алгоритм восстановления WVC по данным измерений AMSR2, позволяющий рассчитывать значения влагозапаса атмосферы как над открытой морской водой, так и над поверхностью морского льда. Алгоритм основан на физическом моделировании  $T_{\text{я}}$  микроволнового излучения системы «морской лёд – океан – атмосфера» на частотах и поляризациях AMSR2 и использует измерения на всех каналах AMSR2, кроме каналов на частотах измерений 6,9 и 10,65 ГГц (Zabolotskikh et al., 2020). Верификация алгоритма была проведена с использованием как данных реанализа ERA-Interim, так и данных измерений радиозондов для всего диапазона изменчивости WVC в арктическом регионе. Сравнение результатов применения алгоритма к спутниковым измерениям с влагозапасом атмосферы по данным радиозондов, в том числе в условиях полностью сплочённого морского льда, подтвердило высокую точность восстановления WVC. При этом для оценки WVC требуются только измерения AMSR2. Алгоритм использует НС-функцию:

$$\text{WVC} = \text{НС}_{\text{WVC}} \left( T_{18}^{\text{V}}, T_{18}^{\text{H}}, T_{23}^{\text{V}}, T_{23}^{\text{H}}, T_{36}^{\text{V}}, T_{36}^{\text{H}}, T_{89}^{\text{V}}, T_{89}^{\text{H}} \right), \quad (11)$$

где  $T_{18}^{\text{V}}, T_{18}^{\text{H}}, T_{23}^{\text{V}}, T_{23}^{\text{H}}, T_{36}^{\text{V}}, T_{36}^{\text{H}}, T_{89}^{\text{V}}, T_{89}^{\text{H}}$  —  $T_{\text{я}}^{\text{V}}$  и  $T_{\text{я}}^{\text{H}}$  на частотах 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц соответственно. Коэффициенты НС опубликованы в работе (Zabolotskikh et al., 2020).

### Результаты

Для обучения НС использовалась половина набора данных рассчитанных значений  $T_{\text{а}}$  и  $\tau$  на частотах 10,65; 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц ( $T_{\text{а}10}, \tau_{10}, T_{\text{а}18}, \tau_{18}, T_{\text{а}23}, \tau_{23}, T_{\text{а}36}, \tau_{36}$  соответственно),  $\tau_{89}$  и значения WVC, полученные интегрированием профилей влажности. Использовались профили метеорологических параметров атмосферы по данным реанализа ERA5 для арктических зимних месяцев. Затем функции НС были протестированы с использованием другой половины набора данных.

Входные параметры НС ( $\tau_{89}$  и WVC) связывались с выходными параметрами ( $T_{\text{а}10}, \tau_{10}, T_{\text{а}18}, \tau_{18}, T_{\text{а}23}, \tau_{23}, T_{\text{а}36}, \tau_{36}$ ) через систему нейронов с одним скрытым уровнем (Atkinson, Tatnall, 1997). Многопараметрические НС хуже справляются с аналогичными задачами (Bobylev et al., 2010), поэтому для каждого из параметров  $T_{\text{а}}$  и  $\tau$  использовались отдельные однопараметрические НС. Численные эксперименты с более сложными конфигурациями подтвердили, что включение дополнительных слоёв приводит к потере генерализующих свойств НС. Количество скрытых нейронов  $n$  увеличивалось до тех пор, пока не начинала возрастать ошибка, рассчитанная на тестирующем наборе данных. Для всех НС, кроме НС для  $\tau_{23}$ , оптимальное число нейронов  $N$  оказалось равным 4. Таким образом, функции (9) и (10) записываются в явном виде как:

$$\tau_m = b_{m0}^{\tau} + w_{m0}^{\tau} \cdot \tanh \left( \sum_{n=1}^{N_m} \left( b_{m1n}^{\tau} + w_{m1n}^{\tau} \cdot \tanh \left( b_{m2n}^{\tau} + w_{m21n}^{\tau} \tau_{89} + w_{m22n}^{\tau} \text{WVC} \right) \right) \right), \quad (12)$$

$$T_{am} = b_{m0}^{T_a} + w_{m0}^{T_a} \cdot \tanh \left( \sum_{n=1}^{N_m^{T_a}} \left( b_{m1n}^{T_a} + w_{m1n}^{T_a} \cdot \tanh \left( b_{m2n}^{T_a} + w_{m21n}^{T_a} \tau_{89} + w_{m22n}^{T_a} \text{WVC} \right) \right) \right), \quad (13)$$

где  $m = 1, \dots, 4$  соответствует частотам 10,65; 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц. Весовые коэффициенты для оптимальных моделей НС приведены в *таблице*.

Значения  $N$ , среднеквадратичные ошибки  $\sigma$ , коэффициенты корреляции  $R$  и уравнения регрессии для каждого из параметров даны на *рис. 5* (см. с. 27), на котором представлены диаграммы разброса восстановленных значений параметров атмосферы ( $T_{\text{а}}'$  и  $\tau'$ ) от их *in situ* значений для массива данных, не использованного при обучении НС.



