

Спектральные особенности микроволнового излучения крупнозернистого и слоистого снега, ограничивающие возможности современных алгоритмов восстановления толщины снежного покрова методом пассивного дистанционного зондирования из космоса

В. А. Голунов

*Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники
им. В. А. Котельникова РАН, Фрязино, 141190, Московская обл., Россия
E-mail: golsnow@mail.ru*

Данная работа основана на экспериментальном исследовании зависимостей полных коэффициентов отражения и пропускания теплового излучения сухого снега на частотах 22,2 и 37,5 ГГц. Исследованы образцы снега с мелкой и крупной структурой. На основе экспериментальных данных рассмотрены возможности восстановления толщины снежного покрова методом пассивного дистанционного зондирования из космоса. Практически все современные алгоритмы основаны на линейной зависимости разности радиоярких температур снежного покрова, измеренных на двух базовых частотах 18–19 и 35–37 ГГц, от толщины снега. Показано, что в однослойном покрове по мере возрастания размера частиц снега до 2 мм эта разность увеличивается нелинейно, но однозначно, при этом интервал значений толщины слоя, на котором её зависимость от толщины близка к линейной, сокращается до 0,2 м. При возрастании размера частиц свыше 2 мм эта разность уменьшается вплоть до смены знака. Разность радиоярких температур слоистого снежного покрова зависит от его толщины неоднозначно, особенно при наличии слоя крупнозернистого снега. Задача восстановления толщины снежного покрова с неизвестной структурой по измеренным значениям разности радиоярких температур на частотах 18–19 и 35–37 ГГц не имеет однозначного решения.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, микроволновое тепловое излучение, алгоритмы, толщина снежного покрова

Одобрена к печати: 03.12.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-57-72

Введение

Снежный покров — существенный компонент криосферы и играет значительную роль в глобальном климате и реакции климата на глобальные изменения. Его можно рассматривать как чувствительный индикатор вариаций климата. Физические параметры снежного покрова, такие как границы протяжённости, толщина, водный эквивалент, востребованы как в целях контроля изменения климата, так и в целях прогноза погоды, паводков и т. п. (Barnett et al., 2005; Cohen, Entekhabi, 1999; Cohen, Rind, 1991). В связи с этим в течение последних четырёх десятилетий активно развиваются методы дистанционного измерения физических параметров снежного покрова с целью его глобального мониторинга из космоса (Deems et al., 2013; Dietz et al., 2012; Hall et al., 2001, 2002; Nolin, 2010). Один из наиболее активно развиваемых дистанционных методов — пассивное зондирование в микроволновом диапазоне, основанное на измерениях яркостной температуры снежного покрова на двух и более частотах. Количество частот, используемых для разработки алгоритмов восстановления физических параметров снега, определяется набором спектральных каналов бортовых комплексов зондирования, таких как SMMR (*англ.* Scanning Multichannel Microwave Radiometer), SSM/I (*англ.* Special Sensor Microwave/Imager), российский модуль дистанционного зондирования Земли «Природа», AMSR-E (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer) (Amlien, 2008). Однако

во всех случаях в качестве базовых используются два частотных канала: 18–19 и 35–37 ГГц. Это обусловлено тем, что именно в сочетании этих частот наиболее сильно проявляется основное радиофизическое свойство сухого снега — эффект объёмного рассеяния, приводящий к снижению яркостной температуры в зависимости от толщины покрова, структуры снега и частоты излучения.

Как правило, существующие к настоящему времени алгоритмы восстановления толщины покрова и водного эквивалента снега, начиная с 1982 г. (Künzi et al., 1982), основаны на использовании линейной зависимости разности радиояркостных температур, измеренных на двух базовых частотах, от толщины покрова (Amlien, 2008; Chang et al., 1987; Singh, Gan, 2000). Коэффициенты линейной зависимости определялись по результатам регрессионного анализа измеренной из космоса радиояркостной температуры на контролируемых участках земной поверхности. Глобальные алгоритмы требуют глобальной сети наблюдений, доступных с метеостанций. Эти данные включают измерения толщины снежного покрова, в то время как измерения его водного эквивалента встречаются реже. Поэтому, чтобы преобразовать толщину покрова в значения водного эквивалента, обычно используют сезонную карту классификации снега (Sturm et al., 1995) или предположение, что плотность снега составляет $0,3 \text{ кг/дм}^3$.

Результаты многочисленных исследований, выполненных к настоящему времени, показали, что коэффициенты линейной зависимости разности радиояркостных температур на базовых частотах сильно варьируются от года к году в зависимости от географических регионов (Dong et al., 2005), размеров снежных частиц, слоистости покрова, наличия снежных корок и ледяных линз (Китаев, 2010; Armstrong, Brodzik, 2002; Armstrong et al., 1993; Boyarskii, Tikhonov, 2000; Davenport et al., 2012; Derksen et al., 2003; Liang et al., 2008; Montpetit et al., 2013; Rees et al., 2010; Rosenfeld, Grody, 2000; Wang, Tedesco, 2007). Показательны в этом плане результаты сопоставления значений толщины покрова, восстановленных на базовых частотах 18,7 и 36,5 ГГц спутника AMSR-E и измеренных на земной поверхности на финском испытательном полигоне в период 2004–2005 гг. (Pulliainen, 2006). Оказалось, что коэффициент корреляции между этими данными составил всего 0,2.

