

Повышение пространственного разрешения каналов С-диапазона радиометра *AMSR2* для мониторинга арктических морей с использованием каналов измерений на 36,5 ГГц

Е. В. Заболотских¹, ✉, Б. Шапрон²

¹ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

² Французский научно-исследовательский институт исследований моря, Пулузане, Франция

✉ liza@rshu.ru

Поступила в редакцию 05.03.2025; одобрена после рецензирования 20.04.2025;
принята к публикации 11.07.2025.

Аннотация

Цель. Исследована возможность улучшения пространственного разрешения радиометра *Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2)* на каналах С-диапазона с помощью измерений на частоте 36,5 ГГц для изучения параметров подстилающей поверхности морей Арктики.

Методы и результаты. Использовались результаты численного моделирования радиояркостной температуры (*Тя*) микроволнового излучения системы морской лед – океан – атмосфера в условиях нерассеивающей атмосферы Арктики и расчеты *Тя* для параметров атмосферы и океана по данным реанализа *ERA5*. В качестве эффективных коэффициентов излучения морского льда подставлялись рассчитанные ранее значения для всего региона Арктики. Оценивалась чувствительность *Тя* к атмосферному излучению, температуре поверхности и коэффициенту излучения подстилающей поверхности на каналах измерений на частоте 6,9 и 36,5 ГГц на горизонтальной и вертикальной поляризации, а также изменчивость указанных параметров в Арктике. В зависимости от типа поверхности на основании результатов моделирования предложены формулы расчета полей *Тя* на частоте 6,9 ГГц повышенного пространственного разрешения, использующие *Тя* на частоте 6,9 ГГц исходного разрешения и *Тя* на частоте 36,5 ГГц спутникового продукта уровня *Level 1R*.

Выводы. Разработанный подход расширяет возможности использования данных *AMSR2* для детального изучения параметров морей Арктики, частично или полностью покрытых однолетними льдами разного типа и сплоченности. Над областями сплошного многолетнего льда улучшение пространственного разрешения измерений на 6,9 ГГц, особенно на вертикальной поляризации, с помощью описанного подхода не представляется возможным. Ошибки и возможность применения данного подхода определяются изменчивостью параметров влагосодержания атмосферы в элементе низкого пространственного разрешения измерений на частоте 6,9 ГГц.

Ключевые слова: *AMSR2*, радиояркостная температура, пространственное разрешение, Арктика, система морской лед – океан – атмосфера, физическое моделирование, морской лед

Благодарности: работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № FSZU-2025-0005 «Система „морской лед – океан – атмосфера“ Арктики: развитие спутниковых методов и моделей».

Для цитирования: Заболотских Е. В., Шапрон Б. Повышение пространственного разрешения каналов С-диапазона радиометра *AMSR2* для мониторинга арктических морей с использованием каналов измерений на 36,5 ГГц // Морской гидрофизический журнал. 2025. Т. 41, № 5. С. 694–714. EDN ORSZRM.

Enhancing the Spatial Resolution of the AMSR2 C-Band Radiometer Channels for Monitoring the Arctic Seas Using the 36.5 Ghz Measurement Channels

E. V. Zabolotskikh ¹, ✉, B. Chapron ²

¹ Russian State Hydrometeorological University, Saint Petersburg, Russia

² Institut Français de Recherche Pour l'exploitation de la mer, Ifremer, Plouzané, France
✉ liza@rshu.ru

Abstract

Purpose. The purpose of the work is to study the possibility of improving spatial resolution of the Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2) on the C-band channels using the measurements at the 36.5 GHz frequency for investigating the underlying surface parameters of the Arctic seas.

Methods and Results. The results of numerical modeling of the brightness temperature (T_b) of the sea ice-ocean-atmosphere system microwave radiation under conditions of the non-scattering Arctic atmosphere, as well as the calculations of T_b for the atmospheric and oceanic parameters based on the ERA5 reanalysis data were used. The values of sea ice effective emission coefficients previously calculated for the entire Arctic region were applied in calculations. The T_b sensitivity to atmospheric radiation, surface temperature and underlying surface emission coefficients at the 6.9 and 36.5 GHz measurement channels at the horizontal and vertical polarizations, and also variability of the above parameters in the Arctic were assessed. Depending on the surface type and based on the modeling results, proposed are the formulas for calculating the T_b fields at the 6.9 GHz frequency at the enhanced spatial resolution, in which T_b at the 6.9 GHz frequency of the original resolution and T_b at the 36.5 GHz frequency of the Level 1R satellite product were used.

Conclusions. The developed approach expands the possibilities of using the AMSR2 data for a detailed study of the parameters of Arctic seas partially or completely covered with first-year ice of various types and concentration. For the areas of continuous multi-year consolidate ice, application of the described method to improving the spatial resolution of measurements at 6.9 GHz, especially in vertical polarization, seems impossible. The errors and applicability of the above approach are conditioned by the variability of atmospheric water content parameters in a low spatial resolution pixel of measurements at the 6.9 GHz frequency.

Keywords: AMSR2, brightness temperature, spatial resolution, Arctic, sea ice-ocean-atmosphere system, physical modeling, sea ice

Acknowledgments: The study was carried out within the framework of state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of RF No. FSZU-2025-0005 “The Arctic sea ice-ocean-atmosphere system: Development of satellite methods and models”.

For citation: Zabolotskikh, E.V. and Chapron, B., 2025. Enhancing the Spatial Resolution of the AMSR2 C-Band Radiometer Channels for Monitoring the Arctic Seas Using the 36.5 Ghz Measurement Channels. *Physical Oceanography*, 32(5), pp. 703-722.

Введение

Спутниковое дистанционное пассивное микроволновое зондирование широко используется для глобального мониторинга различных параметров атмосферы и подстилающей поверхности благодаря своей всепогодности и независимости от солнечного освещения. Способность «видеть» сквозь облака является важнейшей особенностью микроволновых инструментов, позволяющей картировать различные параметры на регулярной и непрерывной основе. Как правило, микроволновые радиометры представляют собой многочастотные

и мультиполяризационные инструменты, т. е. регистрируют собственное излучение атмосферы и поверхности Земли на разных частотах и поляризациях. Они играют важнейшую роль в получении глобальных данных о влагозапасе атмосферы [1] и водозапасе облаков [2], температуре поверхности [3], сплоченности морского льда [4], водозапасе снежного покрова [5] и влажности почвы [6].

Однако существующие микроволновые радиометры характеризуются низким пространственным разрешением по сравнению с разрешением инфракрасных и оптических инструментов [7–9]. Кроме того, разные каналы одного и того же инструмента имеют разное пространственное разрешение [10]. Это приводит к тому, что результаты применения многоканальных алгоритмов обладают наихудшим из используемых каналов разрешением [11]. Низкое пространственное разрешение ограничивает использование данных спутниковых микроволновых радиометров при решении региональных задач, связанных с изучением объектов, масштабы которых меньше, чем разрешение измерений. Хотя большое количество атмосферных параметров над океанами восстанавливается с высокой точностью, вблизи берега их оценка невозможна из-за влияния суши. В готовых спутниковых продуктах эти области маскируются, и большое количество ценной информации оказывается недоступным для использования, в частности в моделях прогноза. Поэтому исследования последних лет, направленные на повышение пространственного разрешения, ставят своей целью улучшение точности прогнозов погоды и климатических моделей [12, 13].

Низкое пространственное разрешение радиометрических данных связано с неизбежным усреднением сигнала, принимаемого большими радиометрическими антеннами в пределах диаграмм направленности, и с шумами приемных устройств. Для повышения пространственного разрешения применяется ряд подходов, которые можно разделить на три основные категории: методы слияния данных (от англ. *data fusion algorithms*), связанные с использованием данных более высокого разрешения; алгоритмы инверсии диаграммы направленности антенны (*antenna pattern inversion algorithms*) и методы машинного обучения (*deep learning methods*). Методы слияния данных используют сопутствующую информацию из оптических наблюдений [14] либо измерений на более высокочастотных каналах [15] с повышенным разрешением. Алгоритмы инверсии диаграммы направленности антенны основаны на анализе данных из областей перекрытия диаграмм [9, 16]. Методы машинного обучения, в частности с использованием сверточных нейронных сетей, применяют алгоритмы, обученные на сопутствующих данных высокого разрешения [17, 18].

В работе [19] была предложена методика повышения пространственного разрешения оптических снимков *Smoothing Filter-based Intensity Modulation (SFIM)*, разработанная на основе упрощенной модели отражения сигнала от поверхности земли. Было показано, что использование соотношения между исходным сигналом изображения высокого разрешения и его сглаженным сигналом (полученным при помощи низкочастотного фильтра) позволяет модулировать изображение более низкого пространственного разрешения без изменения его спектральных свойств и контраста. Этот подход позволяет улучшить пространственное разрешение изображений. Для оптических инструментов

пространственное и спектральное разрешение являются противоречивыми параметрами: при заданном отношении сигнал/шум повышение спектрального разрешения (более узкая спектральная полоса) часто достигается за счет понижения пространственного разрешения.