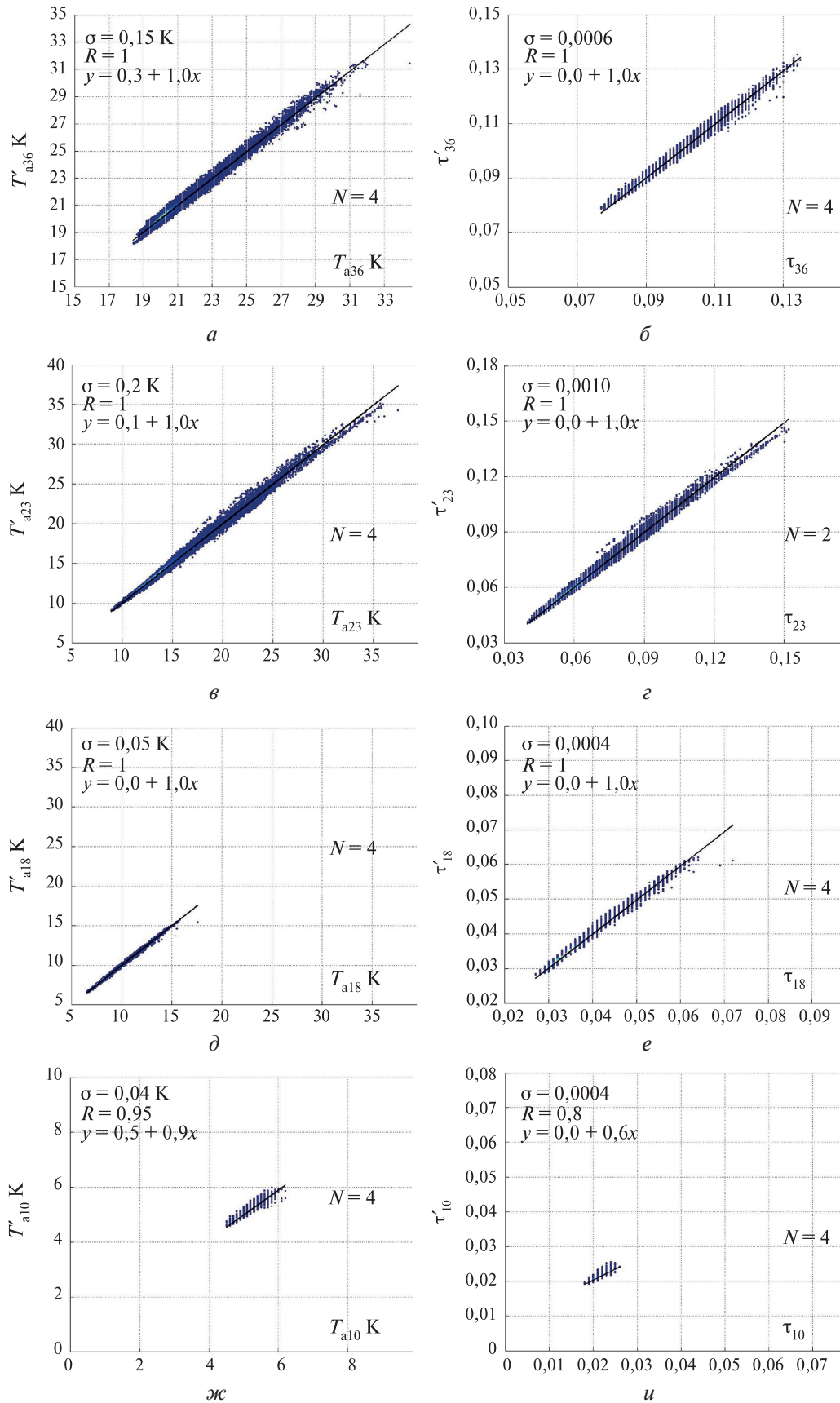


Рис. 5. Диаграммы разброса восстановленных с помощью НС значений параметров атмосферы ( $T'_a$  и  $\tau'_a$ ) от их *in situ* значений ( $T_a$  и  $\tau_a$ ).  $N$  — оптимальное количество нейронов НС;  $\sigma$  — среднеквадратичная ошибка восстановления;  $R$  — коэффициент корреляции;  $y = a + bx$  — уравнение линейной регрессии

Под *in situ* параметрами здесь подразумеваются значения  $T_a$  и  $\tau$ , полученные интегрированием формул (6) и (7), а под восстановленными — полученные на основе отношений (12) и (13) для одних и тех же профилей атмосферных параметров по данным ERA5.

Весовые коэффициенты НС для оценки  $T_a$  и  $\tau$  с помощью уравнений (12) и (13)