Основная проблема ранних алгоритмов состояла в том, что задача решалась с использованием одного уравнения, связывающего разность радиояркостных температур на двух базовых частотах с толщиной однослойного покрова, в то время как неизвестных было по крайней мере три: толщина, размер рассеивателей и плотность частиц (Golunov, 2008). Позднее в приближении теории сильных флуктуаций и экспериментально для более широкого диапазона значений размеров частиц к длине волны было показано (Голунов, 2015), что на интервале значений объёмной плотности $0,2–0,4$, характерном для сухого зернистого снежного покрова, объёмная плотность оказывается параметром, несущественным для рассеяния. Исключение составляют свежеснежный и мелкозернистый снег, в которых обнаружено влияние кластеров, ослабляющееся при уплотнении снега (Голунов, Хохлов, 2017; Голунов и др., 2018).

Дальнейшее развитие алгоритмов основывалось на применении теоретических (Matzler, 1998; Picard et al., 2013; Stogryn, 1986; Tsang et al., 2000) и полуэмпирических (Pulliainen et al., 1999; Wiesmann, Matzler, 1999) моделей излучения снега, их сочетаний с априорной информацией от метеостанций и гидрологической моделью снежного покрова (Chen et al., 2001; Durand, Liu, 2012; Josberger, Mognard, 2002; Kelly, Chang, 2003) и, наконец, на искусственных нейронных сетях (Tedesco et al., 2004). К настоящему времени непрерывное совершенствование алгоритмов привело к определённым прогрессу в снижении погрешности восстановления толщины и водного эквивалента снежного покрова с помощью зондирования из космоса (Luojus et al., 2010; Pulliainen, 2006; Takala et al., 2011).

Возможности алгоритмов можно было бы достаточно детально оценить с помощью строгой теории рассеяния в плотных дискретных средах и (или) наземных экспериментальных исследований закономерностей излучения и рассеяния однородных структур снега при широком интервале контролируемых значений объёмной плотности и размеров частиц. Из известных строгих теорий при разработке алгоритмов широко применяется модель DMRT

(англ. Dense Media Radiative Transfer), основанная на численном решении уравнения переноса излучения. Если первая версия DMRT была разработана в приближении рассеяния Релея, то дальнейшее развитие модели основывалось на расчётах фазовой функции в квазикристаллическом приближении (QCA/DMRT — англ. dense media radiative transfer theory based on the quasicrystalline approximation) и физической модели липких частиц, что позволило включить в рассмотрение влияние кластеров частиц на рассеяние и излучение (Tsang et al., 2000). Однако до сих пор остаётся открытой проблема связи коэффициента липкости частиц с микроструктурой снега (Picard et al., 2013). Тем не менее к существенным достижениям модели QCA/DMRT можно отнести выводы о том, что разность радиоярких температур однослойного снежного покрова на частотах 19 и 37 ГГц увеличивается линейно от толщины слоя только на интервале малых толщин и при малых размерах частиц, в то время как при больших частицах из-за насыщения радиояркой температуры на частоте 37 ГГц эта разность может даже уменьшаться.

Более широко используются полуэмпирические модели (Pulliainen et al., 1999; Wiesman, Mätzler, 1999). Модель MMLS (англ. Microwave Emission Model of Layered Snowpacks) (Wiesman, Mätzler, 1999) основана на шестипотоковой теории, способной, как предполагалось, учитывать горизонтальную анизотропию слоистого снежного покрова, существование которой до сих пор не обнаружено. В случае единственного слоя модель MMLS сводится к двухпотоковой теории Кубелки – Мунка. Отметим, что при развитии модели MMLS была создана одна из самых представительных баз экспериментальных данных по диэлектрическим, излучательным и рассеивающим свойствам снега в микроволновом диапазоне (Matzler, 1994; Wiesmann et al., 1998). Именно на основе анализа этих экспериментальных данных авторы модели MMLS пришли к выводу, что задача восстановления высоты снежного покрова методом пассивного зондирования не имеет «аккуратного» решения (Matzler, 1994).

Модель HUT (англ. Helsinki University of Technology) (Pulliainen et al., 1999) основана на предположении, что 99 % рассеянной энергии концентрированы в переднем направлении, в то время как рассеяние в обратном направлении пренебрежимо мало. Ключевым элементом модели HUT стало использование коэффициента экстинкции в качестве единственного параметра рассеяния в снеге, что физически некорректно, поскольку коэффициент экстинкции сильно зависит от рассеяния на крупных неоднородностях, которые, в свою очередь, слабо влияют на интенсивность теплового излучения (Голунов, 2019б). Кроме того, показано (Голунов и др., 2017), что модель HUT некорректно описывает взаимосвязь полных коэффициентов отражения и пропускания слоя, что, по-видимому, привело к заметным погрешностям при расчёте радиояркой температуры слоистых покровов (Fuller et al., 2015).

Несмотря на разработанные модели излучения снега и имеющиеся базы экспериментальных данных, до сих пор не выполнен детальный анализ зависимости разности ярких температур снега на базовых частотах от его структуры, толщины и слоистости, который позволил бы оценить реальные перспективы восстановления водного эквивалента и толщины снежного покрова методом дистанционного пассивного зондирования.

Цель настоящей работы — оценить возможности восстановления толщины снежного покрова на основе базы экспериментальных данных, полученных для коэффициентов отражения и пропускания однородных структур свежеснежного и зернистого снега на частотах 22,2 и 37,5 ГГц. Снежный покров может различаться по многим физическим характеристикам структуры, которые сложно измерить и количественно оценить. При определении размеров частиц льда в снеге, как правило, возникают погрешности, связанные как с присутствием частиц с широким распределением их размеров, так и с кластерами (Zurk et al., 1997). Лишь в случае сыпучего зернистого снега имеется возможность достаточно точного определения характерного размера. В данной работе использовался ряд достаточно однородных структур снега, заметно различающихся характеристиками собственного излучения. Такой подход позволяет всесторонне оценить возможности восстановления толщины снежного покрова методами пассивного дистанционного зондирования из космоса, исключая влияние грубого пространственного разрешения (размеры пикселя 25×25 км) и структурных неоднородностей ландшафта (леса, водоёмы, реки, формы рельефа и т. п.).

