

УДК 621.369.9

ЧИСЛЕННО-АНАЛИТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КОЭФФИЦИЕНТА ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ВОЛН ОЗЁРНЫМ ЛЬДОМ В С-ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ

К. В. Музалевский¹, И. Н. Ельцов², А. Н. Фаге², Л. В. Цибизов², Д. Е. Аюнов²

¹ Институт физики им. Л.В. Киренского – обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН, 660036, г. Красноярск, ул. Академгородок, д.50, стр.38

² Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А.Трофимука СО РАН, 630090, г. Новосибирск, пр-т. Академика Коптюга, д.3

Статья поступила в редакцию 11 ноября 2019 г.

Аннотация. В данной работе предложена численно-аналитическая модель диффузного рассеяния волн С-диапазона частот случайной слоисто-неоднородной средой ледового покрова пресноводного озера, учитывающая отражение волны от границы лёд-вода. Созданная модель позволяет рассчитать коэффициент рассеяния от ледового покрова в зависимости от длины корреляции и среднего объемного содержания пузырьков воздуха в ледовой толще. При этом полагалось, что среднее объемное содержания пузырьков воздуха не зависит от толщины льда. Тестирование предложенной модели было выполнено для одного из озёр, расположенных в дельте реки Лена, с использованием радарных данных спутника Sentinel-1 и данных о температуре приземного воздуха в период с сентября 2017 по июнь 2018 гг. Данные о температуре приземного воздуха использовались для оценки толщины ледового покрова на основе эмпирической модели Лебедева, описывающей связь толщины льда и суммы абсолютных значений отрицательных температур приземного воздуха, с учетом толщины снежного покрова. Предложенная модель со среднеквадратическим отклонением $RMSE=0,2$ дБ и квадратом коэффициента корреляции $R^2=0,960$ описывает измеренные Sentinel-1 временные зависимости сечения рассеяния в зависимости от толщины льда на тестовом участке озера. Кроме того, созданная модель позволяет с погрешностью $RMSE=17,6$ см и $R^2=0,811$ прогнозировать толщину льда,

определять как суммарную величину, так и абсолютные значения температуры приземного воздуха с момента становления льда на озере из радарных данных Sentinel-1 с погрешностью $RMSE=158,9^{\circ}C \cdot \text{день}$ ($R^2=0,984$) и $RMSE=6,0^{\circ}C$ ($R^2=0,59$), соответственно. Предлагаемая методика не учитывает неоднородность вертикального распределения пористости и строения льда, шероховатость границ раздела воздух-лёд, лёд-вода, а также межслойных границ во льду. Существенным является априорное знание величины средней пористости зондируемой толщи льда с погрешностью порядка 1%. Данную информацию можно получать из статистического обобщения данных наземных измерений. Предложенная методика нуждается в дальнейшей проверке на большем числе тестовых тундровых озёр.

Ключевые слова: радиолокация, пресный озёрный лёд, модель радарного рассеяния, толщина льда, температура воздуха.

Abstract. In this paper, we propose a numerical-analytical model for diffuse scattering waves in C-band by a random layered-inhomogeneous medium of the pure lake ice cover, taking into account the reflection of the wave from the plane ice-water boundary. The created model allows calculating the scattering coefficient from the ice cover depending on the correlation length and the average volumetric value of air bubbles in ice. It was assumed that the average volumetric content of air bubbles does not depend on the thickness of the ice. Testing of the proposed model was performed for one of the lakes located in the Lena River Delta, using Sentinel-1 satellite backscattering data on HH-pol and surface air temperature data from September 2017 to June 2018. Surface air temperature data were used to estimate the ice thickness based on the Lebedev's empirical model describing the relationship between the ice thickness and the sum of the absolute values of the negative air temperatures, taking into account the thickness of the snow cover. The proposed model with $RMSE = 0.2\text{dB}$ and the $R^2 = 0.960$ describes the Sentinel-1 measured temporal dependences of the backscattering coefficient during of increasing of the ice thickness (0-2m) in the test site of the lake. In addition, the created model allows predicting the ice thickness with the error of $RMSE = 17.6 \text{ cm}$ and $R^2 = 0.811$, determining both the

total value and the absolute values of the surface air temperature from the moment of ice formation on the lake from Sentinel-1 radar data with an error of $RMSE = 158,9^{\circ}C$ days ($R^2 = 0.984$) and $RMSE = 6.0^{\circ}C$ ($R^2 = 0.59$), respectively. The proposed method does not take into account the effect of vertical heterogeneity of the porosity and ice structure, roughness of the air-ice, ice-water, and interlayer boundaries in ice. An a priori knowledge of the value of mean porosity of the sensing ice with an error of about 1% is essential. This information can be obtained from a statistical analysis of ground-based measurements. The proposed methodology needs further verification on a larger number of test tundra lake sites.

Key words: radio-location, fresh lake ice, radar scattering model, ice thickness, air temperature.

Введение

Время начала становления и таяния озёрного ледового покрова, его толщина являются чувствительными индикаторами, которые отражают изменение климатической системы в региональном, глобальном масштабе и недавно были включены в число основных климатических переменных Глобальной системы наблюдения за климатом Всемирной метеорологической организации [1]. На основе доступных данных метеостанций о температуре воздуха в районе 75 озёр, расположенных в Скандинавии и у Великих озёр [2], за последние 150 лет выявлены тренды позднего установления льда - на 3-16 дней, более раннего таяния льда - на 5-19 дней, и укорочения периода ледостава на 7-43 дней (см. также [3]). Вместе с тем, на обширных территориях Арктики пространственная сеть метеостанций сильно разрежена, и спутниковые методы дистанционного зондирования ледовой обстановки, по-видимому, являются единственным практическим инструментом, способным дополнить данные метеостанций. Спутниковые методы микроволновой радиометрии ограничены пространственным разрешением $\sim 10-60$ км [4-6], что не позволяет измерять характеристики множества малых Арктических озёр площадью несколько квадратных километров или менее. Кроме того, более чем в 40% случаях

поверхность земли в арктическом регионе покрыта плотной облачностью [7], что не позволяет непрерывно с высокой периодичностью проводить мониторинг озёрной ледовой обстановки спутниковыми радиометрами в инфракрасном диапазоне [8]. Запущенный недавно на орбиту тандем радиолокационных спутников Sentinel-1 A/B, обладая как высоким пространственным разрешением $\sim 10-40\text{м}$, так и высокой частотой съемки в Арктическом регионе порядка 1-12 дней [9, 10], создает технологическую платформу для разработки новых всепогодных методов наблюдения за основными климатическими переменными, такими, как толщина и время начала становления (таяния) озёрного ледового покрова в Арктике.

Проведенные в начале 70-х годов в X-диапазоне частот самолётным радаром измерения коэффициента рассеяния волн в обратном направлении в различные фазы роста льда на озёрах Северного склона Аляски в районе пос. Бэрроу позволили дифференцировать тундровые озера, которые полностью или не до конца промёрзли до дна [11, 12]. На некоторых неглубоких озёрах было обнаружено резкое уменьшение коэффициента обратного радарного рассеяния (КОР) в момент достижения льдом дна озера. Уменьшение КОР [13] происходит вследствие потерь мощности волны на отражение при смене диэлектрического контраста границы лёд-вода (3,15-80) на меньший - лёд-осадочная порода (3,15-14) [14, 15]. Данное явление позволило авторам [11, 12] впервые классифицировать тундровые озёра по глубине ($<1\text{м}$, $1-2\text{м}$, $>2\text{м}$), что открыло новые круглогодичные возможности мониторинга местоположения и объёмов источников пресной воды, скрытых подо льдом, оценки рыбных ресурсов, батиметрической съемки тундровых озер, обустройства автосимников, экологического мониторинга состояния вечной мерзлоты, скрытой зеркалом озёр (для непромерзающих до дна озёр благодаря наличию более теплой жидкой воды между льдом и осадочными породами создаются условия для прогревания низлежащих пород). Существенно отличающиеся значения КОР открытых участков взволнованной водной поверхности (от -16дБ до -24дБ) и водной поверхности, сглаженной слоисто-неоднородной структурой