	n	$w_{m2in}^\tau$		$w_{m1n}^\tau$	$b_{m2n}^\tau$	$w_{m2in}^{T_a}$		$w_{m1n}^{T_a}$	$b_{m2n}^{T_a}$
		i = 1	i = 2			i = 1	i = 2		
$m = 1,$ $f = 10,65$ ГГц	1	0,4008	0,3000	0,4377	1,0000	0,1513	0,0024	0,0409	1,0000
	2	0,1621	-0,0037	0,1094	1,0000	0,1469	-0,1096	-0,5562	1,0000
	3	0,0569	0,0063	-0,0712	0,5320	0,0842	0,0015	0,0050	0,7800
	4	0,2257	-0,3048	-0,4872	1,0000	0,2526	0,1032	0,5729	1,0000
		$b_{m1}^\tau = 0,0192; w_{m0}^\tau = 0,1381; b_{m0}^\tau = 0,0030$				$b_{m1}^{T_a} = 0,0062; w_{m0}^{T_a} = 24,0181; b_{m0}^{T_a} = 1,8745$			
$m = 2,$ $f = 18,7$ ГГц	1	0,2539	0,0915	0,4182	1,0000	0,3134	0,0397	0,4066	1,0000
	2	0,0034	0,0025	-0,0089	0,0579	0,1111	-0,0551	-0,0597	1,0000
	3	0,2274	0,0266	0,1997	1,0000	0,0888	0,0175	-0,1259	0,9230
	4	0,2175	-0,1022	-0,2854	1,0000	0,0780	0,0174	-0,1116	0,8185
		$b_{m1}^\tau = -0,1984; w_{m0}^\tau = 0,2411; b_{m0}^\tau = -0,0177$				$b_{m1}^{T_a} = -0,1284; w_{m0}^{T_a} = 57,1318; b_{m0}^{T_a} = 3,2768$			
$m = 3$ $f = 23,8$ ГГц	1	0,3051	0,0097	0,2938	1,0000	0,0042	0,0003	-0,0062	0,0421
	2	0,0736	0,0098	-0,1568	0,7692	0,1480	0,0047	-0,0739	1,0000
	3	$b_m^\tau = -0,1256; w_{m0}^\tau = 0,5051; b_{m0}^\tau = -0,0034$				0,1784	0,0171	0,1405	1,0000
	4					0,0983	0,0022	-0,1113	1,0000
						$b_{m1}^{T_a} = -0,1015; w_{m0}^{T_a} = 91,2354; b_{m0}^{T_a} = -1,4652$			
$m = 4$ $f = 36,5$ ГГц	1	0,2240	0,0146	-0,3274	1,0	-0,2852	-0,0143	0,2832	1,0
	2	0,1590	-0,2244	-0,7713	1,0	-0,4748	0,0061	0,1662	1,0
	3	0,2440	-0,0169	0,3147	1,0	-0,4500	0,1624	-0,2857	1,0
	4	0,2768	0,2176	0,7352	1,0	-0,5615	-0,1485	0,4078	1,0
		$b_{m1}^\tau = 0,1393; w_{m0}^\tau = 0,6739; b_{m0}^\tau = -0,0384$				$b_m^{T_a} = 0,9151; w_{m0}^{T_a} = -135,8531; b_{m0}^{T_a} = 134,8114$			

Атмосферные параметры на частоте 10,65 ГГц имеют довольно низкую изменчивость в арктической атмосфере и слабо зависят от LWC и WVC. Фактически зависимости  $\tau_{10}(\tau_{89}, WVC)$  и  $T_{a10}(\tau_{89}, WVC)$  можно заменить просто среднемесячными значениями без большой (не более 5 %) потери точности. Среднемесячные значения  $T_a$  и  $\tau$  предлагается использовать для измерений на частотах 6,9 и 7,3 ГГц:  $\langle T_{a06} \rangle = \langle T_{a07} \rangle = 4,4$  К,  $\langle \tau_{06} \rangle = \langle \tau_{07} \rangle = 0,02$ .

Предложенный подход позволяет рассчитать эффективные коэффициенты излучения морского льда с использованием формулы:

$$\chi^{H,V} = \frac{T_{я}^{H,V} - T_a - e^{-\tau}(T_a + 2,7e^{-\tau})}{T_s - (T_a + 2,7e^{-\tau})} e^\tau, \quad (14)$$

где  $T_{я}^{H,V}$  — радиояркостная температура, измеренная радиометром AMSR2;  $\tau$  и  $T_a$  на частоте 89 ГГц рассчитываются по формулам (4) и (8) соответственно;  $\tau$  и  $T_a$  на частотах 10,65; 18,7; 23,8 и 36,5 ГГц рассчитываются по уравнениям (12) и (13) соответственно с использованием значений WVC, восстановленных по данным AMSR2 по формуле (11); в качестве  $\tau$  и  $T_a$  на частотах 6,9 и 7,3 ГГц берутся их среднемесячные значения;  $T_s$  вычисляется по формуле (5).

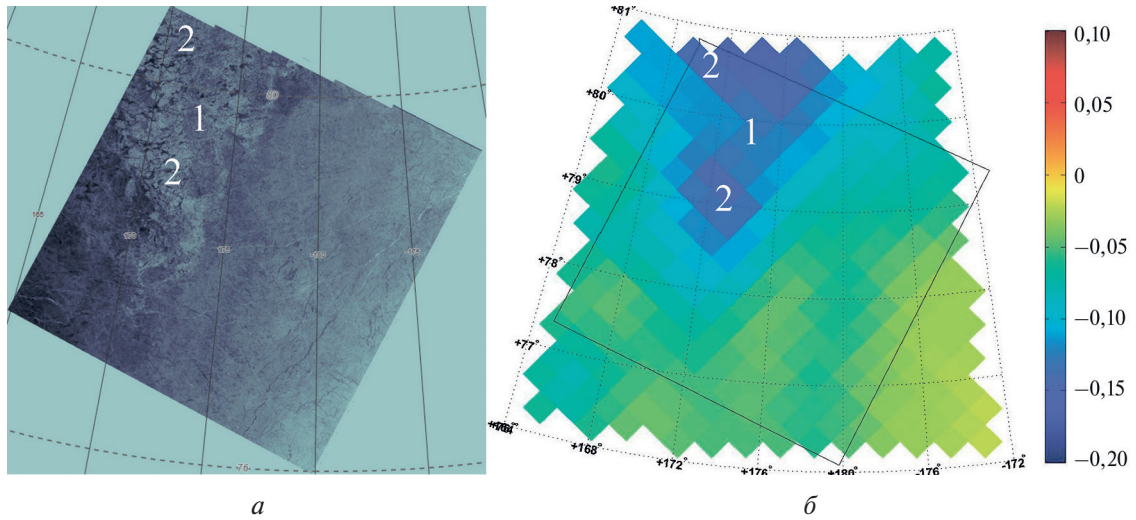


Рис. 6. Морской лёд в Восточно-Сибирском море на снимке PCA Sentinel-1 29 января 2020 г. (а). Поле значений  $\Delta\chi_{3618}$ , рассчитанных по данным измерений AMSR2 с помощью описанной в работе атмосферной коррекции (б)