Цифровой сигнал (англ. *digital number*, DN) оптического изображения в спектральной отражающей полосе λ зависит главным образом от солнечного излучения, падающего на поверхность земли (освещенность $E(\lambda)$), и спектрального отражения поверхности земли $r(\lambda)$:

$$DN(\lambda) = r(\lambda)E(\lambda).$$

Методика *SFIM* заключается в том, что расчетные значения высокоразрешающего сигнала $DN(\lambda)_{\text{sim}}$ на длине волны λ могут быть представлены в виде

$$DN(\lambda)_{\text{sim}} = \frac{DN(\lambda)_{\text{low}} DN(\gamma)_{\text{high}}}{DN(\gamma)_{\text{mean}}}, \quad (1)$$

где $DN(\lambda)_{\text{low}}$ – сигнал низкого разрешения на длине волны λ ; $DN(\gamma)_{\text{high}}$ – сигнал высокого разрешения на длине волны γ , а $DN(\gamma)_{\text{mean}}$ – локальное среднее $DN(\gamma)_{\text{high}}$ для элемента разрешения изображения с низким пространственным разрешением. В основе методики лежит предположение об одинаковом характере зависимости $DN(\lambda)$ и $DN(\gamma)$ от топографии поверхности. При этом результат слияния данных не зависит от спектральных свойств изображения с высоким разрешением и, следовательно, сохраняет информацию, содержащуюся в исходном изображении с низким разрешением.

В работе [20] *SFIM*-алгоритм был использован для улучшения пространственного разрешения полей радиояркостных температур ($Tя$) радиометра *Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observation System (AMSR-E)* на частоте 6,9 ГГц (*C*-диапазон) с использованием измерений на частоте 36,5 ГГц (*Ка*-диапазон). Формула (1) применительно к данным *AMSR-E* была преобразована к следующему виду:

$$Tb_{\text{CHres}} = \frac{Tb_{\text{Corig}} Tb_{\text{Korig}}}{Tb_{\text{KLres}}}, \quad (2)$$

где Tb_{CHres} – $Tя$ излучения в *C*-диапазоне высокого разрешения; Tb_{Corig} – $Tя$ излучения в *C*-диапазоне исходного (англ. *original*) разрешения; Tb_{Korig} – $Tя$ излучения в *Ка*-диапазоне исходного (высокого) разрешения; Tb_{KLres} – $Tя$ излучения в *Ка*-диапазоне низкого разрешения, полученная путем усреднения значений в тех элементах разрешения, которые попадают в пиксель низкого разрешения *C*-диапазона. По сути для применения алгоритма поле измерений $Tя$ в *Ка*-диапазоне ($Tя_{36\text{high}}$) обрабатывается низкочастотным фильтром для получения поля $Tя$ на частоте 36,5 ГГц низкого разрешения ($Tя_{36\text{low}}$) и результирующее отношение $Tя_{36\text{high}}/Tя_{36\text{low}}$ используется для модуляции низкочастотных измерений. В работе [15] авторы обсуждают возможности метода применительно к повышению разрешения полей влажности почв, анализируя результирующие поля Tb_{CHres} для двух географических районов – дельты Амазонки и озера Виктория в Экваториальной Африке. При этом, используя метод *SFIM*

напрямую, они не обсуждают возможности его применения, которые принципиально отличаются от возможностей применения оптических снимков, поскольку в основе методики лежит предположение об одинаковом характере зависимости $DN(\lambda)$ и $DN(\gamma)$ от топографии поверхности.

Целью работы является модификация метода *SFIM* для улучшения пространственного разрешения измерений радиометра *Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR2)* на каналах на частоте 6,9 ГГц с помощью измерений на частотах 36,5 ГГц для региона Арктики с целью использования этих измерений для изучения свойств подстилающей поверхности.

Методология

Тя микроволнового излучения зависит не только от свойств поверхности, но и от свойств атмосферы. В общем виде в условиях микроволнового приближения при отсутствии рассеяния Тя горизонтально (H , англ. *horizontal*) и вертикально (V , англ. *vertical*) поляризованного излучения ($Tя^{H,V}$) может быть представлена как

$$Tя^{H,V} = T_a^\uparrow + \chi^{H,V} \cdot T_s \cdot e^{-\tau} + (1 + \Omega) \cdot (T_a^\downarrow + e^{-\tau} \cdot T_c) \cdot e^{-\tau} \cdot (1 - \chi^{H,V}), \quad (3)$$

где $T_a^\uparrow$, $T_a^\downarrow$ – Тя восходящего и нисходящего излучения атмосферы; τ – ее оптическая толщина в направлении угла наблюдений θ ; $\chi^{H,V}$ – эффективный коэффициент излучения H - и V -поляризованной радиации; T_c – космическое излучение, $T_c = 2,7$ К; T_s – температура поверхности; Ω – корректирующая добавка для учета вклада рассеянного в направлении θ излучения при отличных от θ углах падения [21]. Формула (3) справедлива для диапазона частот f от 1 до 100 GHz при отсутствии в атмосфере рассеивателей с характерными размерами r , превышающими $\lambda/2\pi$ [22]. Корректирующей добавкой Ω для диффузно отражающих поверхностей при углах около 50° можно пренебречь [23]. Результаты численных расчетов показывают также, что в условиях арктической атмосферы восходящее и нисходящее излучение атмосферы можно считать одинаковым и равным T_a . Погрешности такого приближения обсуждаются, например, в [24]. Пренебрегая космическим излучением, ослабленным двойным слоем атмосферы, можно записать:

$$Tя^{H,V} = \chi^{H,V} \cdot e^{-\tau}(T_s - T_a) + T_a(1 + e^{-\tau}). \quad (4)$$

Формула (4) описывает Тя излучения системы на разных частотах. Частотно зависимые функции – эффективный коэффициент излучения и взаимосвязанные излучение атмосферы T_a и ее оптическая толщина τ .

Для атмосферы с низкими значениями интегральной влажности (влагозапаса атмосферы Q) и общего содержания жидкокапельной влаги облаков (водозапаса облаков W) излучение атмосферы прямо пропорционально ее оптической толщине [25]:

$$T_a = T_0\tau, \quad (5)$$

где T_0 является константой, а $e^{-\tau}$ можно представить как $1 - \tau$. Уравнение (4) с использованием данных приближений может быть представлено в виде

$$T_{\text{я}}^{H,V} = \chi^{H,V} \cdot \left(1 - \frac{T_a}{T_0}\right) (T_s - T_a) + T_a \left(2 - \frac{T_a}{T_0}\right). \quad (6)$$

В соответствии с формулой (6) $T_{\text{я}}$ излучения является функцией параметров атмосферы (через T_a), температуры поверхности T_s и свойств поверхности (через ее эффективный коэффициент излучения $\chi^{H,V}$). Корректность использования формулы (2) для модуляции $T_{\text{я}}$ на частоте 6,9 ГГц ($T_{\text{я}06}$) с помощью $T_{\text{я}}$ на частоте 36,5 ($T_{\text{я}36}$) (как предложено в [15]) зависит от того, с какой погрешностью можно считать, что $T_{\text{я}06\text{high}}/T_{\text{я}06\text{low}} = T_{\text{я}36\text{high}}/T_{\text{я}36\text{low}}$, где $T_{\text{я}06\text{low}}$ – измерения на частоте 6,9 ГГц оригинального (низкого) разрешения; $T_{\text{я}36\text{high}}$ – на частоте 36,5 ГГц оригинального (высокого) разрешения, а $T_{\text{я}36\text{low}}$ – на частоте 36,5 ГГц низкого разрешения, усредненные по элементу разрешения (S) измерений на частоте 6,9 ГГц. Погрешность этих допущений определяется регионом исследований и особенностями подстилающей поверхности.

Отклонения (вариации) $T_{\text{яhigh}}$ от среднего $T_{\text{яlow}}$ в пределах S можно представить как

$$\Delta T_{\text{я}}^{H,V} = \Delta \chi^{H,V} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} + \Delta T_s \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s} + \Delta T_a \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}. \quad (7)$$

Очевидно, что значения производных $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}$, $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ и $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s}$ существенно различны для частот 6,9 и 36,5 ГГц. Кроме того, на частоте 36,5 вариации ΔT_a существенны, в то время как на частоте 6,9 ГГц ими можно пренебречь. Для того чтобы выразить $\Delta T_{\text{я}06\text{high}}$ через $\Delta T_{\text{я}36\text{high}}$, нужно, чтобы в элементе разрешения S выполнялись бы условия

$$\Delta \chi^{H,V} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} \gg \Delta T_a \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}, \quad \Delta \chi^{H,V} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} \gg \Delta T_s \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s}. \quad (8)$$

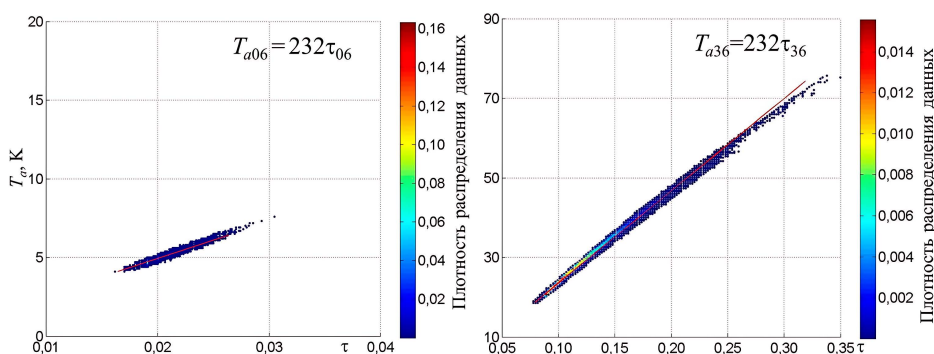
В противном случае модуляция измерений $T_{\text{я}06\text{low}}$ с помощью измерений $T_{\text{я}36\text{high}}$ будет невозможна, поскольку значения $\Delta T_{\text{я}36\text{high}}$ будут зависеть от атмосферных параметров или температуры поверхности, а не от ее эффективного коэффициента излучения, определяемого диэлектрическими свойствами поверхности. Но даже в случае, когда выполняются условия (8), $T_{\text{я}06\text{high}}$ не может быть представлена для произвольной поверхности как $(T_{\text{я}06\text{low}} \cdot T_{\text{я}36\text{high}})/T_{\text{я}36\text{low}}$ (формула (2)), поскольку в общем случае для произвольной подстилающей поверхности $\frac{\partial T_{\text{я}06}}{\partial \chi_{06}} \neq \frac{\partial T_{\text{я}36}}{\partial \chi_{36}}$ и $\Delta \chi_{06} \neq \Delta \chi_{36}$.