ледового покрова различной толщины (от -17дБ до -6дБ), позволяют радарным методом определить сроки начала ледостава и таяния льда [13, 16, 17]. Накопленные за последние десятилетия долговременные ряды радарных данных спутника Radarsat-1/2 в С-диапазоне частот позволили установить тенденцию к более раннему - на 2-24 дня, таянию льда для 11 тундровых озёр, расположенных в Канадском Арктическом архипелаге, за период с 1997 по 2011 гг. [18]. Погрешность оценки начала момента становления и таяния льда относительно данных MODIS на примере 15 озёр провинции Онтарио составила 2,5-10 дней и 1,5-7,1 дней, соответственно [19]. При этом достигается высокая вероятность 78,9-93,8% дифференциации открытых участков воды или занятых льдом [20]. Зависимость КОР от толщины озёрного льда позволила [20] качественно классифицировать озёрный лёд по толщине: новый (<5см), тонкий (5-15см) и средний (15-30см). Более детальный анализ [21] показывает близкую к линейной (квадрат коэффициента корреляции 0,6 и среднеквадратическое отклонение 11,5см) зависимость между значениями КОР (Radarsat-2, НН-поляризация) и толщиной льда в пределах ~0-50см, измеренной ультразвуковым рефлектометром на оз. Макдональда в районе Великих озёр. Интересные результаты продемонстрированы в работе [22] по импульсному зондированию толщины льда Большого медвежьего и Невольничьего озёр с использованием спутникового радарного высотомера CryoSat-2 в Ku-диапазоне частот. Из-за ограниченной ширины 320МГц спектра зондирующего импульса CryoSat-2 точность измерения не превысила 33см для льда толщиной менее 1,3м.

В литературе до недавнего времени доминирующее положение занимала концепция двукратных отражений в формировании рассеянной назад волны пузырьками воздуха, распределенными в толще льда [23, 24, 26]. Исследования, проведенные в самое последнее время [27, 28] с использованием спутниковых (Radarsat-2, С-диапазон, НН, VV, HV-поляризация) и наземных (импульсный скаттерометр X- и Ku-диапазон, ширина спектра зондирующего импульса 500 МГц) поляриметрических радаров, свидетельствуют о механизме рассеяния

волны, связанного преимущественно с шероховатостью границы раздела лёд-вода, нежели с двукратным последовательным отражением волны от трубчатых воздушных пузырьков воздуха и от границы лёд-вода. Вклад компоненты волны, рассеянной на границе лёд-вода, во всех экспериментах [27, 28] демонстрировал наибольшую интенсивность по отношению к объемному рассеянию и двукратным отражениям (использовалась трехкомпонентная модель разложения Ямагучи [29] на составляющие поверхностного и объемного рассеяния, а также двукратных отражений). Наблюдаемый во временных рядах рост интенсивности волны, рассеянной границей лёд-вода, вероятно, как отмечают авторы [27], был связан с растущей шероховатостью границы между этими контрастирующими диэлектрическими средами, нежели благодаря вкладу объемного рассеяния волны на воздушных пузырьках [30]. Авторы предполагают [27], что все новые пузырьки воздуха, достигая со стороны воды границы лёд-вода, примерзают к ней по поверхности мениска, становясь всё новым и новым дополнительным источником шероховатости границы, аналогично тому явлению, которое наблюдалась в работе [31]. В некоторых случаях при малой толщине льда рост коэффициента обратного рассеяния, наблюдаемого Radarsat-2 во времени, происходил даже до включения трубчатых пузырьков воздуха в объем льда [27]. В проведенных экспериментах толщина льда варьировалась от 20 см до 118 см и в среднем составляла ~80 см, при этом толщина слоя льда с трубчатыми пузырьками варьировалась от 0 см до 40 см, в среднем составляла <20 см. Поляриметрическое зондирование льда на нескольких озёрах, расположенных на Северном склоне Аляски и полуострове Сьюард (Аляска), с использованием ALOS PALSAR в L-диапазоне, выявило также первичный «поверхностный» механизм рассеяния волн, связанный с границей лёд-вода [32, 33].

Более детальный анализ [34] поляризационных свойств рассеянного сигнала Radarsat-2 для трёх рек на севере Канады, толщина льда на которых варьировалась от 20 см до 90 см, показывает преимущественно два типа рассеяния: (1) поверхностное рассеяние границей лёд-вода и (2) поверхностное

рассеяние границей лёд-вода с влиянием диффузного рассеяния волн при прохождении ледовой толщи. Поверхностное рассеяние границей лёд-вода преимущественно наблюдалось при толщине льда менее 60 см (область 9 плоскости α - H [35], энтропия варьировалась от 0,2 до 0,5, а угол α от 7° до 20°), данный результат хорошо согласуется с результатами работы [27]. Второй вид рассеяния был характерен для льда толщиной более 60 см (область 6 плоскости α - H [35], энтропия варьировалась от 0,6 до $\sim 0,9$ и угол α от 27° до 36°). Высокий уровень энтропии при возросшем угле α свидетельствует о деполяризации сигнала за счет рассеяния на неровностях границы лёд-вода и вкладом диффузного рассеяния волны на неоднородностях ледовой толщи. В литературе отмечается, что именно преимущественное рассеяние радарного сигнала границей лёд-вода позволяет применять методы поляриметрической интерферометрии для оценки толщины льда, однако данных работ мало и метод до конца не развит [36-38].

До настоящего времени нет однозначного ответа о роли всех элементов неоднородностей ледового покрова в формировании интегральной интенсивности рассеянного назад радарного сигнала, а работы по радарному спутниковому дистанционному зондированию толщины льда находятся в постановочной стадии [39]. В данной работе предлагается модель радарного рассеяния для случайной слоисто-неоднородной среды ледового покрова, в которой учитывается как отражение волны границей лёд-вода, так и влияние диффузного рассеяния волн при прохождении ледовой толщи. Тестирование предложенной модели осуществляется для одного из озёр, расположенного в дельте реки Лена, с использованием радарных данных спутника Sentinel-1 и данных о температуре поверхности почвы, измеренной метеостанций. Данные о температуре поверхности почвы используются для оценки толщины ледового покрова на основе эмпирической модели Лебедева [40, 41], описывающей связь толщины льда и суммы абсолютных значений отрицательных температур приземного воздуха, с учетом толщины снежного покрова. Кроме того, созданная модель радарного рассеяния совместно с моделью роста льда

Лебедева позволяет предложить алгоритм оценки значений температуро-дней и абсолютных значений температуры поверхности почвы в дни спутниковой съемки.

1. Численно-аналитическая модель коэффициента отражения неоднородной структурой озёрного льда

Представим плавающий озёрный лёд по мере роста его толщины d в виде случайно-неоднородной плоскостройной среды, диэлектрическая проницаемость которой задана некоторой функцией $\epsilon(z)$, где z - это вертикальная координата. Геометрия задачи изображена на рис. 1.