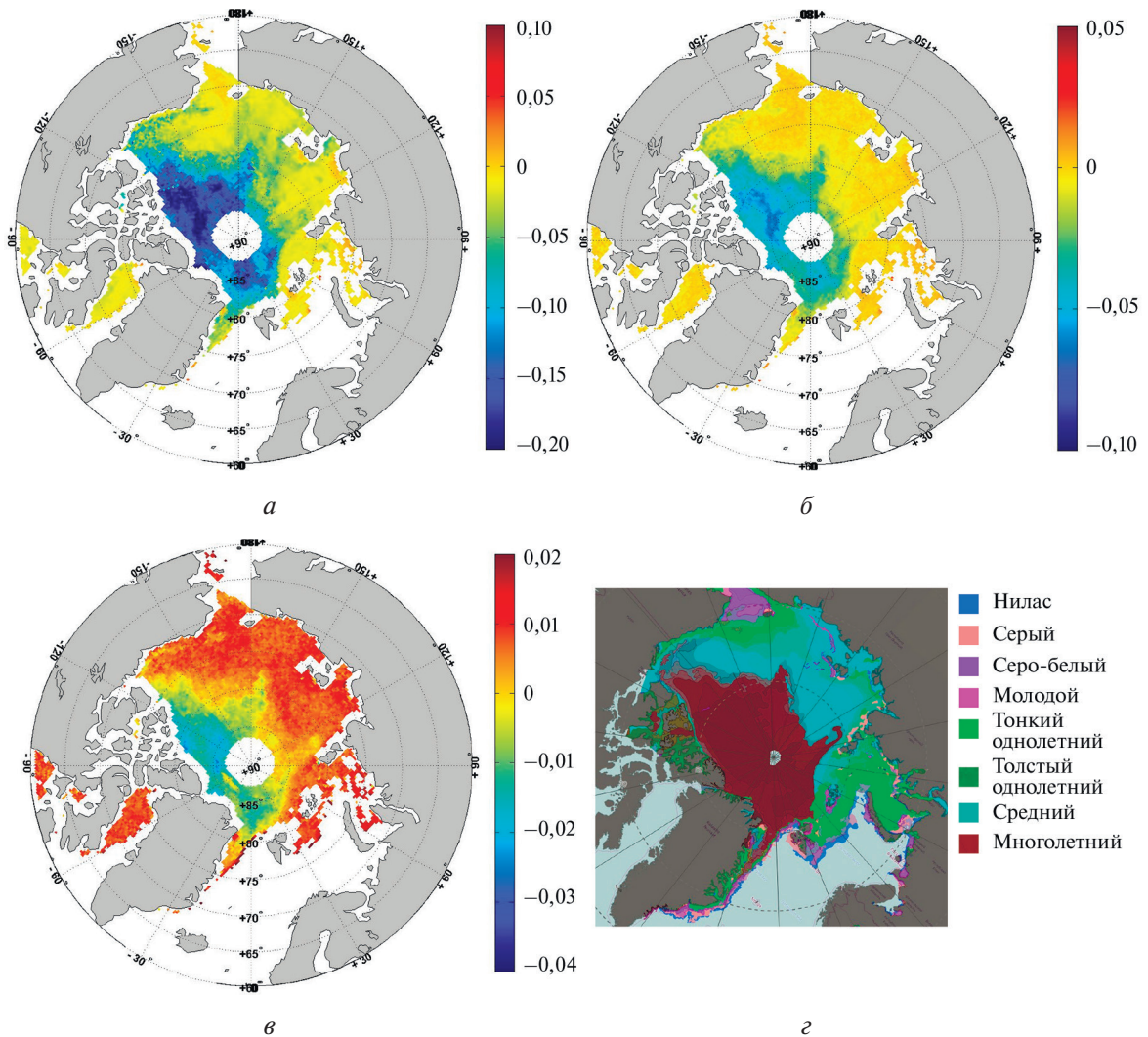


Рис. 7. Поля GD вертикально поляризованных коэффициентов излучения: а —  $\Delta\chi_{3618} = \chi_{36}^V - \chi_{18}^V$ ; б —  $\Delta\chi_{2318} = \chi_{23}^V - \chi_{18}^V$ ; в —  $\Delta\chi_{1006} = \chi_{10}^V - \chi_{06}^V$ ; г — карта морского льда ААНИИ 7 января 2020 г. Цвет выделенных полигонов соответствует преобладающему в полигоне типу льда



Пример атмосферной коррекции для классификации арктического морского льда представлен на *рис. 6* (см с. 29), на котором показаны изображение морского льда в Восточно-Сибирском море радиолокатором с синтезированной апертурой (РСА) Sentinel-1 29 января 2020 г. (см. *рис. 6а*) и разность вертикально поляризованных коэффициентов излучения на 36,6 и 18,7 ГГц  $\Delta\chi_{3618} = \chi_{36}^V - \chi_{18}^V$  (см. *рис. 6б*), рассчитанная по данным измерений AMSR2 без привлечения какой-либо дополнительной информации. В работе (Zabolotskikh, Azarov, 2022) показано, что  $\Delta\chi_{3618}$  различна для разных типов морского льда. Наиболее явный контраст наблюдается между значениями  $\Delta\chi_{3618}$  для МУ-льда и FY-льда. По данным экспертного анализа Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), сплочённость МУ-льда ( $SIC_{МУ}$ ) в области 1 составляет 50 %, тогда как в областях 2  $SIC_{МУ} = 75$  %. Наблюдаемая корреляция  $SIC_{МУ}$  с полем  $\Delta\chi_{3618}$  даёт основания для возможности количественного анализа на основе большего объёма классифицированных данных, сопоставленных с измерениями AMSR2.