Задачей настоящей работы было показать, в каких условиях и каким образом $\Delta T_{\text{я}06\text{high}}$ можно выразить через $\Delta T_{\text{я}36\text{high}}$ с целью повышения пространственного разрешения параметров подстилающей поверхности, основанных на использовании каналов C -диапазона. Для этого были использованы численные расчеты $T_{\text{я}}$ над морской водой (англ. *open water*, *OW*) и над морским льдом (англ. *sea ice*, *SI*) в условиях нерассеивающей атмосферы Арктики с использованием уравнения (4) и данных реанализа *ERA5* по атмосферным параметрам (влажность атмосферы, водность облаков, давление и температура) и температуре подстилающей поверхности T_s . В качестве эффективных коэффициентов излучения $\chi^{H,V}$ использовались значения, рассчитанные при помощи метода, описанного в [26]. По результатам расчетов были количественно оценены все

три составляющие в уравнении (7) для условий морей Арктики. Классификация поверхности по типу *OW/SI* проводилась путем применения алгоритма восстановления сплоченности льда к данным измерений *AMSR2* [27], а по типу льда – с использованием метода, описанного в [28].

Результаты и обсуждение

Результаты расчетов микроволнового излучения T_a атмосферы и оптической толщины τ атмосферы дают значения коэффициента T_0 в уравнении (5) для частот 6,9 и 36,5 ГГц. На рис. 1 проиллюстрирована возможность использования приближения (5) для условий, реализующихся в Арктике на протяжении всего года. При повышении значений параметров влагосодержания атмосферы (Q и/или W) τ растет, и, начиная с $\tau_{36} \sim 0,2$ ($T_{a36} \sim 45$ K), выражение (5) перестает быть справедливым. Однако в условиях Арктики такие значения τ_{36} реализуются над морским льдом и прибрежными районами суши лишь в теплые месяцы (с мая по октябрь).



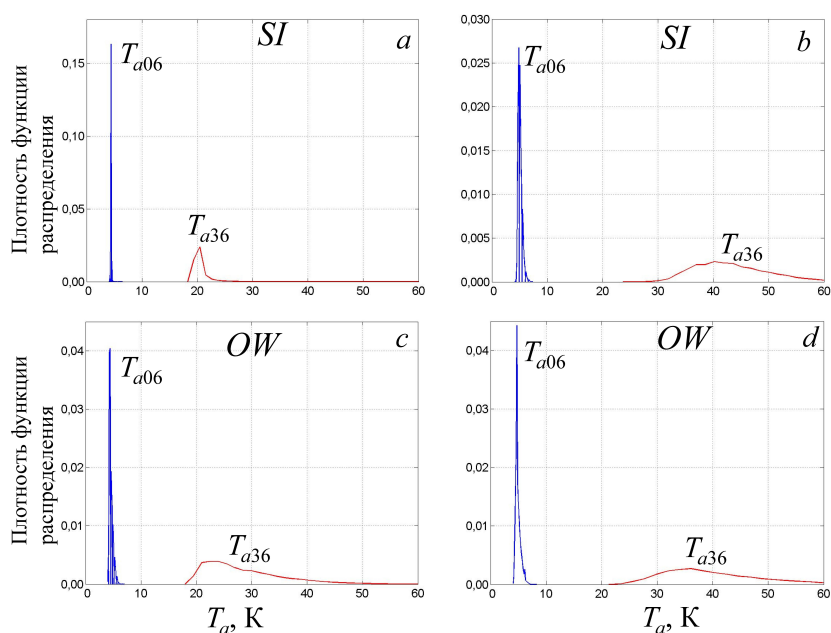
Р и с. 1. Зависимость микроволнового излучения атмосферы T_a от ее оптической толщины τ в арктических условиях в течение года на частоте 6,9 (а) и 36,5 ГГц (b)

Fig. 1. Dependence of the atmospheric microwave radiation T_a on its optical thickness τ in the Arctic conditions during a year at the 6.9 (a) and 36.5 (b) GHz frequencies

В условиях справедливости приближения (5) мы рассчитали T_a и значения частных производных $\frac{\partial T_a^{H,V}}{\partial T_a}$, $\frac{\partial T_a^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ и $\frac{\partial T_a^{H,V}}{\partial T_s}$, пользуясь формулой (6), при фиксированных значениях других двух параметров, и определили значения ΔT_a , ΔT_s и $\Delta \chi^{H,V}$ для того, чтобы оценить $\Delta T_{a06high}$ и $\Delta T_{a36high}$. Параметры ΔT_a , ΔT_s и $\Delta \chi^{H,V}$ оценивались как среднеквадратичный разброс σ внутри рядов данных, собранных помесечно. Несмотря на то что такая оценка не равна вариациям параметров внутри элемента разрешения S , она дает представление об изменчивости параметров в регионе за рассматриваемый промежуток времени.

1. Зависимость ΔT_{a06} и ΔT_{a36} от атмосферного излучения

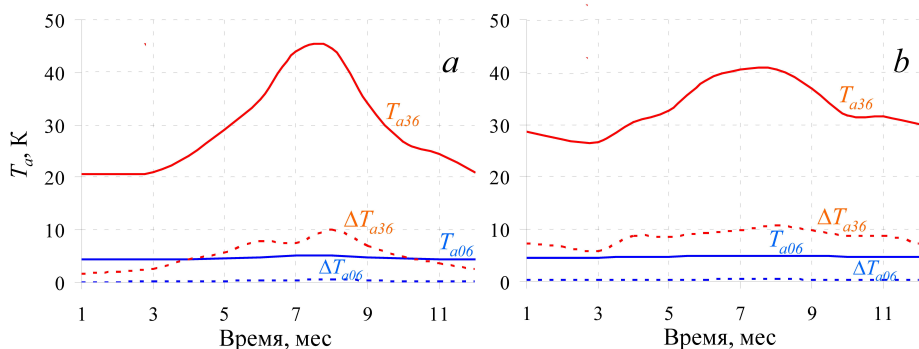
На рис. 2 представлены характерные распределения T_{a06} (атмосферное излучение на частоте 6,9 ГГц) и T_{a36} (атмосферное излучение на частоте 36,5 ГГц) для летнего (июль) и зимнего (январь) месяцев над морским льдом *SI* и морской водой *OW*.



Р и с. 2. Плотность функций распределения значений T_{a06} и T_{a36} над морским льдом (a, b) и над морской водой (c, d) в январе (a, c) и в июле (b, d)

F i g. 2. Density of functions of the T_{a06} and T_{a36} value distributions over sea ice (a, b) and seawater (c, d) in January (a, c) and July (b, d)

Изменчивость параметра T_{a06} мала (0,1–0,5K) и не зависит от типа подстилающей поверхности и сезона. Изменчивость T_{a36} , наоборот, невелика (приблизительно несколько кельвинов) лишь в зимний сезон (с ноября по март) над морским льдом. Зависимость средних значений T_{a06} и T_{a36} , и их изменчивости ΔT_{a06} и ΔT_{36} от месяца представлена на рис. 3.



Р и с. 3. Средние значения T_{a06} и T_{a36} и их изменчивость ΔT_{a06} и ΔT_{36} в зависимости от месяца года над морским льдом (a); над морской водой (b)

F i g. 3. Average values of T_{a06} and T_{a36} , and their variability ΔT_{a06} and ΔT_{36} over sea ice (a) and sea water (b) depending on the month of a year

Из формулы (6) следует:

$$\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} = (\chi^{H,V} - 1) \frac{2T_a}{T_0} + (2 - \chi^{H,V} (1 + \frac{T_s}{T_0})).$$

Значения $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}$ близки к константе на обеих частотах, хотя на 36,5 ГГц наблюдается небольшое уменьшение производной с ростом T_{a36} . На частоте 6,9 ГГц $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} \sim 1,2-1,7$ в зависимости от типа поверхности, но, поскольку значения ΔT_{a06} чрезвычайно малы и составляют 0,1–0,5 К, максимум произведения $\Delta T_{a06} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}$ составляет не более 0,8 К. Причем, поскольку значения ΔT_{a06} в пикселе S явно меньше, чем для всей Арктики, можно считать, что $\Delta T_{a06} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} = 0$.