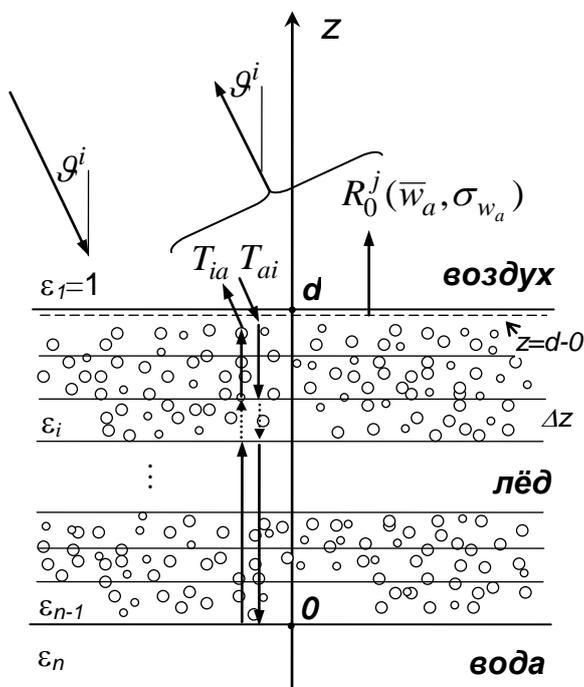


Рис. 1. Модельное описание слоистой структуры озёрного льда.

В данном подходе не дифференцированы различные виды льда: шуговый, снежный, крупно- и мелко-кристаллический, не учтены особенности его строения, а также степень шероховатости границ раздела воздух-лёд, лёд-вода, межслойных границ внутри льда. При этом полагается, что основной вклад в формирование отраженного назад радарного сигнала вносит граница лёд-вода и

случайные неоднородности объемного содержания воздушных вкраплений в толщи льда, на элементах которых происходит случайное переотражение и набег фаз волны. Будем полагать, что по всей толще льда вкраплены воздушные пузырьки (форма которых не столь важна, как интегральный макроскопический объём, ими занимаемый), объемное содержание которых по отношению к кристаллическому льду в каждом слое можно описать ансамблем из N реализаций случайной функции $W_a^j(z)$, где $1 \leq j \leq N$. Тогда диэлектрическая проницаемость $\varepsilon(z)$ в произвольной точке z внутри толщи льда может быть оценена на основе рефракционной модели смеси [42]:

$$\sqrt{\varepsilon^j(z)} = \sqrt{\varepsilon_{ice}}(1 - W_a^j(z)) + W_a^j(z), \quad (1)$$

где $\varepsilon_{ice} = 3,15$ - это диэлектрическая проницаемость кристаллического льда [43]. Подобная постановка задачи не позволяет рассчитать в обратном направлении коэффициент отражения волны, падающей под произвольным углом ϑ^i на границу раздела воздух-лёд. В связи с этим для оценки мощности волны, отраженной в обратном направлении, применим следующий подход. Для j -ой реализации случайной функции $W_a^j(z)$ рассчитаем коэффициент отражения волны $R_0^j(W_a^j(z)) = R^j(W_a^j(z), \vartheta^i = 0)$ для нижней стороны ($z=d-0$) границы $z=d$ с учетом слоисто-неоднородного полупространства $z < d-0$, применив итерационный метод Бреховских [44]. В соответствии с методикой Бреховских слоисто-неоднородное полупространство с произвольным изменением комплексной диэлектрической проницаемости по вертикальной координате разбивается на конечное число диэлектрически-однородных слоев $1 < p < n$ конечной толщины Δz (см. рис. 1). В результате может быть решена классическая граничная задача электродинамики по нахождению амплитуд плоских волн в каждом слое из системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ). Решая СЛАУ итерационным методом, можно найти зависимость коэффициента отражения $R_0^j(W_a^j(z))$ от толщи неоднородного полупространства $z < d-0$. Далее затухание и преломление зондирующей волны

при прохождении границы $z=d$ из воздуха в лёд и изо льда в воздух учтём оценкой соответствующих коэффициентов прохождения:

$$T_{ai}^j = 2w_{ice} \cos \mathcal{G}^i / (w_{ice} \cos \mathcal{G}^i + \cos \mathcal{G}^t), T_{ia}^j = 2 \cos \mathcal{G}^t / (\cos \mathcal{G}^t + w_{ice} \cos \mathcal{G}^i), \quad (2)$$

где $w_{ice} = 1/\sqrt{\varepsilon(z=d-0)}$, \mathcal{G}^i и $\mathcal{G}^t = a \sin(w_{ice} \sin \mathcal{G}^i)$ - это угол наблюдения и угол преломления волны во льду. В результате интегральный коэффициент отражения волны в направлении угла наблюдения \mathcal{G}^i для j -ой реализации случайной функции $W_a^j(\bar{w}_a, \sigma_{w_a}, z)$ может быть рассчитан по формуле

$$\Gamma_j(W_a^j(z)) = T_{ai}^j(\mathcal{G}^i) T_{ia}^j(\mathcal{G}^i) R_0^j(W_a^j(z)). \quad (3)$$

Выделим некогерентную составляющую мощности отраженной волны, $\gamma_n(W_a(z))$, проводя усреднение по всему ансамблю $1 \leq j \leq N$ реализации случайной функции $W_a^j(z)$ [45]:

$$\gamma_n(W_a(z)) = \frac{1}{N} \left[\sum_{j=1}^N \left| \Gamma_j(W_a^j(z)) \right|^2 - \frac{1}{N} \left| \sum_{j=1}^N \Gamma_j(W_a^j(z)) \right|^2 \right]. \quad (4)$$

Для практических оценок мощности отраженной волны по формуле (4) необходимо задать случайную функцию $W_a^j(z)$. Функцию $W_a^j(z)$ будем вычислять аналогично подходу, применяемому в работе [46, см. стр. 124] для нахождения высот неровностей поверхности почвы. При этом распределение объемного содержания воздуха во льду с глубиной $W_a(z)$ зададим в виде

Гауссовского процесса, спектральная плотность которого $F(\alpha) = \frac{\sigma_{w_a}^2 l_c^2}{2\sqrt{\pi}} e^{-\alpha^2 l_c^2 / 4}$

соответствует Гауссовой корреляционной функции $C(z) = e^{-z^2/l_c^2}$, здесь \bar{w}_a и σ_{w_a} - среднее значение и среднеквадратическое отклонение объемного содержания воздушных пузырьков в ледовой толще, l_c - это корреляционная длина, α - это волновое число вдоль оси Oz . В качестве примера на рис. 2 приведены несколько реализаций функции $W_a(z)$.

Отметим, что в данном подходе (см. рис. 2) не учитывается уменьшение объемного содержания воздушных пузырьков с глубиной в вертикальном

профиле льда, а считается, что в каждом сечении по глубине распределение пузырьков по их объему удовлетворяет нормальному закону.

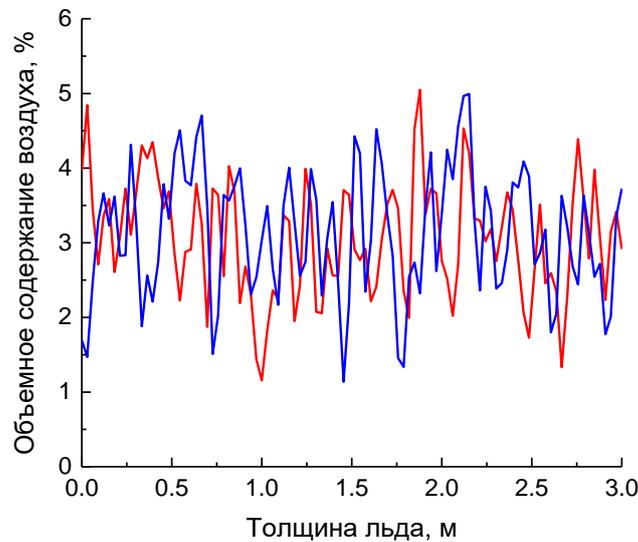


Рис. 2. Реализации функции случайного распределения объемного содержания пузырьков воздуха $W_a(z)$ по глубине льда при $\bar{w}_a=3\%$, $\sigma_{w_a}=\bar{w}_a/3$, $l_c=3\text{см}$.