Ещё одна иллюстрация возможности классификации морского льда в Арктике представлена на *рис. 7* (см. с. 29), на котором показаны поля GD вертикально поляризованных коэффициентов излучения на частотах  $36,5(\chi_{36}^V)$  ГГц;  $23,8(\chi_{23}^V)$ ;  $18,7(\chi_{18}^V)$ ;  $10,65(\chi_{10}^V)$  и  $6,9(\chi_{06}^V)$  ГГц,  $\Delta\chi_{3618} = \chi_{36}^V - \chi_{18}^V$ ,  $\Delta\chi_{2318} = \chi_{23}^V - \chi_{18}^V$ ,  $\Delta\chi_{1006} = \chi_{10}^V - \chi_{06}^V$  и карта морского льда ААНИИ 7 января 2020 г. Значения GD рассчитаны с использованием среднесуточных данных измерений AMSR2 с помощью атмосферной коррекции.

## Заключение

В работе представлен новый метод расчёта радиояркостной температуры излучения атмосферы  $T_a$  и её оптической толщины  $\tau$  над арктическим морским льдом на частотах измерений радиометра AMSR2. Несмотря на ограничения метода, связанные с использованием упрощённой формы уравнения переноса излучения в приближении «чистого поглощения», большинство атмосферных условий над морским льдом Арктики удовлетворяют условиям отсутствия рассеяния для всех частот AMSR2, включая 89 ГГц, с ноября по март. Основой метода стало предположение о постоянном значении поляризационной разности излучения морского льда на частоте 89 ГГц  $\Delta\chi_{89}$  независимо от его типа, подтверждённое данными наземных измерений  $\Delta\chi_{89}$ . Изменчивость  $\Delta\chi_{89}$  становится источником ошибок до 15 % при расчёте  $T_a$  и  $\tau$  для МУ- и FY-типов льда. Наличие молодых и начальных типов льда увеличивает погрешность метода. Предложенный метод позволяет рассчитывать  $T_a$  и  $\tau$  над арктическим морским льдом на частотах AMSR2, используя только измерения AMSR2 без каких-либо дополнительных данных. Важным элементом расчётов является возможность точного восстановления WVC над арктическим морским льдом, подтверждённая в работе (Zabolotskikh et al., 2020). Без восстановления WVC было бы невозможно рассчитать параметры атмосферы на частотах ниже 89 ГГц.

Возможные применения предлагаемого подхода включают как уточнение точек привязки (атмосферную коррекцию) для повышения точности алгоритмов восстановления SIC, так и разработку новых методов изучения свойств морского льда (включая его классификацию) на основе градиентов коэффициентов излучения вертикально поляризованного морского льда на разных частотах.

Исследования, представленные в настоящей статье, выполнены при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 19-17-00236. Работа серверного оборудования обеспечена финансированием в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации № 0763-2020-0005.