Модельное описание разности радиоярких температур снега на двух частотах

Рассмотрим простейший случай наземных измерений на вертикальной поляризации теплового излучения снега, лежащего на поверхности почвы. Пусть термодинамическая температура снега и почвы равна T_0 , а отражение на границах «атмосфера – снег» и «снег – почва» пренебрежимо мало. В этом случае радиояркая температура снежного покрова T записывается в виде:

$$T = (1 - R)T_0 + RT_a^*, \quad (1)$$

где R — полный коэффициент отражения снега; T_a^* — радиояркая температура подсвечивающего излучения атмосферы, определяемая интегральной свёрткой индикатрис рассеяния снега и излучения атмосферы (Голунов и др., 1990).

Пусть измерения осуществляются на двух частотах f_1 и f_2 . Тогда разность радиоярких температур ΔT_{12} , измеренных на этих частотах, в соответствии с выражением (1) примет вид:

$$\Delta T_{12} = (R_2 - R_1)T_0 + R_1T_{a1}^* - R_2T_{a2}^*. \quad (2)$$

Из отношения (2) видно, что ΔT_{12} зависит от разности полных коэффициентов отражения, от вариаций термодинамической температуры и радиояркой температуры атмосферы. Далее основное внимание уделим анализу зависимостей $\Delta R_{21} = R_2 - R_1$ от структуры снега и толщины покрова h .

Показано (Голунов, 2019б, Голунов и др., 2017), что на частотах 22,2 и 37,5 ГГц экспериментальные зависимости $R(h)$ всех видов однородных структур снега удовлетворительно аппроксимируются соотношениями модели FIRE (англ. Fryazino Institute of Radioengineering and Electronics) (Голунов, 2019б) и двухпоточковой теории Кубелки – Мунка. В соответствии с приближением модели FIRE при $(b/k_a) \leq 0,5$:

$$R(h) = R_0[1 - \exp(-2\alpha h)], \quad (3)$$

$$t(h) = \exp(-\alpha h), \quad (4)$$

где

$$R_0 = \frac{b}{2(k_a + b)} \quad (5)$$

— полный коэффициент отражения полубесконечного слоя; t — полный коэффициент пропускания; k_a , b — коэффициенты поглощения и обратного рассеяния единичного слоя; $\alpha = k_a + b$ — коэффициент ослабления некогерентного (диффузного) излучения.

В этом случае:

$$\Delta R_{21}(h) = \{(R_{02} - R_{01}) + [R_{01} \exp(-2\alpha_1 h) - R_{02} \exp(-2\alpha_2 h)]\}. \quad (6)$$

Из выражения (6) явно следует, что разность ΔR_{21} зависит от h нелинейным образом. Интервал значений толщины, на котором функция $\Delta R_{21}(h)$ линейна, определяется из отношения (6) через разложения экспонент в ряды при $2\alpha_1 h < 1$ и $2\alpha_2 h < 1$:

$$\Delta R_{21}(h) = 2(R_{02}\alpha_2 - R_{01}\alpha_1)h. \quad (7)$$

С учётом выражения (5) соотношение (7) преобразуется к виду:

$$\Delta R_{21}(h) = (b_2 - b_1)h. \quad (8)$$

Из выражения (8) следует, что интервал значений толщины, на котором функция $\Delta R_{21}(h)$ линейна, тем шире, чем больше разность коэффициентов обратного рассеяния в снеге, и наоборот. Разность $(b_2 - b_1)$, как будет показано ниже, при заданных частотах определяется структурой снега.

Результаты экспериментального исследования

Экспериментальные данные получены на частотах $f_1 = 22,2$ ГГц и $f_2 = 37,5$ ГГц в 2018 и 2019 гг. Измерения полных коэффициентов отражения и пропускания однородных структур снега осуществлялись в лабораторных условиях на аппаратуре и по методике, описанной в работе (Голунов, 2018). Образцы исследуемых структур снега аккуратно (т. е. при их минимальных нарушениях) изымались из выбранного слоя снежного покрова и укладывались друг на друга до достижения требуемой толщины. Основания изъятых образцов были больше основания металлических цилиндрических контейнеров для снега, которые использовались при измерениях. Заполнялись контейнеры снегом «ввинчиванием» цилиндров в толщу изъятых образцов, после чего лишний снег удалялся, а в основания цилиндров вставлялись пенопластовые пластины толщиной 0,005 м. Диаметр цилиндров составлял 0,2 м.

В качестве примера экспериментальных данных на *рис. 1* показаны графики экспериментальных и модельных зависимостей коэффициентов R , t от толщины слоя h снега с размерами частиц $d < 1$ мм (см. *рис. 1а*) и $d = 1-2$ мм (см. *рис. 1б*). Значения модельных параметров приведены в *табл. 1*.