Коэффициент отражения, рассчитанный на основе формулы (4) и заданной функции $W_a(z)$ (см. рис. 2), в зависимости от толщины льда приведен на рис. 3. Как видно из рис. 3, коэффициент отражения возрастет при увеличении как среднего значения объемного содержания пузырьков воздуха \bar{w}_a , так и длины корреляции l_c . При этом существует множество комбинаций параметров l_c и \bar{w}_a , для которых величина коэффициента отражения принимает одно и то же значение, например: $\bar{w}_a=3\%$, $l_c=10\text{см}$ и $\bar{w}_a=5,2\%$, $l_c=3\text{см}$ (см. рис. 3). Последнее означает, что если бы удалось представить коэффициент отражения, рассчитанный на основе формулы (4), в виде аналитического выражения, то параметры l_c и \bar{w}_a входили бы в него как произведение. Коэффициент отражения возрастает линейно с ростом толщины льда при малых значениях \bar{w}_a и l_c , а также в области умеренных толщин льда до $\sim 1\text{м}$. (Подобная линейная связь между коэффициентом отражения и произведением $\bar{w}_a l_c$ хорошо согласуется с приближенной формулой, полученной в работе [47, см. стр. 43]

при описании рассеянии плоской волны на слоистом случайно-неоднородном полупространстве).

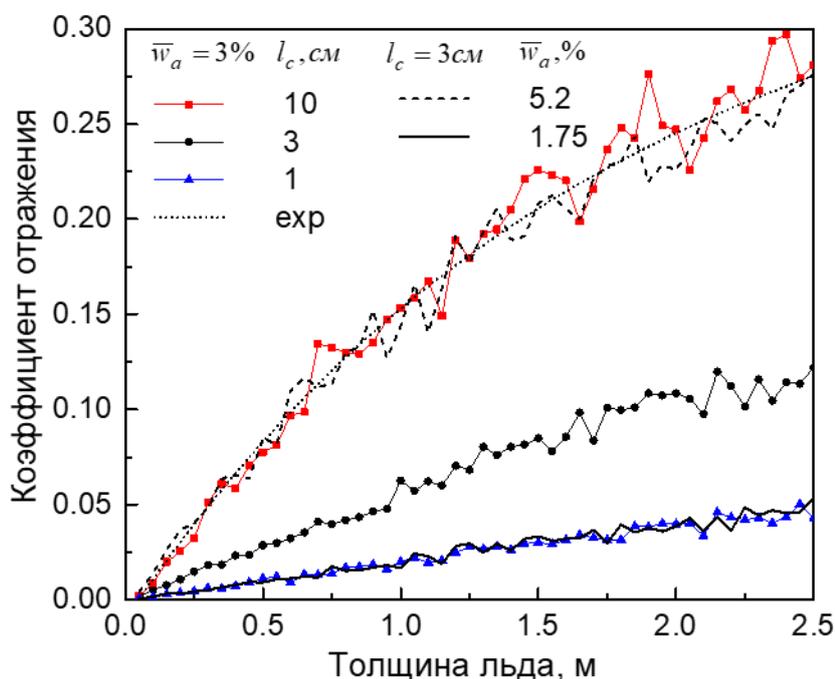


Рис. 3. Зависимость коэффициента отражения от толщины льда, рассчитанная по формуле (4), для различных значений \bar{w}_a и l_c при $\Delta z=0,01$ м, $N=350$.

Данная особенность позволяет, например, при фиксированном значении параметра \bar{w}_a рассматривать параметр l_c в качестве калибровочной константы для согласования уровней мощности между спутниковым сигналом зондирования и вспомогательной активной плоской волной единичной амплитуды, используемой для расчетов в предлагаемой модели. При значениях $\bar{w}_a > 5\%$ или $l_c > 10$ см, коэффициент отражения с увеличением толщины льда возрастает по экспоненциальному закону (см. рис. 3, точечная линия - это аппроксимация экспонентой красной и пунктирной кривых). В ходе вычислений коэффициента отражения по формуле (4) необходимо задавать толщину элементарных слоев (см. рис. 1), на которые разделена толщина льда, при этом, как показывает моделирование, $\Delta z < l_c$ (см. рис. 4).

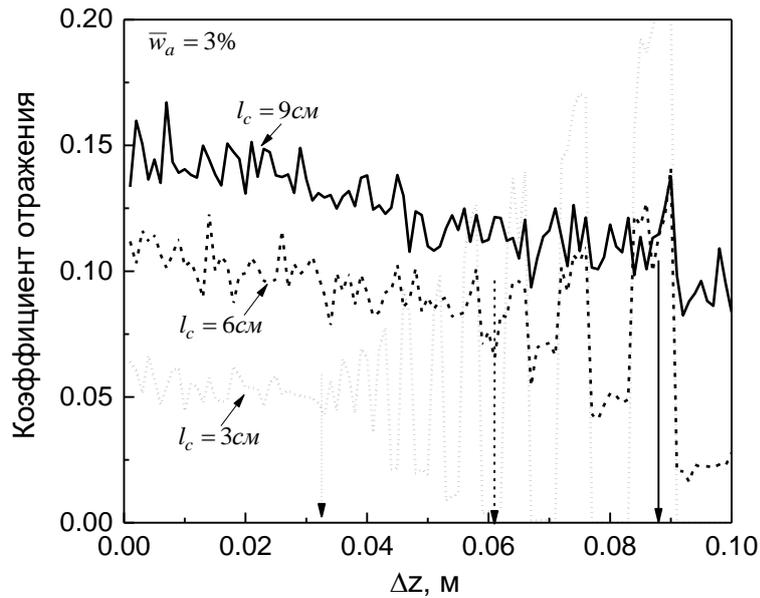


Рис. 4. Коэффициент отражения, рассчитанный по формуле (4), для различных значений l_c в зависимости толщины элементарных слоев Δz .

В зависимости от среднего объемного содержания пузырьков воздуха коэффициент отражения в целом имеет нелинейную зависимость (см. рис. 5). Однако при $\bar{w}_a < 5\%$ коэффициент отражения может быть при любой толщине льда (см. рис. 5) описан квадратичной зависимостью $\gamma_n(W_a^j(z)) = \gamma_0 \bar{w}_a^2$, где γ_0 - это константа аппроксимации. Сопоставим значение коэффициента отражения, рассчитанного по формуле (4), со значением сечения обратного радарного рассеяния, рассчитанного в работе [25, см. рис. 6] с использованием модели, которая позволяет количественно учесть сечение рассеяния на каждом элементе воздушных вкраплений в виде сферических гранул и трубчатых воздушных пузырьков в различных слоях ледовой толщи (см. рис. 6). В работе [25] сечение рассеяния (см. рис. 6, кривая 4) было рассчитано для трёхслойной среды: верхний слой льда толщиной 10 см и пористостью 1% был образован воздушными шариками диаметром 2 мм, средний слой чистого льда толщиной 60 см и нижний слой толщиной 20-200 см, пористостью 3%, состоял из трубчатых воздушных пузырьков диаметром 1мм и высотой 5 см (угол зондирования 23°).

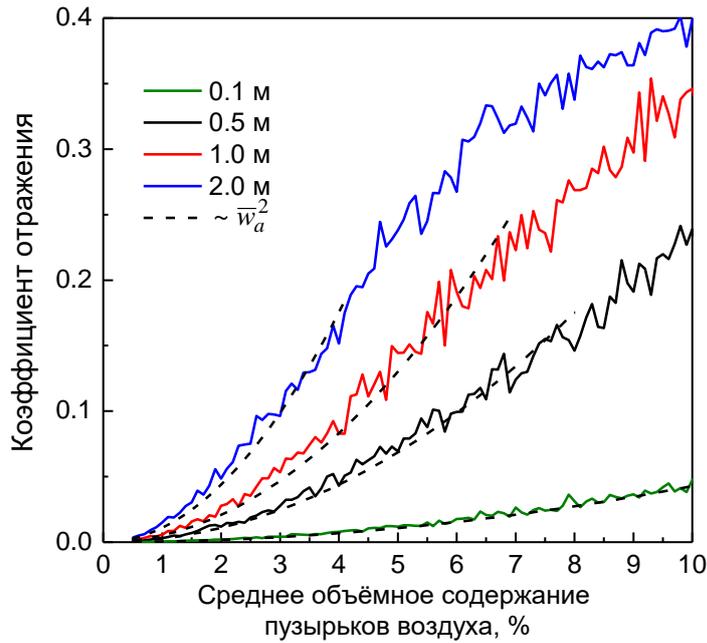


Рис. 5. Коэффициент отражения, рассчитанный по формуле (4), в зависимости от \bar{w}_a при $l_c=3$ см и $\Delta z=1$ см.