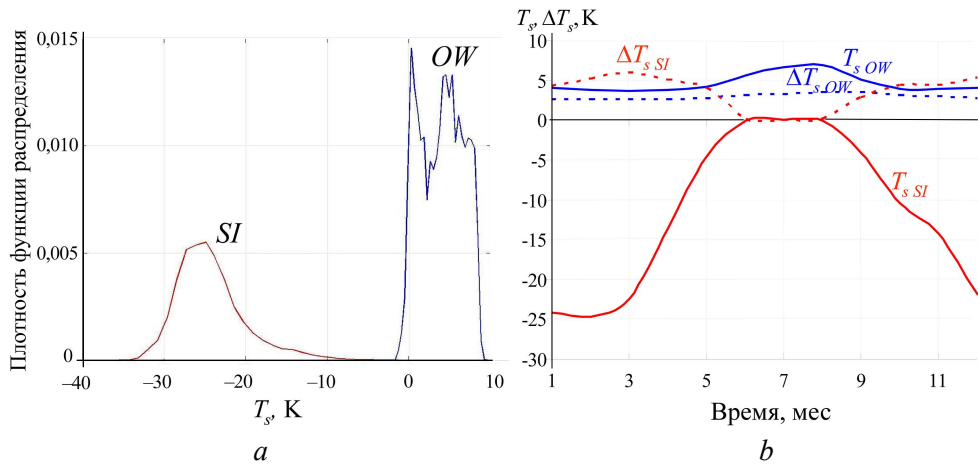
На частоте 36,5 ГГц $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a} \sim 1$ К над морским льдом и $\sim 1,5$ К над водой. С ноября по март над морским льдом $\Delta T_{a36} \sim 2-4$ К, в остальное время года и весь год над морской водой $\Delta T_{a36} \sim 5-10$ К. Таким образом, произведение $\Delta T_{a36} \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_a}$ может составлять от 2 до 15 К в зависимости от сезона и типа подстилающей поверхности. При этом над морским льдом значения ΔT_{a36} можно рассчитать, используя спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*.

2. Зависимость $\Delta T_{\text{я}06}$ и $\Delta T_{\text{я}36}$ от температуры поверхности

$$\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s} = \chi^{H,V} (1 - \frac{T_a}{T_0}).$$

Значения $\frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s}$ определяются главным образом значениями $\chi^{H,V}$, поэтому для морского льда они примерно в два раза выше, чем для морской воды (в зависимости от поляризации), и на частоте 36,5 ГГц на порядок выше, чем на 6,9 ГГц, и составляют $\sim 0,1-0,2$ К/К. Причина, по которой каналы измерений на частоте 36,5 ГГц никогда не используются для определения температуры поверхности, заключается в том, что изменчивость T_{a36} и $\chi^{H,V}_{36}$ существенно выше, чем изменчивость T_s . Среднеквадратичное отклонение T_s (ΔT_s), рассчитанное для месячных данных по всей Арктике для *OW* и *SI*, представлено на рис. 4, *b*.

Изменчивость T_s морской воды в морях Арктики практически постоянна в течение года и составляет $\sim 3-4$ К, для морского льда в зимнее время $\Delta T_s \sim 5-7$ К. Таким образом, произведение $\Delta T_s \frac{\partial T_{\text{я}}^{H,V}}{\partial T_s}$ на частоте 6,9 ГГц не превышает 0,2 К, а на 36,5 ГГц – 1 К.



Р и с. 4. Плотность функции распределения значений T_s для морских воды (OW) и льда (SI) в январе (a); средние значения T_s и их изменчивость ΔT_s в зависимости от месяца года (b)
F i g. 4. Density of function of the T_s value distributions for ocean water (OW) and sea ice (SI) in January (a); T_s average values and their variability ΔT_s depending on the month of a year (b)

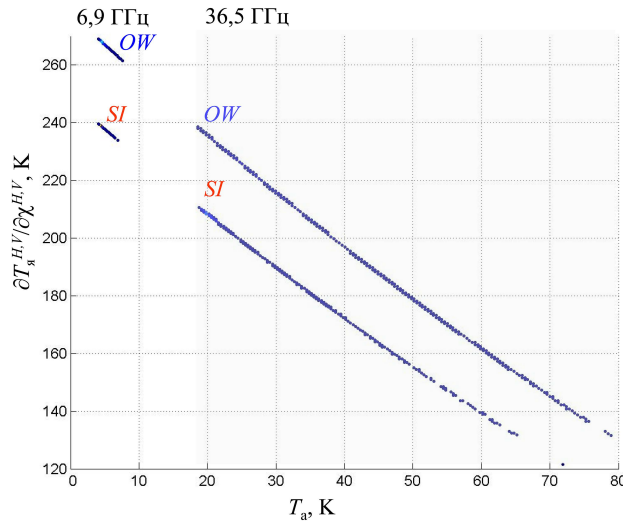
3. Зависимость $\Delta T_{я06}$ и $\Delta T_{я36}$ от эффективного коэффициента излучения

$$\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}} = \left(1 - \frac{T_a}{T_0}\right) (T_s - T_a). \quad (9)$$

Формула (9), полученная из выражения (6), формализует уменьшение чувствительности сигнала к свойствам поверхности с ростом атмосферного излучения. На частоте 6,9 ГГц T_a постоянна (см. рис. 3), значения $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ фактически определяются только параметром T_s и не зависят от состояния атмосферы. На частоте 36,5 ГГц функция $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ зависит не только от T_s , но и от T_a , однако в зимних условиях (с октября по май), характеризующихся значениями T_{a36} , не превышающими 30 К, $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 6,9 ГГц можно выразить через $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 36,5 ГГц:

$$\frac{\partial T_{я06}^{H,V}}{\partial \chi_{06}^{H,V}} \sim \beta \frac{\partial T_{я36}^{H,V}}{\partial \chi_{36}^{H,V}}. \quad (10)$$

Численные расчеты показывают, что в зимних условиях при характерных значениях T_a (~ 5 К на частоте 6,9 ГГц, от 20 К до 30 К – на частоте 36,5 ГГц) значения $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 6,9 ГГц составляют ~ 265 К над морской водой и ~ 240 К над морским льдом. Значения $\frac{\partial T_{я}^{H,V}}{\partial \chi^{H,V}}$ на частоте 36,5 ГГц составляют ~ 200 – 235 К над морской водой и ~ 170 – 205 К над морским льдом (рис. 5). Таким образом, коэффициент β составляет $\sim 1,2$, немного увеличиваясь с ростом T_a ($\beta \sim 1,2$ при $T_{a36} \sim 20$ – 25 К, $\beta \sim 1,25$ при $T_{a36} \sim 25$ – 30 К).



Р и с. 5. Чувствительность T_B к эффективному коэффициенту излучения морских воды и льда как функция излучения атмосферы T_a . Кривые в левой части рисунка – на частоте 6,9 ГГц, в правой (серый фон) – на частоте 36,5 ГГц

Fig. 5. Sensitivity of T_B to the effective emission coefficient of seawater and sea ice as a function of atmospheric radiation T_a . The curves on the figure left side are at the 6.9 GHz frequency, on the right side (gray background) – at the 36.5 GHz frequency

При такой высокой чувствительности T_B к коэффициенту излучения поверхности изменчивость характеристик поверхности, проявляющаяся в изменчивости χ , вносит существенный вклад в ΔT_B даже при небольших ($\sim 0,01$) значениях.

Изменчивость характеристик поверхности по-разному влияет на изменчивость эффективного коэффициента излучения на разных частотах. Для определения зависимости $\Delta\chi_{06} = f(\Delta\chi_{36})$ мы проанализировали массивы коэффициентов излучения морского льда, классифицированного по типу: однолетний (от англ. *First Year Ice*, *FYI*), многолетний (от англ. *Multi-Year Ice*, *MYI*), – и морской воды *OW* для всей Арктики за один холодный период года (с октября 2019 г. по май 2020 г.). Классификация поверхности по типу лед/вода проводилась с помощью алгоритма [27], а по типу льда – с помощью алгоритма [28]. Результаты зависимости χ_{06} от χ_{36} для морского льда и морской воды на горизонтальной и вертикальной поляризации представлены на рис. 6, на котором для морского льда выделяются пространства точек для *FYI* и *MYI*. Эти зависимости были аппроксимированы линейными функциями $\chi_{06} = a_i\chi_{36} + a_i$ для каждой поляризации и каждого типа поверхности. Для поверхности, характеризующейся сплоченностью *SIC* (*Sea Ice Concentration*) от 0 до 1, эффективный коэффициент излучения определится как

$$\begin{aligned}\chi_{06}^{H,V} &= SIC\chi_{06}^{SI} + (1 - SIC)\chi_{06}^{OW}, \\ \chi_{36}^{H,V} &= SIC\chi_{36}^{SI} + (1 - SIC)\chi_{36}^{OW},\end{aligned}\quad (11)$$

где χ_{06}^{OW} и χ_{36}^{OW} – коэффициенты излучения открытой воды на частотах 6,9 и 36,5 ГГц соответственно (облако точек на рис. 6, *a, b*); χ_{06}^{SI} и χ_{36}^{SI} – коэффициенты излучения морского льда на частотах 6,9 и 36,5 ГГц соответственно

(облака точек на рис. 6, *c*, *d*). Формулы (11) позволяют построить зависимости χ_{06} от χ_{36} для произвольных значений SIC для FYI - и MYI -типа льда. На рис. 7 представлены зависимости χ_{06} от χ_{36} для поверхности с произвольными значениями SIC : красные линии – на H -, синие – на V -поляризации; тонкие линии – однолетний лед (FYI) со значениями при $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,85$, $\chi_{36}^V = 0,95$, толстые линии – многолетний лед (MYI) со значениями при $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,75$, $\chi_{36}^V = 0,85$. При этих значениях функции распределения χ однолетнего и многолетнего льдов достигают максимума [26]. Точки OW соответствуют χ для морской воды при $SIC = 0$: $\chi_{06}^H = 0,25$, $\chi_{06}^V = 0,56$, $\chi_{36}^H = 0,4$, $\chi_{36}^V = 0,71$.