Таблица 1. Параметры структуры снега и модельные параметры излучения

№ рисунка	Объёмная плотность	Размеры частиц, мм	Частота 22,2 ГГц				Частота 37,5 ГГц			
			$k_a, \text{см}^{-1}$	$\alpha, \text{см}^{-1}$	$b, \text{см}^{-1}$	R_0	$k_a, \text{см}^{-1}$	$\alpha, \text{см}^{-1}$	$b, \text{см}^{-1}$	R_0
<i>Рис. 1а</i>	0,29	$d < 1$	0,0025	0,0032	0,0008	0,12	0,008	0,011	0,0031	0,14
<i>Рис. 1б</i>	0,39	$d = 1-2$	0,007	0,013	0,0084	0,31	0,023	0,045	0,0326	0,36

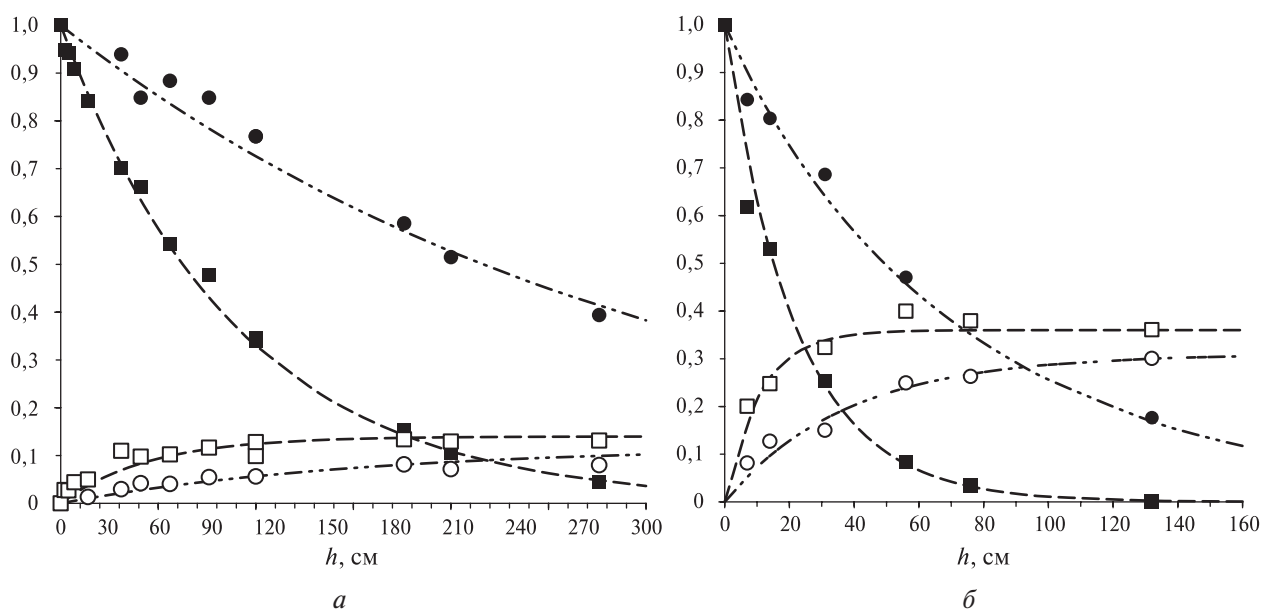


Рис. 1. Графики экспериментальных (символы) и модельных (пунктирные и штрих-пунктирные линии) зависимостей полных коэффициентов отражения R (кривые 2, 3) и пропускания t (кривые 1, 4) от толщины слоя h снега с размерами частиц $d < 1$ мм (*а*) и $d = 1-2$ мм (*б*). Частота 22,2 ГГц — кривые 1, 3; частота 37,5 ГГц — кривые 2, 4. Даты измерений: *а* — 16.03.2018, *б* — 05.04.2018

На *рис. 2* (см. с. 62) показаны графики экспериментальных зависимостей толщины слоя снега от разности полных коэффициентов отражения $\Delta R_{21} = R_{37} - R_{22}$ на частотах $f_1 = 22,2$ ГГц и $f_2 = 37,5$ ГГц для исследованных в период с 5 марта по 5 апреля 2018 г. четырёх однородных структур снега, включая структуры (кривые 3, 4), характеристики излучения которых показаны на *рис. 1*.

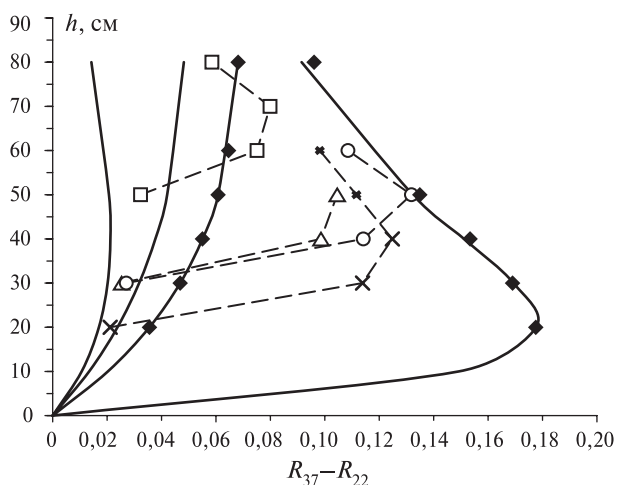


Рис. 2. Графики экспериментальных зависимостей восстановленной толщины снежного покрова от разности полных коэффициентов отражения на частотах 37,5 и 22,2 ГГц: 1, 2 — $d < 1$ мм; 3 — $d < 1$ мм (см. рис. 1а); 4 — $d = 1-2$ мм (см. рис. 1б); 5-8 — слоистые структуры

Структуры, показанные на рис. 2 кривыми 1-3, представляют собой многослойный свежеснеженный снег. Вследствие процесса метаморфизма структура снега визуально изменялась слабо, объёмная плотность почти не изменялась, но, как видно из графиков, интенсивность объёмного рассеяния возрастала весьма заметно.