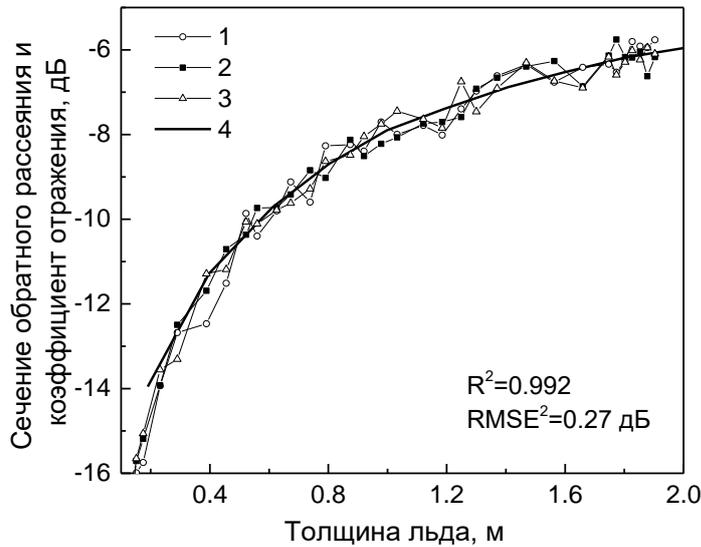


Рис. 6. Коэффициент отражения, рассчитанный по формуле (4), для трёх реализаций случайной функции $W_a(z)$ в зависимости от толщины слоя льда с трубчатыми воздушными пузырьками на частоте 5,3 ГГц. Сплошная линия 4 - это результаты работы [25, см. рис. 6].

Коэффициенты отражения (см. рис. 6, кривые 1-3) были рассчитаны по формуле (4) для трёх реализаций случайной функции $W_a^j(z)$ при заданных

значениях $l_c=3\text{см}$, $\Delta z=1\text{см}$ и оптимально подобранном значении $\bar{w}_a=5,2\%$ для лучшего согласования с результатами работы [25] (угол зондирования был задан 0°).

Созданная в данной работе модель (4) с квадратом коэффициента корреляции $R^2=0,992$ и среднеквадратическим отклонением $RMSE=0,27\text{дБ}$ хорошо описывает результаты работы [25], полученные на основе более сложной модели. При этом подобранное оптимальное значение $\bar{w}_a=5,2\%$ может быть увеличено или уменьшено в зависимости от выбора калибровочного значения l_c . Также отметим, что созданная модель описывает насыщение зависимости коэффициента отражения от толщины льда аналогично тому, что наблюдается в экспериментах в работе [13].

2. Тестирование модели на основе данных Sentinel-1

Применим модель (4) для описания временной зависимости сечения рассеяния, наблюдаемого спутником Sentinel-1 в широкополосном режиме EW на НН поляризации с начала сентября 2017 г. по конец июня 2018 г. на одном из озёр: о. Курунгнах ($72,2989\text{ С.Ш.}$, $126,1638\text{ В.Д.}$) в дельте реки Лена (см. рис. 7).

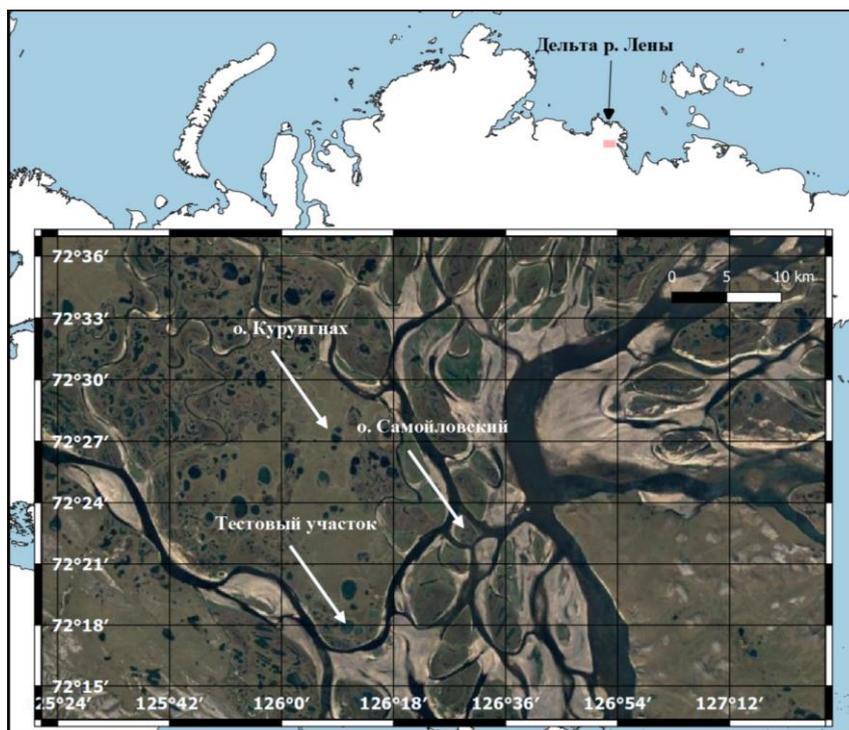


Рис. 7. Тестовый участок в дельте реки Лена на острове Курунгнах.

С помощью программного обеспечения ESA SNAP осуществлялась стандартная обработка данных Sentinel-1: применение прецизионных орбит, калибровка, фильтрация спекл-шумов (последовательное применение двух Gamma map фильтров размером 3x3 пиксела), геометрическая коррекция изображения с использованием цифровой модели рельефа ACE30. Для описания временной зависимости сечения рассеяния, измеренного Sentinel-1 над озером в период отрицательных температур воздуха, в формуле (4) необходимо знать в каждый момент времени толщину льда d .

Для оценки величины d воспользуемся установленной Лебедевым связью между суммой отрицательных температур воздуха и толщиной льда [40, 41]:

$$d_i = \frac{1,245Q^{0.62}}{h_s^{0,15}} [\text{см}], \quad Q(t) = \int_0^t dt' |T_a(t')|, \quad (5)$$

где Q - это температуро-дни в случае, когда температура воздуха $T_a(t) < 0^\circ\text{C}$, t - это время, исчисляемое в днях, h_s - это толщина снежного покрова [см]. В нашем случае вместо значения $T_a(t)$ была использована температура, измеренная метеостанцией в нескольких сантиметрах над поверхностью почвы. Метеостанция была установлена на о. Курунгнах (72,29131 С.Ш., 126,1864 В.Д.) сотрудниками ИНГГ СО РАН в ходе одной из экспедиций на НИС о. Самойловский (данные любезно предоставлены: А.Н. Фаге, Л.В. Цибизовым и Д.Е. Аюновым). На рис. 8 приведена временная зависимость сечения обратного радарного рассеяния измеренного спутником Sentinel-1 над тестовым участком озера на двух углах зондирования $34,6^\circ \pm 0,1^\circ$ и $38,8^\circ \pm 0,1^\circ$ вместе с временными зависимостями коэффициента отражения, рассчитанного на основе формул (4) и (5). Шкала на рис. 8 отложена от 1 сентября 2017 г., период измерений Sentinel-1 охватывает период с 27.09.2017 по 18.05.2018 (отрицательные температуры воздуха).