## Литература

1. Заболотских Е. В., Хворостовский К. С., Животовская М. А., Львова Е. В., Азаров С. М., Балашова Е. А. Спутниковое микроволновое зондирование морского льда Арктики. Обзор // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 1. С. 9–34. DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34.
2. Матросов С. Ю., Шульгина Е. М. Рассеяние и ослабление микроволнового излучения осадками // Тр. Гл. геофиз. обсерватории им. А. И. Воейкова. 1982. Вып. 448. С. 85–94.
3. Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L. T. Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice // J. Geophysical Research. 2007. V. 112. No. C8. DOI: 10.1029/2006JC003543.
4. Atkinson P. M., Tatnall A. R. L. Introduction Neural networks in remote sensing // Intern. J. Remote Sensing. 1997. V. 18. No. 4. P. 699–709. DOI: 10.1080/014311697218700.
5. Beitsch A., Kern S., Kaleschke L. Comparison of SSM/I and AMSR-E Sea Ice Concentrations With ASPeCt Ship Observations Around Antarctica // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2015. V. 53. No. 4. P. 1985–1996. DOI: 10.1109/TGRS.2014.2351497.
6. Bobylev L. P., Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Mitnik M. L. Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the Arctic Ocean using satellite passive microwave sensing // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2010. V. 48. No. 1. P. 283–294. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2028018.
7. Comiso J. C., Hall D. K. Climate trends in the Arctic as observed from space // Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. 2014. V. 5. No. 3. P. 389–409. DOI: 10.1002/wcc.277.
8. Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T. Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2003. V. 41. No. 2. P. 243–252. DOI: 10.1109/TGRS.2002.808317.
9. Comiso J. C., Parkinson C. L., Gersten R., Stock L. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. Iss. 1. Art. No. L01703. DOI: 10.1029/2007GL031972.
10. Galligani V. S., Prigent C., Defer E., Jimenez C., Eriksson P. The impact of the melting layer on the passive microwave cloud scattering signal observed from satellites: A study using TRMM microwave passive and active measurements // J. Geophysical Research: Atmospheres. 2013. V. 118. No. 11. P. 5667–5678. DOI: 10.1002/jgrd.50431.
11. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D. The ERA5 global reanalysis // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2020. V. 146. No. 730. P. 1999–2049. DOI: 10.1002/qj.3803.
12. Ivanova N., Johannessen O. M., Pedersen L. T., Tonboe R. T. Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2014. V. 52. No. 11. P. 7233–7246. DOI: 10.1109/TGRS.2014.2310136.
13. Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M., Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges // Cryosphere. 2015. V. 9. P. 1797–1817. DOI: 10.5194/tcd-9-1269-2015.
14. Kaleschke L., Lüpkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G. SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis // Canadian J. Remote Sensing. 2001. V. 27. No. 5. P. 526–537. DOI: 10.1080/07038992.2001.10854892.
15. Katsumata M., Uyeda H., Iwanami K., Liu G. The response of 36- and 89-GHz microwave channels to convective snow clouds over ocean: Observation and modeling // J. Applied Meteorology. 2000. V. 39. No. 12. P. 2322–2335. DOI: 10.1175/1520-0450(2000)039<2322:TROAGM>2.0.CO;2.
16. Kim M.-J., Kulie M. S., O'Dell C., Bennartz R. Scattering of Ice Particles at Microwave Frequencies: A Physically Based Parameterization // J. Applied Meteorology and Climatology. 2007. V. 46. No. 5. P. 615–633. DOI: 10.1175/JAM2483.1.
17. Kwok R. G., Cunningham F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H. J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // J. Geophysical Research. 2009. V. 114. No. C7. DOI: 10.1029/2009JC005312.
18. Li J. F., Lee S., Ma H.-Y., Stephens G., Guan B. Assessment of the cloud liquid water from climate models and reanalysis using satellite observations // Terrestrial Atmospheric and Oceanic Science. 2018. V. 29. No. 6. P. 653–678. DOI: 10.3319/TAO.2018.07.04.01.
19. Mathew N., Heygster G., Melsheimer C. Surface emissivity of the Arctic sea ice at AMSR-E frequencies // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2009. V. 47. No. 12. P. 4115–4124. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2023667.
20. Meier W. N. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2005. V. 43. No. 6. P. 1324–1337. DOI: 10.1109/TGRS.2005.846151.

21. *Meissner T., Wentz F.J.* The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2012. V. 50. No. 8. P. 3004–3026. DOI: 10.1109/TGRS.2011.2179662.
22. *Shupe M. D., Uttal T., Matrosov S. Yu., Frisch A. S.* Cloud water contents and hydrometeor sizes during the FIRE Arctic Clouds Experiment // *J. Geophysical Research*. 2001. V. 106. No. D14. P. 15015–15028. DOI: 10.1029/2000JD900476.
23. *Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophysical Research: Oceans 1978–2012*. 2008. V. 113. No. C2. DOI: 10.1029/2005JC003384.
24. *Stroeve J. C., Serreze M. C., Holland M. M., Kay J. E., Malanik J., Barrett A. P.* The Arctic’s rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // *Climate Change*. 2012. V. 110. No. 3–4. P. 1005–1027. DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1.
25. *Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O. M., Johannessen J. A., Campbell W.J., Gloersen P., Cavalieri D., Mätzler C.* Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus 7 scanning multi-channel microwave radiometer for sea ice research // *J. Geophysical Research: Oceans 1978–2012*. 1983. V. 88. No. C5. P. 2781–2791. DOI: 10.1029/JC088iC05p02781.
26. *Svendsen E., Matzler C., Grenfell T. C.* A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz // *Intern. J. Remote Sensing*. 1987. V. 8. No. 10. P. 1479–1487. DOI: 10.1080/01431168708954790.
27. *Tikhonov V. V., Repina I. A., Raev M. D., Sharkov E. A., Ivanov V. V., Boyarskii D. A., Alexeeva T. A., Komarova N. Yu.* A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // *Advances in Space Research*. 2015. V. 56. No. 8. P. 1578–1589. DOI: 10.1016/j.asr.2015.07.009.
28. *Vihma T.* Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review // *Surveys in Geophysics*. 2014. V. 35. No. 5. P. 1175–1214. DOI: 10.1007/s10712-014-9284-0.
29. *Wentz F.J., Meissner T.* Atmospheric absorption model for dry air and water vapor at microwave frequencies below 100 GHz derived from spaceborne radiometer observations // *Radio Science*. 2016. V. 51. No. 5. P. 381–391. DOI: 10.1002/2015RS005858.
30. *Zabolotskikh E., Azarov S.* Wintertime Emissivities of the Arctic Sea Ice Types at the AMSR2 Frequencies // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. No. 23. Art. No. 5927. DOI: 10.3390/rs14235927.
31. *Zabolotskikh E. V., Chapron B.* New Geophysical Model Function for Ocean Emissivity at 89 GHz Over Arctic Waters // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2018. V. 16. No. 4. P. 573–576. DOI: 10.1109/LGRS.2018.2876731.
32. *Zabolotskikh E. V., Chapron B.* Consideration of Atmospheric Effects for Sea Ice Concentration Retrieval from Satellite Microwave Observations // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2019. V. 44. No. 2. P. 124–129. DOI: 10.3103/S1068373919020055.
33. *Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Chapron B.* An Advanced Algorithm to Retrieve Total Atmospheric Water Vapor Content From the Advanced Microwave Scanning Radiometer Data Over Sea Ice and Sea Water Surfaces in the Arctic // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2020. V. 58. No. 5. P. 3123–3135. DOI: 10.1109/TGRS.2019.2948289.