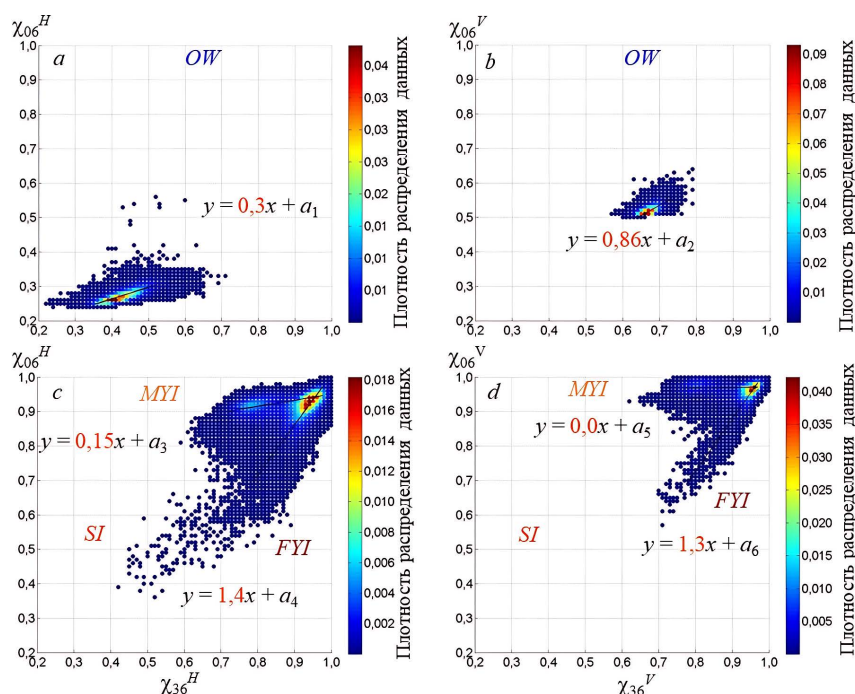
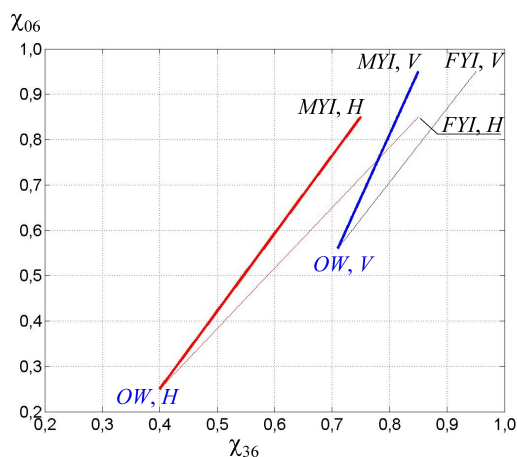


Рис. 6. Зависимость χ_{06} от χ_{36} для морской воды OW (*a*, *b*) и морского однолетнего (FYI) и многолетнего (MYI) льда SI (*c*, *d*) на горизонтальной (H) (*a*, *c*) и вертикальной (V) (*b*, *d*) поляризации
Fig. 6. Dependence of χ_{06} on χ_{36} for ocean water OW (*a*, *b*), and first-year (FYI) and multi-year (MYI) sea ice SI (*c*, *d*) at horizontal (H) (*a*, *c*) and vertical (V) (*b*, *d*) polarizations

Уравнения регрессий на рис. 6 и формулы (11) позволяют выразить $\Delta\chi_{06}$ через $\Delta\chi_{36}$ для разных условий как

$$\Delta\chi_{06} = \alpha \Delta\chi_{36},$$

где α – коэффициент, значения которого для разных типов морской поверхности приведены в таблице. Значения α для поверхности с $0 < SIC < 1$, приведенные в таблице, соответствуют условиям, при которых наблюдаются максимумы функций распределения значений χ_{06} и χ_{36} однолетнего и многолетнего льдов [26].



Р и с. 7. Зависимость χ_{06} от χ_{36} для поверхности с произвольным значением SIC на H - (красные линии) и V - (синие линии) поляризации: однолетнего льда (FYI) со значениями при $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,85$, $\chi_{36}^V = 0,95$ (тонкие линии), многолетнего льда (MYI) со значениями при $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0,85$, $\chi_{06}^V = 0,95$, $\chi_{36}^H = 0,75$, $\chi_{36}^V = 0,85$ (толстые линии). Точки OW соответствуют χ для морской воды при $SIC = 0$: $\chi_{06}^H = 0,25$, $\chi_{06}^V = 0,56$, $\chi_{36}^H = 0,4$, $\chi_{36}^V = 0,71$

Fig. 7. Dependence of χ_{06} on χ_{36} for a surface with an arbitrary SIC value at H - (red lines) and V - (blue lines) polarizations: first-year ice (FYI) with the values at $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0.85$, $\chi_{06}^V = 0.95$, $\chi_{36}^H = 0.85$, $\chi_{36}^V = 0.95$ (thin lines), multi-year ice (MYI) with the values at $SIC = 1$: $\chi_{06}^H = 0.85$, $\chi_{06}^V = 0.95$, $\chi_{36}^H = 0.75$, $\chi_{36}^V = 0.85$ (thick lines). OW points correspond to χ for seawater at $SIC = 0$: $\chi_{06}^H = 0.25$, $\chi_{06}^V = 0.56$, $\chi_{36}^H = 0.4$, $\chi_{36}^V = 0.71$

Коэффициент α , связывающий $\Delta\chi_{06}$ с $\Delta\chi_{36}$, для разных типов поверхности на разной поляризации

Coefficient α relating $\Delta\chi_{06}$ to $\Delta\chi_{36}$ for various surface types at different polarizations

Тип поверхности / Type of surface	SIC	α	
		H	V
Морская вода / Seawater	0	0,30	0,86
FYI	1	1,40	1,30
MYI	1	0,15	0,00
FYI	[0, 1)	1,30	1,60
MYI	[0, 1)	1,70	2,80

Реальная сплоченность льда не меняется скачком. Однако для практических целей с учетом конечной точности восстановления SIC коэффициенты α для условий $SIC = 1$ можно использовать при сплоченности льда 9–10 баллов, а для условий $SIC = 0$ – при сплоченности 1–2 балла.

Из таблицы видно, что в районах многолетнего льда улучшение пространственного разрешения полей $Tя$ на каналах измерений на частоте 6,9 ГГц на вертикальной поляризации не представляется возможным, поскольку $\Delta\chi_{06}$

практически не коррелирует с $\Delta\chi_{36}$. На горизонтальной поляризации при существенных изменениях $\Delta\chi_{36}$ возможна небольшая модуляция $T_{я06}^H$ ($\Delta T_{я06}^H$ будет в пять (1,2·0,15) раз меньше, чем $\Delta T_{я36}^H$). Для остальных типов поверхности вклад изменчивости эффективного коэффициента излучения в $\Delta T_{я06}$ можно представить как

$$\Delta T_{я06}^{H,V} = \Delta\chi_{06}^{H,V} \frac{\partial T_{06}^{H,V}}{\partial \chi_{06}^{H,V}} \sim \alpha \Delta\chi_{36}^{H,V} \beta \frac{\partial T_{36}^{H,V}}{\partial \chi_{36}^{H,V}} \sim 1,2\alpha \Delta T_{я36}^{H,V}.$$

Изменение сплоченности льда *SIC* на 1 балл в зависимости от типа льда приведет к изменениям $\Delta\chi_{36} \frac{\partial T_{36}^{H,V}}{\partial \chi_{36}^{H,V}}$ не менее чем на 5–10 К в зависимости от состояния морской поверхности. Это означает, что даже в летних условиях и при возможной изменчивости атмосферы в пикселе *S* влияние сплоченности льда на $\Delta T_{я36}$ сравнимо или превышает влияние атмосферных параметров (см. рис. 3). В результате изменения *SIC* на 1 балл $\Delta T_{я06}$ составит не менее чем ~8–30 К, т. е. контрасты при переходах лед/вода в полях $T_{я06}$ существенно более резкие, чем в полях $T_{я36}$.