Параметр толщины снега задавался равным $h_s = 4,8\text{см}$, он рассчитывался как среднее значение высоты снежного покрова, наблюдаемого на озерах вблизи тестового участка по данным работы [48]. Отметим, что параметр l_c ранее был выбран равным $l_c = 3\text{см}$, чтобы средний объем пузырьков воздуха не

превышал величины $\bar{w}_a < 3\%$ (см. рис. 8) для озёрного льда тестового участка (некоторое характерное значение для пресных водоемов [25]). Предложенная модель (4) со среднеквадратическим отклонением $RMSE=0,2\text{дБ}$ и квадратом коэффициента корреляции $R^2=0,960$ описывает измеренные Sentinel-1 временные зависимости сечения рассеяния в ходе увеличения толщины льда на тестовом участке озера.

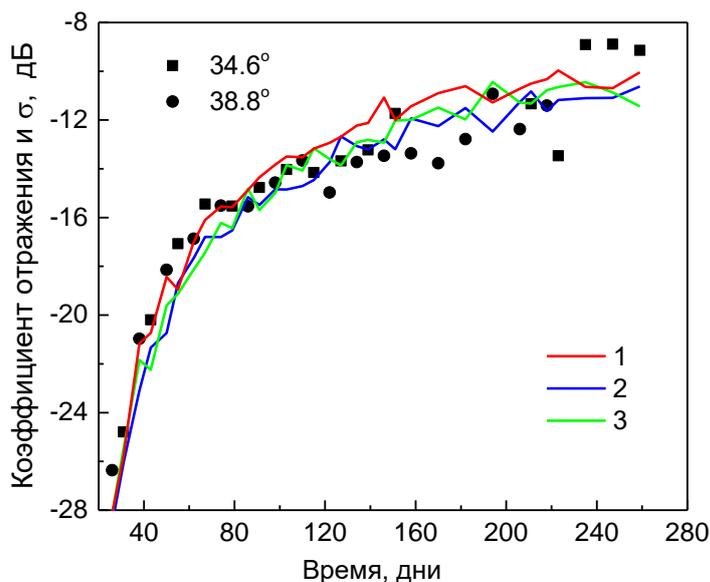


Рис. 8. Сечение обратного радарного рассеяния, измеренное Sentinel-1 над тестовым участком озера. Коэффициент отражения, рассчитанный по формуле (4) при $l_c=3\text{см}$, 1) $\bar{w}_a=2,9\%$ ($R^2=0,957$; $RMSE=0,3\text{дБ}$), 2) $\bar{w}_a=2,6\%$ ($R^2=0,975$; $RMSE=0,2\text{дБ}$), 3) $\bar{w}_a=2,7\%$ ($R^2=0,960$; $RMSE=0,2\text{дБ}$). Оценки проведены до 210 дня.

3. Применение модели для оценки толщины льда и температуры воздуха

Предложенная модель (4) позволяет при известном среднем значении объемного содержания воздушных пузырьков во льду восстановить толщину льда по мере его роста на основе наблюдения сечения рассеяния радаром спутника Sentinel-1. Найдем толщину льда в ходе решения задачи минимизации нормы невязки между измеренными Sentinel-1 (см. рис. 8) значениями сечения обратного радарного рассеяния и рассчитанными по формуле (4) значениями коэффициента отражения.

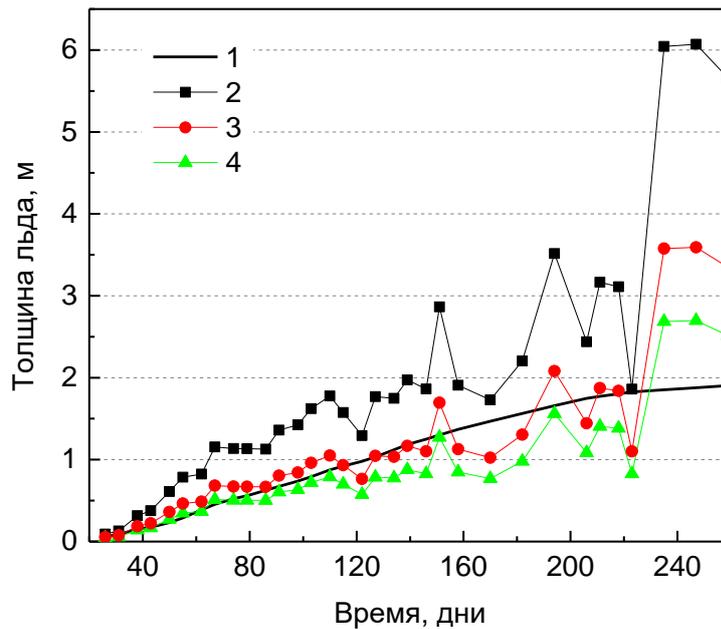


Рис. 9. Временная зависимость толщины льда на тестовом участке озера: 1) рассчитанные по формуле (6) на основе данных о температуре у поверхности почвы, 2) $\bar{w}_a=3\%$, 3) $\bar{w}_a=2,6\%$, 4) $\bar{w}_a=2\%$ восстановленные значения на основе формулы (4).

Как видно из рис. 9, точное знание среднего объемного содержания пузырьков воздуха во льду является величиной, определяющей погрешность восстановления толщины льда. При увеличении толщины льда из-за различных факторов, которые трудно учесть: неравномерность снежного покрова, трещиноватость льда, вертикальная неоднородность строения льда и его пористость, шероховатость границ раздела воздух-лёд, лёд-вода, погрешность восстановленной толщины льда возрастает (см. рис. 9). Кроме того, сами значения сечения рассеяния в последние дни зимы (см. рис. 9, 200-260 день) испытывают значительные вариации ~ 4 дБ, что приводит к большим вариациям восстанавливаемых значений толщины льда. Наименьшая погрешность в восстановлении толщины льда ($R^2=0,811$; $RMSE=17,6$ см-статистика рассчитывалась до 220 дня) достигается при $\bar{w}_a=2,6\%$ (см. рис. 9). Восстановленные значения толщины льда из радарных данных Sentinel-1 на основе модели (4) позволяют оценить сумму отрицательных температур

$Q(t) = \left(h_s^{0.15} d(t) / 1.245 \right)^{1/0.62}$ в ходе зимнего сезона (см. рис. 10), а также мгновенные абсолютные значения температуры воздуха у поверхности почвы в дни радарной съемки $|T_a(t)| = \frac{d}{dt} Q(t)$ (см. рис. 11).

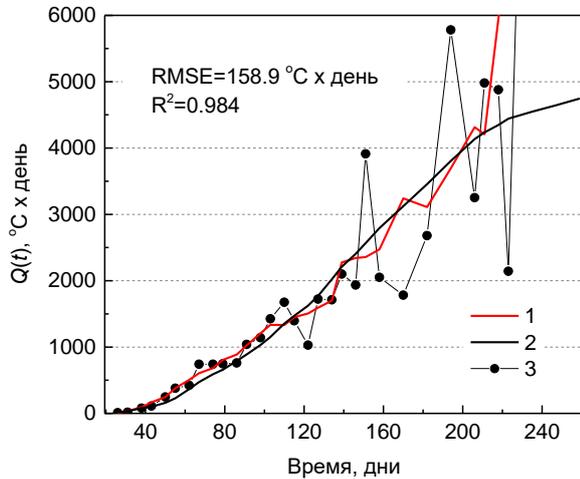


Рис. 10. Температуро-дни, восстановленные из радарных наблюдений спутника Sentinel-1 в ходе роста льда на тестовом участке озера (3). 1-сглаженные зависимости (3) в окне 17 дней, 2-измерения метеостанции. (Статистический анализ выполнен до 200 дня).