## Atmospheric correction in the Arctic sea ice studies with AMSR2 data

**E. V. Zabolotskikh, S. M. Azarov**

*Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg 195196, Russia  
E-mail: liza@rshu.ru*

In this paper we propose a new method for atmospheric correction in the sea ice studies with the data of the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2). The method is based on the results of numerical simulation of brightness temperatures ( $T_b$ ) of microwave radiation of the atmosphere-sea ice system in the Arctic and on analysis of AMSR2 measurements at a frequency of 89 GHz over the Arctic sea ice. The ERA5 reanalysis data serve as input data for numerical calculations. The basis of the method is estimation of the atmospheric optical thickness at a frequency of 89 GHz from the polarization difference measurements and the retrieval of the atmospheric microwave radiation parameters at all the other frequencies with neural networks algorithms trained on the results of  $T_b$  simulation. The numerical simulation is based on the solution of microwave radiation transfer equation under nonscattering conditions. Thus, the method is applicable for atmospheric correction in a dry winter

atmosphere from November to March. Application of the method to AMSR2 data requires the usage of a previously developed algorithm for total atmospheric water vapor content retrieval, having high accuracy both over open water and over the Arctic sea ice. The application of the approach will make it possible to study the Arctic sea ice using the AMSR2 data without atmospheric influence, as well as to improve the accuracy of sea ice concentration retrievals without involving any additional data.

**Keywords:** Arctic, atmospheric correction, satellite passive microwave remote sensing, sea ice, numerical modeling, AMSR2

Accepted: 07.06.2023

DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-3-19-34

## References

1. Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Zhivotovskaya M. A., Lvova E. V., Azarov S. M., Balashova E. A., Satellite microwave remote sensing of the Arctic sea ice. Review, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2023, Vol. 20, No. 1, pp. 9–34 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2023-20-1-9-34.
2. Matrosov S. Yu., Shulgina E. M., Scattering and attenuation of microwave radiation by precipitation, *Trudy Glavnoi geofizicheskoi observatorii im. A. I. Voeikova*, 1982, Issue 448, pp. 85–94 (in Russian).
3. Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., Pedersen L. T., Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice, *J. Geophysical Research*, 2007, Vol. 112, No. C8, DOI: 10.1029/2006JC003543.
4. Atkinson P. M., Tatnall A. R. L., Introduction Neural networks in remote sensing, *Intern. J. Remote Sensing*, 1997, Vol. 18, No. 4, pp. 699–709, DOI: 10.1080/014311697218700.
5. Beitsch A., Kern S., Kaleschke L., Comparison of SSM/I and AMSR-E Sea Ice Concentrations with ASPeCt Ship Observations around Antarctica, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2015, Vol. 53, No. 4, pp. 1985–1996, DOI: 10.1109/TGRS.2014.2351497.
6. Bobylev L. P., Zabolotskikh E. V., Mitnik L. M., Mitnik M. L., Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the Arctic Ocean using satellite passive microwave sensing, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2010, Vol. 48, No. 1, pp. 283–294, DOI: 10.1109/TGRS.2009.2028018.
7. Comiso J. C., Hall D. K., Climate trends in the Arctic as observed from space, *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2014, Vol. 5, No. 3, pp. 389–409, DOI: 10.1002/wcc.277.
8. Comiso J. C., Cavalieri D. J., Markus T., Sea ice concentration, ice temperature, and snow depth using AMSR-E data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2003, Vol. 41, No. 2, pp. 243–252, DOI: 10.1109/TGRS.2002.808317.
9. Comiso J. C., Parkinson C. L., Gersten R., Stock L., Accelerated decline in the Arctic sea ice cover, *Geophysical Research Letters*, 2008, Vol. 35, Issue 1, Art. No. L01703, DOI: 10.1029/2007GL031972.
10. Galligani V. S., Prigent C., Defer E., Jimenez C., Eriksson P., The impact of the melting layer on the passive microwave cloud scattering signal observed from satellites: A study using TRMM microwave passive and active measurements, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, Vol. 118, No. 11, pp. 5667–5678, DOI: 10.1002/jgrd.50431.
11. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., The ERA5 global reanalysis, *Quarterly J. Royal Meteorological Society*, 2020, Vol. 146, No. 730, pp. 1999–2049, DOI: 10.1002/qj.3803.
12. Ivanova N., Johannessen O. M., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2014, Vol. 52, No. 11, pp. 7233–7246, DOI: 10.1109/TGRS.2014.2310136.
13. Ivanova N., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M., Satellite passive microwave measurements of sea ice concentration: An optimal algorithm and challenges, *Cryosphere*, 2015, Vol. 9, pp. 1797–1817, DOI: 10.5194/tcd-9-1269-2015.
14. Kaleschke L., Lüpkes C., Vihma T., Haarpaintner J., Bochert A., Hartmann J., Heygster G., SSM/I sea ice remote sensing for mesoscale ocean-atmosphere interaction analysis, *Canadian J. Remote Sensing*, 2001, Vol. 27, No. 5, pp. 526–537, DOI: 10.1080/07038992.2001.10854892.
15. Katsumata M., Uyeda H., Iwanami K., Liu G., The response of 36- and 89-GHz microwave channels to convective snow clouds over ocean: Observation and modeling, *J. Applied Meteorology*, 2000, Vol. 39, No. 12, pp. 2322–2335, DOI: 10.1175/1520-0450(2000)039<2322:TROAGM>2.0.CO;2.