Кроме того, на этом рисунке показаны расчётные графики для слоистого снега (кривые 5-8). Начальные точки этих графиков соответствуют двухслойным, а все следующие — трёхслойным структурам. Двухслойные структуры включали слои снега только с размерами частиц $d < 1$ мм (кривые 1-3), при этом рассеивающие свойства снега в верхнем слое были слабее, чем во втором. Затем в качестве нижнего (третьего) слоя к ним добавлялся зернистый снег ($d = 1-2$ мм, кривая 4). Толщина третьего слоя дискретно увеличивалась.

Коэффициенты отражения слоистого снега рассчитывались по формулам (Kubelka, 1948):

$$R_{1,2,3...n} = R_1 + \frac{t_1^2 R_{2,3...n}}{1 - R_1 R_{2,3...n}}, \quad (7)$$

$$t_{1,2,3...n} = \frac{t_1 t_{2,3...n}}{1 - R_1 R_{2,3...n}}, \quad (8)$$

где R_1 и t_1 — коэффициенты отражения и пропускания первого слоя, а $R_{2,3...n}$ и $t_{2,3...n}$ — следующих $(n-1)$ слоёв. Величины $R_{2,3...n-1}$, $t_{2,3...n-1}$ и следующие $R_{i,i+1...n-1}$, $t_{i,i+1...n-1}$, где $i = 3, 4, \dots, n-1$, вычисляются аналогичным образом. Применимость этих формул к расчётам R и t для слоистого снега продемонстрирована в работе (Голунов, 2019а). На рис. 2 в виде ромбовидных символов показаны результаты расчётов коэффициентов отражения для двух и трёх слоёв одного и того же снега, которые подтверждают достаточно высокую точность воспроизведения значений коэффициентов отражения совокупных слоёв этого снега.

Из анализа данных, приведённых на рис. 2, следует, что толщина однослойного снега может быть восстановлена, если априори известны параметры его структуры, главным образом — характерный размер рассеивателей (заметим, что в случае свежеснеженного снега (представленного, например, кривой 1) определённое влияние на рассеяние оказывают кластеры (Голунов и др., 2018).

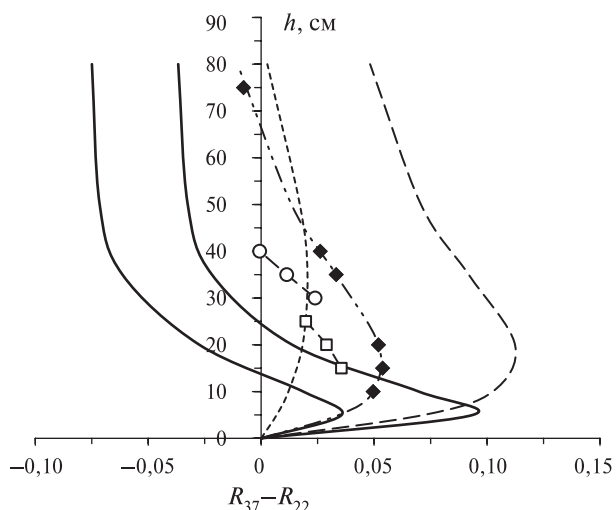


Рис. 3. Графики экспериментальных зависимостей толщины снежного покрова от разности полных коэффициентов отражения на частотах 37,5 и 22,2 ГГц. Даты измерений 2019 г.: 1 — 14 февраля ($d < 1$ мм), 2 — 2 марта ($d = 1-1,5$ мм), 3 — 2 марта ($d = 2-3$ мм), 4 — 13 марта ($d = 2-4$ мм), 5 — 27 марта ($d = 2-4$ мм); 6, 7 — слоистый снег

При увеличении размера частиц до 2 мм абсолютные значения разности ($R_{37} - R_{22}$) возрастают, но при этом усиливается нелинейность функции $h(R_{37} - R_{22})$, вследствие чего сокращается интервал значений толщины, на котором эта функция близка к линейной. В случае слоистого покрова, поскольку нет единственного значения характерного размера частиц, функция $h(R_{37} - R_{22})$ становится многозначной, что может приводить к заметным ошибкам восстановления h . Заметим, что при умеренных толщинах слоистость не смещает оценку, поскольку сохраняется тренд к увеличению разности ($R_{37} - R_{22}$).

При дальнейшем увеличении размера рассеивателей свойства функции $h(R_{37} - R_{22})$ изменяются кардинальным образом. На *рис. 3* (см. с. 62) показаны экспериментальные графики функции $h(R_{37} - R_{22})$ для пяти структур снега, полученные в период с 14 февраля по 27 марта 2019 г. Параметры исследованных структур снега приведены в *табл. 2*.

Таблица 2. Параметры структур снега, исследованных в 2019 г.

Параметры структур	Дата измерений				
	14 февраля	2 марта	2 марта	13 марта	27 марта
Размеры частиц, мм	<1	1–1...5	2–3 (слипшиеся конгломераты мелких частиц с остатками лучей)	2–4 (корка из слипшихся частиц)	2–4 (корка из слипшихся частиц)
Объёмная плотность	0,29	0,31	0,3	0,42	0,42