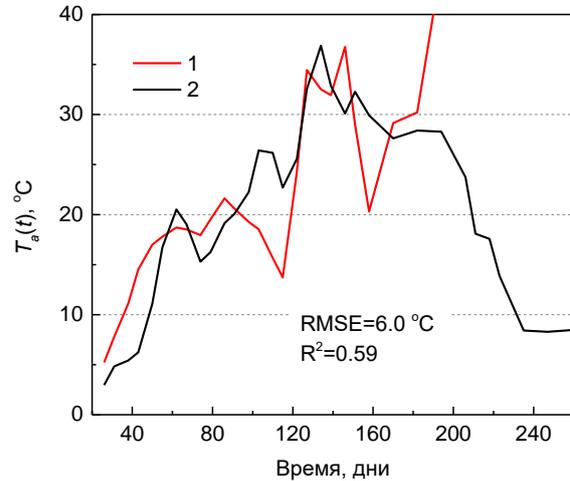


Рис. 11. Абсолютные значения температуры воздуха, восстановленные из радарных наблюдений спутника Sentinel-1 в ходе роста льда на тестовом участке озера (1), 2- измерения метеостанции. (Статистический анализ выполнен до 200 дня).

Заключение

В данной работе предложен численно-аналитический подход для вычисления некогерентной компоненты мощности волны, рассеянной случайной слоисто-неоднородной средой ледового покрова пресноводного озера. Основная идея метода состоит в использовании случайной величины объемного содержания пузырьков воздуха, распределенных в слоистой структуре ледяного покрова как элементов диффузного рассеяния волны при прохождении ледовой толщи. В предложенной модели длина корреляции спектральной плотности случайного процесса распределения по глубине объемного содержания воздуха во льду может быть использована как

калибровочный параметр для согласования амплитуды зондирующего сигнала спутника и единичной амплитуды вспомогательной волны, применяемой в модели для расчета рассеянного сигнала.

Созданная модель позволяет с погрешностью $RMSE=17,6\text{см}$ и $R^2=0,811$ прогнозировать толщину льда, определять как суммарную величину, так и абсолютные значения температуры приземного воздуха с момента становления льда на озере из радарных данных Sentinel-1 с погрешностью $RMSE=158,9^\circ\text{C}\cdot\text{день}$ ($R^2=0,984$) и $RMSE=6,0^\circ\text{C}$ ($R^2=0,59$), соответственно. Предлагаемая методика не учитывает неоднородность вертикального распределения пористости и строения льда, шероховатость границ раздела воздух-лёд, лёд-вода, а также межслойных границ во льду. Существенным является априорное знание величины средней пористости зондируемой толщи льда с погрешностью порядка 1%. Данную информацию можно получать из статистического обобщения данных наземных измерений. Предложенная методика нуждается в дальнейшей проверке на большем числе тестовых участков. В следующей работе авторы предполагают на основе численной модели (4) построить простую эмпирическую модель аналогично [49], установив закономерности в зависимости коэффициента отражения (4) от частоты зондируемого сигнала, длины корреляции и среднего объемного содержания пузырьков воздуха в толще льда. Необходимо исследовать возможности уменьшения погрешности в ходе восстановления величины температуро-дней и абсолютных значений температуры воздуха с момента становления льда на озере, для этого может применяться усреднение данных параметров по значительному числу озер в районе метеостанции. Предложенная модель (4) никак не способна учесть толщину льда, не содержащую воздушных пузырьков воздуха, на которых происходит рассеяние. В связи с этим необходимо отдельно исследовать роль степени шероховатости границы лёд-вода на величину коэффициента обратного рассеяния. В связи с этим предложенная методика может занижать толщину льда, если

значительный объем льда сформирован кристаллическим льдом без пузырьков воздуха.

Благодарности

Работа выполнена в рамках проекта СО РАН № 0356-2018-0060.

Литература

1. GCOS. The Global Observing System for Climate: Implementation Needs, GCOS-200; GCOS 2016 Implementation Plan. World Meteorological Organization: Geneva, Switzerland, 2016, 315 p.
2. Benson B.J., Magnuson J.J., Jensen O.P., Card V.M., Hodgkins G., Korhonen J., et al. Extreme events, trends, and variability in Northern Hemisphere lake-ice phenology (1855–2005). *Climatic Change*, 2012, 112: 299–323. Available at: <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0212-8>
3. Derksen C., Burgess D., Duguay C., Howell S., Mudryk L., Smith S., Thackeray C. and Kirchmeier-Young M. Changes in snow, ice, and permafrost across Canada. [Chapter 5 in Canada's Changing Climate Report, (ed.) E. Bush and D.S. Lemmen]. Government of Canada, Ottawa, Ontario, 2018, pp.194–260.
4. Kouraev A.V., Semovski S.V., Shimaraev M.N., Mognard N.M., et al. Observations of lake Baikal ice from satellite altimetry and radiometry. *Remote Sensing of Environment*, 2007, Vol. 108, pp. 240–253.
5. Kang K.-K., Duguay, C.R., Howell S.E.L. Estimating ice phenology on large northern lakes from AMSR-E: Algorithm development and application to Great Bear Lake and Great Slave Lake, Canada. *The Cryosphere*, 2012, Vol. 6, pp. 235–254.
6. Kang K.-K., Duguay C.R., Lemmetyinen J., Gel Y. Estimation of ice thickness on large northern lakes from AMSR-E brightness temperature measurements. *Remote Sens. Environ*, 2014, Vol. 150, pp. 1–19.
7. Hachem S., Duguay C. R., Allard M. Comparison of MODIS-derived land surface temperatures with ground surface and air temperature measurements in continuous permafrost terrain. *The Cryosphere*, 2012, No. 6, pp. 51-69.

8. Pour H.K., Duguay C.R., Scott A., Kang K.-K. Improvement of lake ice thickness retrieval from MODIS satellite data using a thermodynamic model. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2017, Vol. 55, pp. 5956–5965.
9. Fletcher K. Sentinel-1: ESA’s Radar Observatory Mission for GMES Operational Services, ESA SP-1322/1. 2012. 96 p.
10. Observation Scenario [online]. Available at: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1/observation-scenario/acquisition-segments>.
11. Sellmann P., et al. Use of side-looking airborne radar to determine lake depth on the Alaskan North Slope, Cold Regions Research and Engineering Laboratory Hanover, New Hampshire, 1975, AD-A011 249, 14 p.
12. Mellor J. C. Bathymetry of Alaskan arctic lakes: a key to resource inventory with remote-sensing methods. Ph.D.thesis. Fairbanks, AK: Institute of Marine Science, University of Alaska, 1982.
13. Jeffries M. O., Morris K., Weeks W.F., Wakabayashi H. Structural and stratigraphic features and ERS 1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991–1992. *J. Geophys. Res.*, 1994, Vol. 99, pp. 22459–22471.
14. Hoekstra P., Delaney A. Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, 1974, Vol. 79, 1699-1708.
15. Mironov V.L., Kosolapova L.G, Lukin Y.I., Karavaysky A.Y., Molostov I.P. Temperature- and texture-dependent dielectric model for frozen and thawed mineral soils at a frequency of 1.4GHz. *Remote Sensing of Environment*, 2017, Vol. 200, pp. 240-249.
16. Surdu C.M., Duguay C.R., Pour H.K., Brown L.C. Ice freeze-up and break-up detection of shallow lakes in Northern Alaska with spaceborne SAR. *Remote Sens.*, 2015, Vol. 7, pp. 6133–6159.
17. Howell S.E.L., Brown L.C., Kang K.-K., Duguay C.R. Variability in ice phenology on Great Bear Lake and Great Slave Lake, Northwest Territories,