16. Kim M.-J., Kulie M. S., O'Dell C., Bennartz R., Scattering of Ice Particles at Microwave Frequencies: A Physically Based Parameterization, *J. Applied Meteorology and Climatology*, 2007, Vol. 46, No. 5, pp. 615–633, DOI: 10.1175/JAM2483.1.
17. Kwok R. G., Cunningham F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H. J., Yi D., Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008, *J. Geophysical Research*, 2009, Vol. 114, No. C7, DOI: 10.1029/2009JC005312.
18. Li J. F., Lee S., Ma H.-Y., Stephens G., Guan B., Assessment of the cloud liquid water from climate models and reanalysis using satellite observations, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Science*, 2018, Vol. 29, No. 6, pp. 653–678, DOI: 10.3319/TAO.2018.07.04.01.
19. Mathew N., Heygster G., Melsheimer C., Surface emissivity of the Arctic sea ice at AMSR-E frequencies, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2009, Vol. 47, No. 12, pp. 4115–4124, DOI: 10.1109/TGRS.2009.2023667.
20. Meier W. N., Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic peripheral seas, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2005, Vol. 43, No. 6, pp. 1324–1337, DOI: 10.1109/TGRS.2005.846151.
21. Meissner T., Wentz F. J., The emissivity of the ocean surface between 6 and 90 GHz over a large range of wind speeds and earth incidence angles, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2012, Vol. 50, No. 8, pp. 3004–3026, DOI: 10.1109/TGRS.2011.2179662.
22. Shupe M. D., Uttal T., Matrosov S. Yu., Frisch A. S., Cloud water contents and hydrometeor sizes during the FIRE Arctic Clouds Experiment, *J. Geophysical Research*, 2001, Vol. 106, No. D14, pp. 15015–15028, DOI: 10.1029/2000JD900476.
23. Spreen G., Kaleschke L., Heygster G., Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels, *J. Geophysical Research: Oceans 1978–2012*, 2008, Vol. 113, No. C2, DOI: 10.1029/2005JC003384.
24. Stroeve J. C., Serreze M. C., Holland M. M., Kay J. E., Malanik J., Barrett A. P., The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis, *Climate Change*, 2012, Vol. 110, No. 3–4, pp. 1005–1027, DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1.
25. Svendsen E., Kloster K., Farrelly B., Johannessen O. M., Johannessen J. A., Campbell W. J., Gloersen P., Cavalieri D., Mätzler C., Norwegian Remote Sensing Experiment: Evaluation of the Nimbus 7 scanning multichannel microwave radiometer for sea ice research, *J. Geophysical Research: Oceans 1978–2012*, 1983, Vol. 88, No. C5, pp. 2781–2791, DOI: 10.1029/JC088iC05p02781.
26. Svendsen E., Mätzler C., Grenfell T. C., A model for retrieving total sea ice concentration from a spaceborne dual-polarized passive microwave instrument operating near 90 GHz, *Intern. J. Remote Sensing*, 1987, Vol. 8, No. 10, pp. 1479–1487, DOI: 10.1080/01431168708954790.
27. Tikhonov V. V., Repina I. A., Raev M. D., Sharkov E. A., Ivanov V. V., Boyarskii D. A., Alexeeva T. A., Komarova N. Yu., A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data, *Advances in Space Research*, 2015, Vol. 56, No. 8, pp. 1578–1589, DOI: 10.1016/j.asr.2015.07.009.
28. Vihma T., Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review, *Surveys in Geophysics*, 2014, Vol. 35, No. 5, pp. 1175–1214, DOI: 10.1007/s10712-014-9284-0.
29. Wentz F. J., Meissner T., Atmospheric absorption model for dry air and water vapor at microwave frequencies below 100 GHz derived from spaceborne radiometer observations, *Radio Science*, 2016, Vol. 51, No. 5, pp. 381–391, DOI: 10.1002/2015RS005858.
30. Zabolotskikh E., Azarov S., Wintertime Emissivities of the Arctic Sea Ice Types at the AMSR2 Frequencies, *Remote Sensing*, 2022, Vol. 14, No. 23, Art. No. 5927, DOI: 10.3390/rs14235927.
31. Zabolotskikh E. V., Chapron B., New Geophysical Model Function for Ocean Emissivity at 89 GHz Over Arctic Waters, *IEEE Geosci. Remote Sens. Letters*, 2018, Vol. 16, No. 4, pp. 573–576, DOI: 10.1109/LGRS.2018.2876731.
32. Zabolotskikh E. V., Chapron B., Consideration of Atmospheric Effects for Sea Ice Concentration Retrieval from Satellite Microwave Observations, *Russian Meteorology and Hydrology*, 2019, Vol. 44, No. 2, pp. 124–129, DOI: 10.3103/S1068373919020055.
33. Zabolotskikh E. V., Khvorostovsky K. S., Chapron B., An Advanced Algorithm to Retrieve Total Atmospheric Water Vapor Content From the Advanced Microwave Scanning Radiometer Data Over Sea Ice and Sea Water Surfaces in the Arctic, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2020, Vol. 58, No. 5, pp. 3123–3135, DOI: 10.1109/TGRS.2019.2948289.