Применение метода

Японский микроволновый радиометр *AMSR2* на спутнике *GCOM-W1* измеряет вертикально (*V*) и горизонтально (*H*) поляризованную микроволновую радиацию на семи частотах – 6,95; 7,3; 10,65; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц – с разным пространственным разрешением: от 35 × 61 км на частоте 6,9 ГГц до 3 × 5 км на частоте 89 ГГц. Размер пикселей на частоте 89 ГГц составляет 5 × 5 км, на остальных каналах – 10 × 10 км. Использование измерений *AMSR2* на высокочастотных каналах для повышения пространственного разрешения измерений на низкочастотных каналах с использованием подхода, описанного в [19] и примененного в [20], технически очень просто реализовать для данных уровня *Level 1R*. Эти данные уже содержат измерения *Tя* на более высоких частотах с разным уровнем усреднения, соответствующим разрешению измерений на низких частотах (так называемые *resampling data*). Так, измерения на частоте 36,5 ГГц в спутниковом продукте *Level 1R* представлены данными с оригинальным разрешением и дополнительно тремя наборами данных, усредненных по элементам разрешения каналов 23,8; 10,65 и 6,95 ГГц. Схематично элемент разрешения *S*, соответствующий разрешению каналов на частоте 6,95 ГГц, состоящий из элементов разрешения каналов на частоте 36,5 ГГц, представлен на рис. 8.

Поскольку частота записи измерений соответствует размеру пикселей 10 × 10 км, $\Delta T_{я36}$ в пикселе равна разнице между $T_{я36high}$ и $T_{я36low}$.

Обобщая результаты, полученные в предыдущем разделе, можно сделать вывод, что формула (2) из работы [20] неприменима для повышения пространственного разрешения каналов измерений *AMSR2* на частоте 6,9 ГГц при изучении свойств поверхности в случае, когда этой поверхностью является морской лед или морская вода. В общем случае изменчивость $\Delta T_{я06}$ в пикселе *S* (соответствующем элементу с низким разрешением) невозможно выразить через изменчивость $\Delta T_{я36}$, поскольку нельзя считать, что в формуле (7) можно

пренебречь изменчивостью атмосферного излучения на частоте 36,5 ГГц (ΔT_{a36}). Можно предположить, что в холодное время года при низких значениях влагозапаса атмосферы и водозапаса облаков ΔT_{a36} можно пренебречь, но погрешность такого предположения для произвольного типа рассматриваемой подстилающей поверхности не оценить количественно.

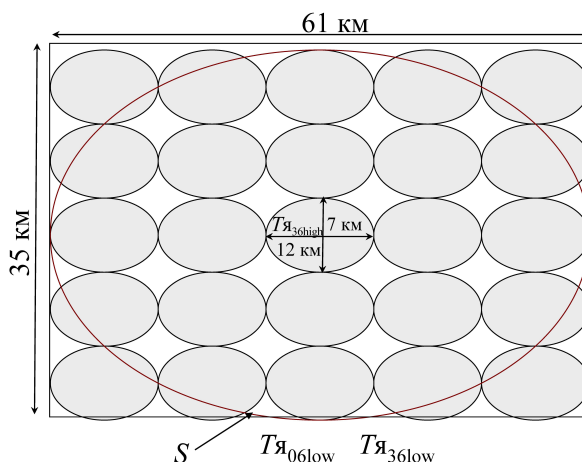


Рис. 8. Схема усреднения измерений T_y на частоте 36,5 ГГц для приведения в соответствие с разрешением измерений на частоте 6,9 ГГц (элемент разрешения S) в спутниковом продукте *AMSR2 Level 1R*

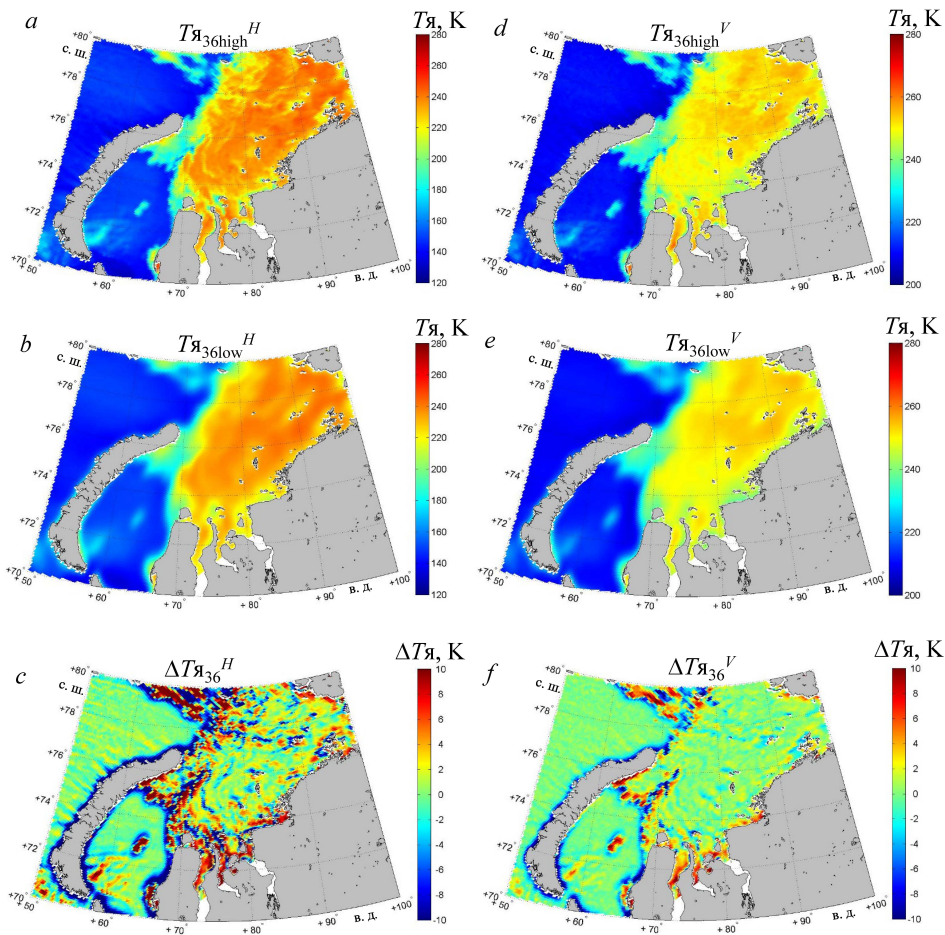
Fig. 8. Scheme for averaging T_B measurements at the 36.5 GHz frequency to make them correspondent to the resolution of measurements at the 6.9 GHz frequency (resolution element S) in the *AMSR2 Level 1R* satellite product

Над морским льдом ΔT_{a36} можно рассчитать с использованием данных измерений *AMSR2* [24].

На рис. 9 представлены поля измерений *AMSR2* T_y на каналах 6,9 и 36,5 ГГц (V и H) исходного пространственного разрешения (спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*) над Карским морем, а на рис. 10 – поля на каналах 6,9 ГГц повышенного разрешения и поля разницы ΔT_{36} и ΔT_{06} , где ΔT_{36} рассчитывается как разница между измерениями $T_{y36high}$ и T_{y36low} (оба параметра предоставляются в продукте), а ΔT_{06} – определяется с использованием формулы (10).

Рассчитанные надо льдом вариации атмосферного излучения ΔT_{a36} , не превышающие по модулю 0,3 К (рис. 10, h), позволяют использовать формулу (10) для расчета $T_{y06high}^H$ и $T_{y06high}^V$, используя значения α для однолетнего льда Карского моря при $SIC = 1$, свободной воды при $SIC = 0$ и промежуточного типа поверхности 4 при $0 < SIC < 1$. Сплоченность льда SIC определялась с помощью алгоритма, основанного на измерениях *AMSR2* на частоте 89 ГГц [27], а тип льда – пороговым методом, описанным в работе [28], с использованием данных измерения на частотах 36,5 и 18,7 ГГц. Разрешение полей сплоченности и типов льда не ниже разрешения измерений