Из анализа *рис. 3* следует, что, начиная с мелкозернистого снега ($d < 2$ мм), дальнейшее укрупнение структуры снега приводит, с одной стороны, к сокращению интервала линейности функции $h(R_{37} - R_{22})$, с другой — к её отрицательным значениям. Это связано с тем, что при увеличении размера частиц, с одной стороны, возрастают коэффициенты рассеяния b на обеих частотах, а с другой — ослабляется их зависимость от частоты. Действительно, если при $d \ll 1$ мм имеет место рассеяние Релея и, соответственно, на обеих частотах $b \approx f^4$, то при дальнейшем увеличении размера частиц показатель частотной зависимости уменьшается, при этом тем сильнее, чем больше d/λ , т. е. чем выше частота (Голунов, Хохлов, 2017). Таким образом, происходит уменьшение разности ($b_{37} - b_{22}$), что в соответствии с выражением (8) приводит к сокращению интервала линейности функции $h(R_{37} - R_{22})$. Кроме того, поскольку показатель поглощения льда на частоте 22,2 ГГц ниже, чем на частоте 37,5 ГГц (Голунов и др., 1990), то в соответствии с выражением (5) это способствует дополнительному возрастанию полного коэффициента отражения на частоте 22,2 ГГц. Более того, в случае крупнозернистого снега и снежных корок коэффициент отражения полубесконечного слоя R_0 на частоте 22,2 ГГц может оказаться выше, чем на частоте 37,5 ГГц. Поскольку при увеличении толщины слоя предельное значение R_0 сначала достигается на частоте 37,5 ГГц, то при дальнейшем увеличении толщины разность ($R_{37} - R_{22}$) становится отрицательной.

На *рис. 3* дополнительно показаны графики (кривые 6, 7) для слоистого снега, при этом начальные точки соответствуют двухслойным, а следующие две — трёхслойным структурам. Верхний слой состоял из снега, структуре которого соответствует кривая 1, структуре снега среднего (второго) слоя соответствует кривая 2, а структуре снега нижнего (третьего) слоя — кривая 3. В каждом случае толщина третьего слоя принимала два значения. Из этих графиков следует, что добавление сильно рассеивающего слоя приводит к уменьшению разности $h(R_{37} - R_{22})$ при увеличении толщины суммарного слоя и, соответственно, к существенному смещению оценки восстановления толщины покрова при использовании алгоритмов, основанных на измерении разности радиоярких температур на двух базовых частотах.

Экспериментальные данные, представленные на *рис. 2* и *3*, — это фактически информативная база для оценки возможностей алгоритма восстановления толщины слоя снега, основанного на измерениях разности полных коэффициентов отражения на частотах 37,5 и 22,2 ГГц. Из анализа этих данных следует, что достаточно точное восстановление толщины

снежного покрова возможно только в случае однослойного покрова при условии, что характерный размер частиц льда не превышает 2 мм и он априори известен. При этом имеется возможность учитывать нелинейность функции $h(R_{37} - R_{22})$. Однако при определении размеров частиц льда в снеге, как правило, возникают погрешности, связанные как с присутствием частиц с широким распределением их размеров, так и с кластерами. Лишь в случае сыпучего зернистого снега имеется возможность достаточно точного определения характерного размера. Отметим также, что вследствие нелинейности функции $h(R_{37} - R_{22})$ интервал значений толщины, на котором эта функция близка к линейной, составляет не более 0,2 м.

Выполненное исследование показало, что при укрупнении частиц льда в снеге до 2 мм разность $(R_{37} - R_{22})$ возрастает до значения 0,18 (см. рис. 2), а при дальнейшем увеличении размера частиц — уменьшается. Следовательно, максимальное значение разности радиоярких температур $(T_{22} - T_{37})$ составляет 47 К при термодинамической температуре снега 260 К, что удовлетворительно согласуется с результатами зондирования из космоса на базовых частотах 19 и 37 ГГц (Kelly, Chang, 2003; Lakhankar et al., 2012).

В случае слоистого покрова функция $h(R_{37} - R_{22})$ становится многозначной, что может приводить к значительным ошибкам восстановления h при наличии слоя крупнозернистого снега.

Обсуждение

Разработка алгоритмов восстановления толщины снежного покрова осуществляется в течение 40 лет, на эту тему опубликовано более 100 работ, но до сих пор отсутствует вариант алгоритма, приемлемый для широкого практического применения. Причиной тому послужил ряд обстоятельств. Одно из них связано непосредственно со свойствами снежного покрова. С одной стороны, вследствие неравномерного выпадения осадков и метаморфизма снега параметры структуры снежного покрова непрерывно изменяются в течение зимнего сезона, причём в каждом регионе — в соответствии с его климатическими особенностями (Sturm et al., 1995). С другой стороны, описание радиофизических свойств зернистого снега строгими теориями ограничено размерами частиц льда. Так, например, применение теории сильных флуктуаций на частоте 37 ГГц ограничено условием $d < 1$ мм (Голунов, 2015). Расчёт для более крупных рассеивателей пока возможен только в случае их представления в виде кластеров мелких липких частиц (Tsang et al., 2000).

Другое обстоятельство связано с методами наземных исследований излучательных свойств снежного покрова. Преобладающая часть таких исследований проведена в режиме наблюдений, когда выполнялись измерения радиояркой температуры самосформировавшихся слоистых покровов, результаты которых затем сопоставлялись с полуэмпирическими моделями MMLS и HUT. Исключением выступают экспериментальные исследования (Matzler, 1994; Wiesmann et al., 1998), в которых в широком диапазоне частот измерены основные параметры модели MMLS для ряда однородных структур снега. Эта база данных могла бы быть использована для всесторонней оценки возможностей восстановления толщины снежного покрова, если бы, наверное, не излишняя усложнённость модели MMLS.