- Canada, from SeaWinds/QuikSCAT: 2000–2006. *Remote Sensing of Environment*, 2009, Vol.113, pp.816–834.
- 18.Surdu C. M., Duguay C.R., Fernández Prieto D. Evidence of recent changes in the ice regime of lakes in the Canadian High Arctic from spaceborne satellite observations. *The Cryosphere*, 2016, Vol. 10, pp. 941–960.
 - 19.Murfitt J., Brown L.C., Howell S.E. Evaluating RADARSAT-2 for the Monitoring of Lake Ice Phenology Events in Mid-Latitudes. *Remote Sens.*, 2018, Vol. 10, pp. 1641.
 - 20.Wang J., Duguay C.R., Clausi D.A., Pinard V., Howell S.E.L. Semi-Automated Classification of Lake Ice Cover Using Dual Polarization RADARSAT-2 Imagery. *Remote Sens.*, 2018, Vol. 10, pp. 1727.
 - 21.Murfitt J.C., Brown L.C., Howell S.E.L. Estimating lake ice thickness in Central Ontario. *PLoS ONE*, 2018, Vol. 13(12): e0208519. Available at: <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0208519>
 - 22.Beckers J.F., Casey J.A., Haas C. Retrievals of lake ice thickness from Great Slave Lake and Great Bear Lake using CryoSat-2. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2017, Vol. 55, pp.3708–3720.
 - 23.Gherboudj I., Bernier M., Leconte R. A backscatter modeling for river ice: Analysis and numerical results. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2010, Vol. 48, No. 4, pp. 1788–1798.
 - 24.Kozlenko N., Jeffries M. Bathymetric Mapping of Shallow Water in Thaw Lakes on the North Slope of Alaska with Spaceborne Imaging Radar. *Arctic*, 2000, Vol. 53, No. 3, pp. 306-316.
 - 25.Wakabayashi H., Weeks W. F., Jeffries M. O. A C-band backscatter model for lake ice in Alaska. *Proceedings of IGARSS '93 - IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 1993, pp. 1264-1266.
 - 26.Jeffries M.O., Morris K., Kozlenko N. Ice Characteristics and Processes, and Remote Sensing of Frozen Rivers and Lakes. *Remote Sensing in Northern Hydrology: Measuring Environmental Change*. AGU, 2015, Vol. 163, 160p.

27. Gunn G., Duguay C., Atwood D., King J., Toose P. Observing scattering mechanisms of bubbled freshwater lake ice using polarimetric RADARSAT-2 (C-band) and UWScat (X-, Ku-band). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2018, Vol. 56, pp. 2887–2903.
28. Atwood D. K., Gunn G. E., Roussi C., Wu J., Duguay C. R., Sarabandi K. Microwave backscatter from Arctic lake ice and polarimetric implications. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2015, Vol. 53, No. 11, pp. 5972–5982.
29. Yamaguchi Y., Moriyama T., Ishido M., Yamada H. Four component scattering model for polarimetric SAR image decomposition. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2005, Vol. 43, No. 8, pp. 1699–1706.
30. Wu J., Atwood D., Sarabandi K. Scattering phenomenology of Arctic lake ice,” *Proc. Geosci. Remote Sens. Symp.*, 2016, pp. 3668–3671.
31. Inada T., Hatakeyama T., Takemura F. Gas-storage ice grown from water containing microbubbles. *Int. J. Refrig.*, 2009, Vol. 32, No. 3, pp. 462–471.
32. Engram M., Anthony K. W., Meyer F. J., Grosse G. Synthetic aperture radar (SAR) backscatter response from methane ebullition bubbles trapped by thermokarst lake ice. *Can. J. Remote Sens.*, 2012, Vol. 38, No. 6, pp. 667–682.
33. Engram M., Anthony K. W., Meyer F. J., Grosse G. Characterization of L-band synthetic aperture radar (SAR) backscatter from floating and grounded thermokarst lake ice in Arctic Alaska. *The Cryosphere*, 2013, Vol. 7, No. 6, pp. 1741–1752.
34. Mermoz S., Allain-Bailhache S., Bernier M., Pottier E., Van Der Sanden J. J., Chokmani K. Retrieval of River Ice Thickness From C-Band PolSAR Data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2014, Vol. 52, No. 6, pp. 3052–3062.
35. Cloude S. R., Pottier E. An entropy based classification scheme for land applications of polarimetric SAR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1997, Vol. 35, No. 1, pp. 68–78.
36. Wegmüller U., Santoro M., Werner C., Strozzi T., Wiesmann A. Estimation of ice thickness of tundra lakes using ERS - ENVISAT cross-interferometry. *IEEE*

International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2010, pp. 316-319.

DOI: [10.1109/IGARSS.2010.5649026](https://doi.org/10.1109/IGARSS.2010.5649026)

37. Dammann D.O., Eriksson L.E.B., Mahoney A.R., Stevens C.W., Van der Sanden J., Eicken H., Meyer F.J., Tweedie C.E. Mapping Arctic Bottomfast Sea Ice Using SAR Interferometry. *Remote Sens.*, 2018, Vol. 10, pp. 720.
38. Dammann D. O., Eriksson L. E. B., Mahoney A. R., Eicken H., Meyer F. J. Mapping pan-Arctic landfast sea ice stability using Sentinel-1 interferometry. *The Cryosphere*, 2019, Vol. 13, pp. 557–577.
39. Du J., Watts J.D., Jiang L., Lu H., Cheng X., Duguay C., Farina M., Qiu Y., Kim Y., Kimball J.S., Tarolli P. Remote Sensing of Environmental Changes in Cold Regions: Methods, Achievements and Challenges. *Remote Sens.*, 2019, Vol. 11, pp. 1952.
40. Лебедев В.В. Рост Льда в антарктических реках и морях в зависимости от отрицательных температур воздуха. *Проблемы Арктики*. 1938. Т.5-6. С.9-25.
41. Bilello M.A. Formation, Growth, and Decay of Sea-Ice in the Canadian Arctic Archipelago. *Arctic*, 1961, Vol. 14, No. 1, pp. 2–24. Available at: www.jstor.org/stable/40506892.
42. Birchak J. R., Gardner C. G., Hipp J. E., Victor J. M. High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. *Proceedings of the IEEE*, 1974, Vol. 62, No. 1, pp. 93-98.
43. Fujita S., Matsuoka T., Ishida T., Matsuoka K., Mae S. A summary of the complex dielectric permittivity of ice in the megahertz range and its applications for radar sounding of polar ice sheets. *International Symposium on Physics of Ice Core Records.*, 2000, pp. 185-212.
44. Brekhovskikh L.M. *Waves in Layered Media*, New York, NY, USA: Academic. 1960. P. 561.
45. Chen M.F., Bai S.Y. Computer Simulation of Wave Scattering from a Dielectric Random Surface in Two Dimensions-Cylindrical Case. *Journal of Electromagnetic Waves and Applications*, 1990, Vol. 4:10, pp. 963-982.

46. Tsang L., Kong J., Ding K. Scattering of Electromagnetic Waves: Theories and Applications. Wiley-Interscience, 2000, 436 p.
47. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М., Наука. 1974 188 с.
48. Antonova S., Duguay C.R., Kääh A., Heim B., Langer M., Westermann S., Boike J. Monitoring Bedfast Ice and Ice Phenology in Lakes of the Lena River Delta Using TerraSAR-X Backscatter and Coherence Time Series. *Remote Sens.*, 2016, Vol. 8, pp. 903.
49. Kim Y.-S., Onstott R., Moore R. Effect of a snow cover on microwave backscatter from sea ice. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 1984, Vol. 9, No. 5, pp. 383-388.

Для цитирования:

Музалевский К.В., Ельцов И.Н., Фаге А.Н., Цибизов Л.В., Аюнов Д.Е. Численно-аналитическая модель коэффициента обратного рассеяния электромагнитных волн озёрным льдом в С-диапазоне частот. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2019. № 12. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/dec19/8/text.pdf>
DOI 10.30898/1684-1719.2019.12.8