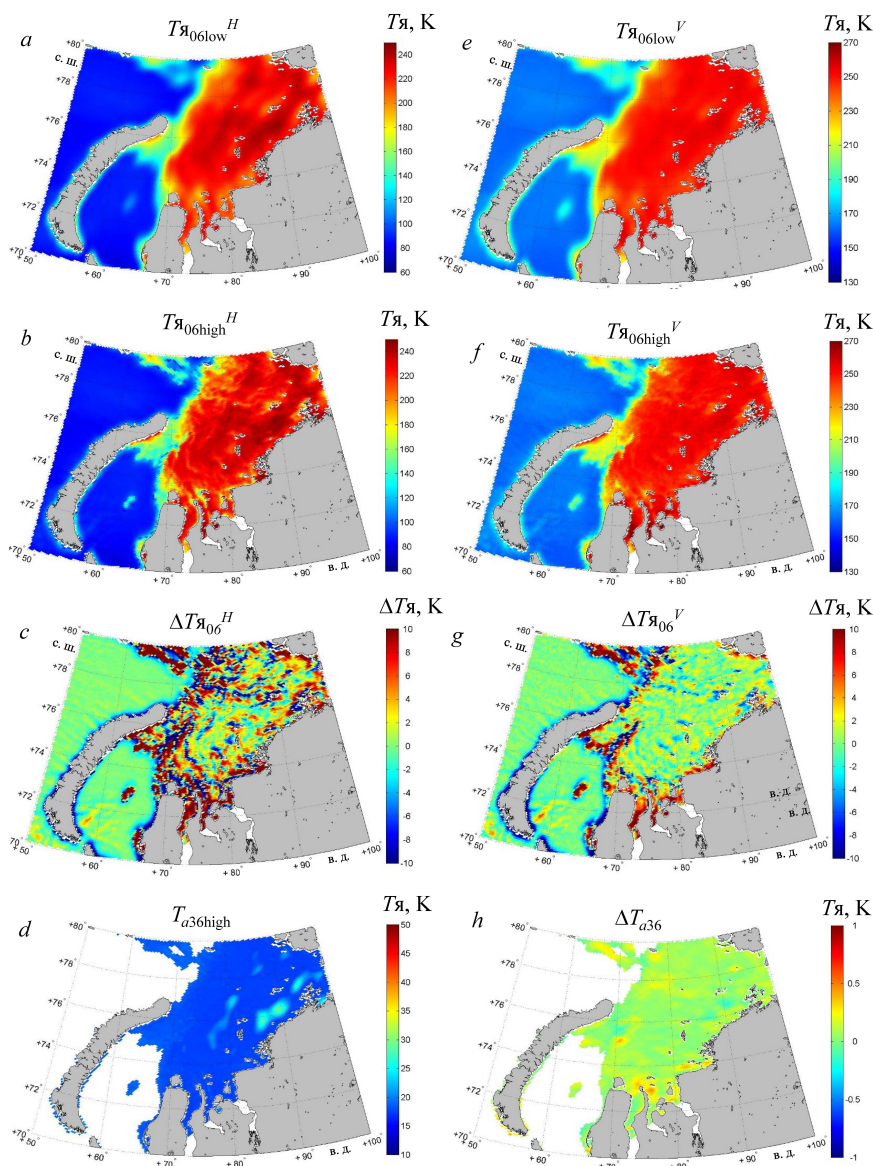
на частоте 36,5 ГГц, однако в данном примере для определения типа льда достаточно использовать априорную информацию о сезонном характере льда в Карском море (отсутствие в море многолетнего льда).



Р и с. 9. Поля $T_{\text{я}}$ (спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*), измеренные радиометром *AMSR2* 17 ноября 2024 г. над Карским морем, на H - (слева) и V - (справа) поляризации на частоте 36,5 ГГц: исходное пространственное разрешение – $T_{\text{я}36\text{high}}^H$ (a), $T_{\text{я}36\text{high}}^V$ (d); разрешение каналов 6,9 ГГц – $T_{\text{я}36\text{low}}^H$ (b), $T_{\text{я}36\text{low}}^V$ (e); $\Delta T_{\text{я}36}^H = T_{\text{я}36\text{high}}^H - T_{\text{я}36\text{low}}^H$ (c), $\Delta T_{\text{я}36}^V = T_{\text{я}36\text{high}}^V - T_{\text{я}36\text{low}}^V$ (f)

Fig. 9. T_{B} fields (*AMSR2 Level 1R* satellite product) measured by the *AMSR2* radiometer at H - (left) and V - (right) polarizations at the 36.5 GHz frequency over the Kara Sea on November 17, 2024: original spatial resolution – $T_{\text{B}36\text{high}}^H$ (a) and $T_{\text{B}36\text{high}}^V$ (d); resolution of the 6.9 GHz channels – $T_{\text{B}36\text{low}}^H$ (b) and $T_{\text{B}36\text{low}}^V$ (e); $\Delta T_{\text{B}36}^H = T_{\text{B}36\text{high}}^H - T_{\text{B}36\text{low}}^H$ (c) and $\Delta T_{\text{B}36}^V = T_{\text{B}36\text{high}}^V - T_{\text{B}36\text{low}}^V$ (f)

Отдельного внимания требует рассмотрение областей $T_{\text{я}}$ над береговой чертой. Диаграммы направленности антенн на каналах 6,9 и 36,5 ГГц вблизи берега захватывают существенно различные области суши, и эти области различны для восходящего и нисходящего проходов спутника. Поэтому улучшение пространственного разрешения вблизи берега возможно лишь при направлении прохода спутника суша – море, а не обратно.



Р и с. 10. Поля $T_{\text{я}}$ (спутниковый продукт *AMSR2 Level 1R*) на H - (a, b, c) и V - (e, f, g) поляризации на частоте 6,9 ($a - c, e - g$) и 36,5 ГГц (d, h), измеренные радиометром *AMSR2* 17 ноября 2024 г. над Карским морем (a, d), рассчитанные с повышенным пространственным разрешением (b, f): исходное пространственное разрешение – $T_{\text{я}06\text{low}}^H$ (a), $T_{\text{я}06\text{low}}^V$ (e), $T_{\text{я}36\text{high}}$ (d); повышенное разрешение – $T_{\text{я}06\text{high}}^H$ (b), $T_{\text{я}06\text{high}}^V$ (f); разница между полями с повышенным $\Delta T_{\text{я}06}^H$ (c) и низким $\Delta T_{\text{я}06}^V$ (g) разрешением; изменчивость атмосферного излучения $\Delta T_{\text{я}36} = T_{\text{я}36\text{high}} - T_{\text{я}36\text{low}}$ (h)

Ф и г. 10. T_{B} fields (*AMSR2 Level 1R* satellite product) measured by the *AMSR2* radiometer at H - (a, b, c) and V - (e, f, g) polarizations at the 6.9 ($a - c, e - g$) and 36.5 (d, h) GHz frequencies over the Kara Sea (a, d) on November 17, 2024 (a, d) and calculated with the enhanced spatial resolution (b, f): original spatial resolution – $T_{\text{B}06\text{low}}^H$ (a), $T_{\text{B}06\text{low}}^V$ (e) and $T_{\text{B}36\text{high}}$ (d); enhanced resolution – $T_{\text{B}06\text{high}}^H$ (b), $T_{\text{B}06\text{high}}^V$ (f); difference between the fields of enhanced $\Delta T_{\text{B}06}^H$ (c) and low $\Delta T_{\text{B}06}^V$ (g) resolutions; variability of atmospheric radiation $\Delta T_{\text{B}36} = T_{\text{B}36\text{high}} - T_{\text{B}36\text{low}}$ (h)

Заключение

В данной работе рассмотрена возможность повышения пространственного разрешения измерений радиометра *AMSR2* на каналах *C*-диапазона (6,9 ГГц) с помощью измерений на частоте 36,5 ГГц для изучения параметров подстилающей поверхности морей Арктики. На основании физического моделирования *Тя* излучения системы океан – морской лед – атмосфера продемонстрирована некорректность прямого применения метода *SFIM*, заключающегося в использовании отношения $T_{я36high}/T_{я36low}$ для модуляции низкочастотных измерений *AMSR2* над произвольной подстилающей поверхностью и произвольной атмосферой. Для морей Арктики, частично или полностью покрытых морским льдом, предложен новый подход, позволяющий рассчитывать поля $T_{я06high}$ на основании измерений *AMSR2* $T_{я36high}$ и $T_{я36low}$ (спутниковый продукт уровня *Level 1R*) в зависимости от типа поверхности (однолетний или многолетний лед, морская вода, поверхность с $0 < SIC < 1$). Ошибки и возможность применения данного подхода определяются главным образом изменчивостью параметров влагосодержания атмосферы в элементе *S* низкого пространственного разрешения измерений в *C*-диапазоне. Эти параметры существенно влияют на *Тя* микроволнового излучения атмосферы на 36,5 ГГц (T_{a36}) и не влияют на *Тя* микроволнового излучения атмосферы на 6,9 ГГц (T_{a06}).

Поскольку метод оценки T_{a36} позволяет рассчитать изменчивость ΔT_{a36} в элементе *S* в том случае, когда подстилающей поверхностью является морской лед, возможность повышения пространственного разрешения измерений в *C*-диапазоне надо льдом легко оценить: при значениях ΔT_{a36} , не превышающих радиометрических помех, над однолетним льдом $T_{я06high}$ можно рассчитать как $T_{я06low} + 1,2 \cdot \alpha \cdot \Delta T_{a36}$, где $\alpha = 1,3$ для *H*-поляризации и $\alpha = 1,6$ для *V*-поляризации.

Над морской водой значения коэффициента α существенно меньше и составляют 0,3 для *H*-поляризации и 0,86 для *V*-поляризации. Эти значения определяются используемой моделью зависимости коэффициента излучения морской поверхности от скорости ветра, и очевидно, что при сильных ветрах они будут другими.

Над многолетним льдом улучшение пространственного разрешения измерений в *C*-диапазоне на *V*-поляризации с помощью описанного подхода не представляется возможным, поскольку вариации эффективного коэффициента вертикально поляризованного излучения на частоте 6,9 ГГц слишком малы и не коррелируют с вариациями χ на частоте 36,5 ГГц. Однако на *H*-поляризации при существенных $\Delta \chi$ (ΔT_{a36}) возможна небольшая модуляция $T_{я06}^H$ ($\Delta T_{я06}^H$ будет в пять ($1,2 \cdot 0,15$) раз меньше, чем ΔT_{a36}^H).