Современные алгоритмы восстановления толщины снежного покрова называют динамическими, поскольку используемые коэффициенты пропорциональности — не постоянные величины, как в ранних алгоритмах, а изменяются в соответствии с априорной информацией, получаемой из различных сетевых метеорологических источников и климатологии снежного покрова. Эта априорная информация используется в алгоритмах различным образом для определения размера зерна как основного подгоночного параметра (Amlien, 2008; Kelly, 2009; Kelly et al., 2003; Lemmetyinen et al., 2015; Pulliainen, 2006; Saberi et al., 2020; Sturm et al., 2010; Takala et al., 2011; Tedesco, Jeyaratnam, 2016). Точность восстановления толщины покрова с помощью динамических алгоритмов повышается, но, как правило, незначительно. Наилучший результат достигнут при реализации алгоритма GlobSnow (GSv3.0) (Luoju et al., 2010) для мелкого и умеренного снега (что согласуется с результатами данной работы), для

которого среднеквадратичная ошибка, равная 32,7 мм, оказалась в 1,6 раза ниже, чем общая ошибка за период наблюдений 1980–2016 гг. (оценка проводилась для всех образцов и для подгруппы, состоящей только из мелкого и умеренного снежного покрова при водном эквиваленте до 150 мм). Работа алгоритма основана на использовании априорной и апостериорной информации. Априорная информация формировалась на основе данных сети метеорологических станций (толщина покрова, температура и влажность снега) и их интерполяции методом кригинга на всю поверхность наблюдения. Апостериорная информация формировалась в результате согласования измеренных со спутников значений разности радиоярких температур с модельными значениями, рассчитанными с использованием модели HUT, метеоданных и подбора диаметра снежного зерна для каждого синоптического пункта. На заключительном этапе осуществлялась оптимизация диаметра зерна по всем синоптическим пунктам и восстановление распределения толщины покрова по всей наблюдаемой поверхности. Однако, как было установлено, использование данных AMSR-E лишь незначительно улучшает количественную оценку толщины и водного эквивалента покрова по сравнению с результатами интерполяции наземных наблюдений из плотной сети метеостанций (более 100 станций в районе 338 000 км²). Отсюда резонно следует, что если имеется плотная сеть метеостанций, то нет необходимости в космическом мониторинге снежного покрова. Он, безусловно, требуется в регионах с отсутствующей или редкой сетью метеостанций, например в тундре и Арктике. Однако в этом случае отсутствует возможность оценки размера зерна снега и, соответственно, высокоэффективной реализации алгоритмов, подобных GlobSnow. С другой стороны, алгоритмы, использующие климатологию по размеру зерна снега, пока не приводят к надёжным результатам.

Наиболее сложная задача возникает в случае слоистого снега, в котором количество слоёв, толщина каждого слоя и параметры структуры снега в каждом слое оказываются, как правило, случайными величинами с региональными особенностями (Sturmt et al., 1995). Формирование яркостной температуры слоистого покрова на базовых частотах существенно отличается от случая однослойного покрова, поскольку вес вклада каждого слоя в суммарную интенсивность излучения зависит не только от структуры снега в слое, но также от частоты излучения (Boyaraskii, Tikhonov, 2000; Durand et al., 2011). Особое деструктивное влияние на эффективность современных алгоритмов, как показано в данном исследовании, могут оказывать сильно рассеивающие слои крупнозернистого снега. Это особенно ярко проявилось, например, когда нижний слой покрова представлял собой глубинный иней (Fuller et al., 2015), при котором знак разности радиоярких температур на базовых частотах изменился на противоположный. Влияние крупнозернистого снега проявляется также при зондировании снежного покрова в Сибири (Tedesco, Jeyaratnam, 2016) и Арктике (Derksen et al., 2014), где его образованию способствуют сильные градиенты температуры в снеге (Josberger, Mognard, 2002). Относительная среднеквадратичная ошибка определения высоты снежного покрова из-за пренебрежения стратиграфией, как было показано в работе (Durand et al., 2011), может составлять 50 %.

Заключение

В настоящей работе на основе экспериментальных радиометрических данных, полученных для свежеснежного, мелкозернистого, крупнозернистого снега и снежных корок, выполнен анализ зависимости разности ΔR полных коэффициентов отражения на частотах 22,2 и 37,5 ГГц от толщины h однослойного (однородного) снега и слоистого снега. Установлено следующее:

- в случае однослойного снега разность ΔR нелинейна, но однозначно увеличивается по мере возрастания размера частиц снега до 2 мм, при этом интервал значений толщины слоя, на котором зависимость $\Delta R(h)$ близка к линейной, сокращается до 0,2 м;
- при возрастании размера частиц свыше 2 мм разность ΔR уменьшается и может достигать отрицательных значений;

- в случае слоистого снега функция $\Delta R(h)$ становится многозначной, при этом наличие слоя крупнозернистого снега приводит к уменьшению разности ΔR ;
- задача восстановления толщины слоя снега с неизвестной структурой по измеренным значениям ΔR не имеет однозначного решения.

Эти выводы подтверждаются результатами многолетней практики восстановления толщины снежного покрова методом пассивного дистанционного зондирования из космоса при использовании алгоритмов, основанных на измерении разности радиоярких температур на двух базовых частотах 18–19 и 35–37 ГГц (Azar et al., 2006; Durand et al., 2011; Fuller et al., 2012; Luojus et al., 2010; Pulliainen, 2006; Tedesco, Jeyaratnam, 2016).

Работа выполнена по госзаданию Института радиотехники и электроники имени В. А. Котельникова РАН.