Применение предложенного подхода возможно в условиях Арктики с октября по май включительно и требует предварительного определения типа поверхности и сплоченности льда. Для этого используются каналы измерений с пространственным разрешением не ниже или выше разрешения каналов на частоте 36,5 ГГц. Поэтому обработка данных измерений для обеспечения информации о типе поверхности не должна ухудшить искомое пространственное разрешение.

В то же время практическое использование метода выиграло бы, если бы можно было обойтись без такой обработки. Так, поля $Tя$ на каналах измерений 6,9 ГГц сами по себе достаточно информативны для классификации поверхности по типу морской лед/морская вода с использованием простого порогового метода. И очевидно, что в случае $0 < SIC < 1$ вариации коэффициента излучения вносят максимальный вклад в вариации $Tя$ на частоте 6,9 ГГц. Поэтому в первом приближении для определения областей льда и воды с высоким пространственным разрешением можно принять $\alpha = 1,3$ на H - и $\alpha = 1,6$ на V -поляризации, а затем разделить поле с повышенным разрешением на лед и воду. Следует только помнить, что получившиеся поля $Tя_{06high}^H$ и $Tя_{06high}^V$ не будут отражать реальной изменчивости $Tя$ ни над морской водой (она будет ниже получившейся), ни над сплошным многолетним льдом (она будет существенно ниже получившейся). Однако разделение поверхности на лед и воду не будет сопровождаться существенными ошибками даже в летних условиях при существенной изменчивости атмосферы, поскольку влияние сплоченности льда на $\Delta Tя_{36}$ сравнимо или превышает влияние атмосферных параметров. При этом контрасты при переходах от областей льда к областям воды в полях $Tя_{06}$ существенно более резкие, чем в полях $Tя_{36}$.

Предложенный метод может найти свое применение как при создании новых алгоритмов восстановления сплоченности льда (каналы на частоте 6,9 ГГц обычно не используются при восстановлении SIC именно из-за их низкого пространственного разрешения), так и при расчете полей дрейфа морского льда с использованием полей $Tя_{06}$ повышенного пространственного разрешения. Возможность оценки изменчивости атмосферного излучения на частоте 36,5 ГГц не только надо льдом, но и над водой позволила бы расширить сферу применения метода для получения полей ветра с более высоким пространственным разрешением.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Заболотских Е. В., Шапрон Б. Восстановление интегральной влажности атмосферы над океанами по данным спутникового микроволнового радиометра AMSR2 // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 1. С. 207–215. EDN YRBYKD. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2017-14-1-207-215>
2. A physical retrieval of cloud liquid water over the global oceans using special sensor microwave/imager (SSM/I) observations / T. J. Greenwald [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 1993. Vol. 98, iss. D10. P. 18471–18488. <https://doi.org/10.1029/93JD00339>
3. Satellite measurements of sea surface temperature through clouds / F. J. Wentz [et al.] // Science. 2000. Vol. 288, iss. 5467. P. 847–850. <https://doi.org/10.1126/science.288.5467.847>
4. Comiso J. C. Enhanced sea ice concentrations and ice extents from AMSR-E data // Journal of The Remote Sensing Society of Japan. 2009. Vol. 29, iss. 1. P. 199–215. <https://doi.org/10.11440/rssj.29.199>
5. Estimation of snow depth from AMSR2 and MODIS data based on deep residual learning network / D. Xing [et al.] // Remote Sensing. 2022. Vol. 14, iss. 20. 5089. <https://doi.org/10.3390/rs14205089>
6. Lu M., Hoang K. O., Kumarasiri A. D. T. N. Temperature effects in AMSR2 soil moisture products and development of a removal method using data at ascending and descending overpasses // Remote Sensing. 2024. Vol. 16, iss. 9. 1606. <https://doi.org/10.3390/rs16091606>

7. On the spatial resolution enhancement of microwave radiometer data in Banach spaces / F. Lenti [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2013. Vol. 52, iss. 3. P. 1834–1842. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2255614>
8. Long D. G., Brodzik M. J., Hardman M. A. Enhanced-resolution SMAP brightness temperature image products // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2019. Vol. 57, iss. 7. P. 4151–4163. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2018.2889427>
9. Sethmann R., Burns B. A., Heygster G. C. Spatial resolution improvement of SSM/I data with image restoration techniques // IEEE transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1994. Vol. 32, iss. 6. P. 1144–1151. <https://doi.org/10.1109/36.338362>
10. Status of AMSR2 instrument on GCOM-W1 / K. Imaoka [et al.] // Proceedings of SPIE. SPIE, 2012. Vol. 8528 : Earth Observing Missions and Sensors: Development, Implementation, and Characterization II. 852815. <https://doi.org/10.1117/12.977774>
11. The development of an algorithm to enhance and match the resolution of satellite measurements from AMSR-E / Y. Wang [et al.] // Science China Earth Sciences. 2011. Vol. 54, iss. 3. P. 410–419. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-4074-0>
12. Validation of hi-resolution sea surface temperature algorithm toward the satellite-borne microwave radiometer AMSR3 Mission / T. Maeda [et al.] // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2021. Vol. 19. 4500305. P. 1–5. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2021.3066534>
13. An enhanced resolution brightness temperature product for future conical scanning microwave radiometers / F. Nunziata [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2021. Vol. 60. 5301812. P. 1–12. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2021.3109376>
14. Choi M., Hur Y. A microwave-optical/infrared disaggregation for improving spatial representation of soil moisture using AMSR-E and MODIS products // Remote Sensing of Environment. 2012. Vol. 124. P. 259–269. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.05.009>
15. Santi E. An application of the SFIM technique to enhance the spatial resolution of spaceborne microwave radiometers // International Journal of Remote Sensing. 2010. Vol. 31, iss. 9. P. 2419–2428. <https://doi.org/10.1080/01431160903005725>
16. Long D. G., Hardin P. J., Whiting P. T. Resolution enhancement of spaceborne scatterometer data // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1993. Vol. 31, iss. 3. P. 700–715. <https://doi.org/10.1109/36.225536>
17. Spatial resolution and data integrity enhancement of microwave radiometer measurements using total variation deconvolution and bilateral fusion technique / W. Hu [et al.] // Remote Sensing. 2022. Vol. 14, iss. 14. 3502. <https://doi.org/10.3390/rs14143502>
18. Spatial resolution matching of microwave radiometer data with convolutional neural network / Y. Li [et al.] // Remote Sensing. 2019. Vol. 11, iss. 20. 2432. <https://doi.org/10.3390/rs11202432>
19. Liu J. G. Smoothing filter-based intensity modulation: A spectral preserve image fusion technique for improving spatial details // International Journal of Remote Sensing. 2000. Vol. 21, iss. 18. P. 3461–3472. <https://doi.org/10.1080/014311600750037499>
20. A simple technique to improve the AMSR-E spatial resolution at C-band / E. Santi [et al.] // 2008 Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment. Florence, Italy, 2008. P. 1–4. <https://doi.org/10.1109/MICRAD.2008.4579458>
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 Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2012. Vol. 50, iss. 8. P. 3004–3026. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2179662>
22. Матросов С. Ю., Шульгина Е. М. Рассеяние и ослабление микроволнового излучения осадками // Труды Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. 1981. Т. 448. P. 85–94.
23. 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 // International Journal of Remote Sensing. 1987. Vol. 8, iss. 10. P. 1479–1487. <https://doi.org/10.1080/01431168708954790>

24. *Zabolotskikh E. V., Chapron B.* Estimation of atmospheric microwave radiation parameters over the Arctic Sea ice from the AMSR2 Data // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2024. Vol. 62. 4104211. P. 1–11. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2024.3392369>
25. *Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K.* Microwave remote sensing: Active and passive. Volume 1. Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Reading, MA : Addison-Wesley Publishing Co., 1981. 456 p.
26. *Zabolotskikh E., Azarov S.* Wintertime emissivities of the Arctic Sea ice types at the AMSR2 frequencies // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, iss. 23. 5927. <https://doi.org/10.3390/rs14235927>
27. *Заболотских Е. В., Балашиха Е. А., Шапрон Б.* Усовершенствованный метод восстановления сплошности морского льда по данным спутниковых микроволновых измерений вблизи 90 ГГц // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16, № 4. P. 233–243. EDN JVEHCG. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-4-233-243>
28. Классификация морского льда в Арктике по данным AMSR2 / Е. В. Заболотских [и др.] / *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2024. Т. 21, № 5. P. 263–27. EDN JLANJU. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2024-21-5-263-274>

Об авторах:

Заболотских Елизавета Валериановна, ведущий научный сотрудник, Лаборатория спутниковой океанографии, Российский государственный гидрометеорологический университет (195196, Россия, Санкт-Петербург, Малоохтинский проспект, д. 98), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0003-4500-776X**, **ResearcherID: R-2221-2016**, **Scopus Author ID: 6506482460**, **SPIN-код: 4328-9035**, liza@rshu.ru

Шапрон Бертран, Французский научно-исследовательский институт исследований моря (Institut Français de Recherche Pour l'exploitation de la MER, Ifremer), заведующий отделом спутниковой океанографии (Centre Bretagne - ZI de la Pointe du Diable - CS 10070 – 29280 Plouzané, France), доктор физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6088-8775**, **Scopus Author ID: 56209544000**, bertrand.chapron@ifremer.fr