Литература

1. Голунов В. А. Когерентное ослабление электромагнитных волн в слабо поглощающих плотных случайных дискретных (снегоподобных) средах // Радиотехника и электроника. 2015. Т. 60. № 1. С. 31–37.
2. Голунов В. А. Лабораторная методика экспериментального исследования закономерностей микроволнового теплового излучения сухого снежного покрова // Журн. радиоэлектроники. 2018. № 10. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/oct18/15/text.pdf>.
3. Голунов В. А. (2019а) Рассеяние микроволнового излучения в сухом слоистом снеге // Радиоэлектроника. Наносистемы. Информац. технологии. 2019. Т. 11. № 1. С. 39–48.
4. Голунов В. А. (2019б) Рассеяние теплового микроволнового излучения на неоднородностях плотности свежевыпавшего и мелкозернистого снега // Радиотехника и электроника. 2019. Вып. 64. № 10. С. 953–961.
5. Голунов В. А., Хохлов Г. И. Показатель степени частотной зависимости интенсивности обратного рассеяния микроволнового излучения в сухом снеге и искусственных снегоподобных средах // Журн. радиоэлектроники. 2017. № 9. 16 с. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/sep17/6/text.pdf>.
6. Голунов В. А., Коротков В. А., Сухонин Е. В. Эффекты рассеяния при излучении миллиметровых волн атмосферой и снежным покровом // Итоги науки и техники. Сер. «Радиотехника». Т. 41. М.: ВИНТИ, 1990. С. 68–136.
7. Голунов В. А., Кузьмин А. В., Скулачев Д. П., Хохлов Г. И. Результаты экспериментального исследования частотной зависимости ослабления, рассеяния и поглощения миллиметровых волн в сухом снежном покрове // Радиотехника и электроника. 2017. Т. 62. № 9. С. 857–865.
8. Голунов В. А., Маречек С. В., Хохлов Г. И. Особенности рассеяния микроволнового излучения в сухом пушистом снеге // Журн. радиоэлектроники. 2018. № 6. 16 с. URL: <http://jre.cplire.ru/jre/jun18/2/text.pdf>.
9. Кумаев Л. М. Анализ характера снегозапасов с использованием спутниковой информации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 4. С. 118–124.
10. Amlien J. Remote sensing of snow with passive microwave radiometers — A review of current algorithms. Report No. 1019. Norsk Regnesentral, Norwegian Computing Center, 2008. 52 p.
11. Armstrong R. L., Brodzik M. J. Hemispheric-scale comparison and evaluation of passive-microwave snow algorithms // Annals of Glaciology. 2002. V. 34. P. 38–44.
12. Armstrong R. L., Chang A., Rango A., Josberger E. Snow depths and grain-size relationships with relevance for passive microwave studies // Annals of Glaciology. 1993. V. 17. P. 171–176.
13. Azar A. E., Ghedira H., Romanov P., Mahani S., Khanbilvardi R. Time series analysis and algorithm development for estimating SWE in Great Lakes Area using microwave data // Proc. 63rd Eastern Snow Conf. Newark, Delaware, USA, 2006. P. 105–120.
14. Barnett T. P., Adam J. C., Lettenmaier D. P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions // Nature. 2005. V. 438. P. 303–309.
15. Boyarskii D. A., Tikhonov V. V. The influence of stratigraphy on microwave radiation from natural snow cover // J. Electromagnetic Waves and Applications. 2000. V. 14. No. 9. P. 1265–1285.
16. Chang A. C. T., Foster J. L., Hall D. K. Nimbus 7 SMMR derived global snow cover parameters // Annals of Glaciology. 1987. V. 8. P. 39–44.
17. Chen C., Nijssen B., Guo J., Tsang L., Wood A. W., Hwang J., Lettenmaier D. P. Passive microwave remote sensing of snow constrained by hydrological simulations // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2001. V. 39. P. 1744–1756.

18. *Cohen J., Entekhabi D.* Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability // *Geophysical Research Letters*. 1999. V. 26. Iss. 3. P. 345–348.
19. *Cohen J., Rind D.* The effect of snow cover on the climate // *J. Climate*. 1991. V. 4. Iss. 7. P. 689–706.
20. *Davenport I. J., Sandells M. J., Gurney R. J.* The effects of variation in snow properties on passive microwave snow mass estimation // *Remote Sensing of Environment*. 2012. V. 118. P. 168–175.
21. *Deems J. S., Painter T. H., Finnegan D. C.* Lidar measurement of snow depth: a review // *J. Glaciology*. 2013. V. 59. No. 215. P. 467–479.
22. *Derksen C., Walker A., Goodison B.* A comparison of 18 winter seasons of in situ and passive microwave derived snow water equivalent estimates in Western Canada // *Remote Sensing of Environment*. 2003. V. 88. P. 271–282.
23. *Derksen C., Lemmetyinen J., Toose P., Silis A., Pulliainen J., Sturm M.* Physical properties of Arctic versus subarctic snow: Implications for high latitude passive microwave snow water equivalent retrievals // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2014. V. 119. P. 7254–7270.
24. *Dietz A., Kuenzer C., Gessner U., Dech S.* Remote sensing of snow — a review of available methods // *Intern. J. Remote Sensing*. 2012. V. 33. Iss. 13. P. 4094–4134.
25. *Dong J., Walker J. P., Houser P. R.* Factors affecting remotely sensed snow water equivalent uncertainty // *Remote Sensing of Environment*. 2005. V. 97. No. 1. P. 68–82.
26. *Durand M., Liu D.* The need for prior information in characterizing snow water equivalent from microwave brightness temperatures // *Remote Sensing of Environment*. 2012. V. 126. P. 248–257.
27. *Durand M., Kim E. J., Margulis S. A., Molotch N. P.* A first-order characterization of errors from neglecting stratigraphy in forward and inverse passive microwave modeling of snow // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2011. V. 8. No. 4. P. 730–734.
28. *Fuller M. C., Derksen C., Yackel J.* Plot scale passive microwave measurements and modeling of layered snow using the multi-layered HUT model // *Canadian J. Remote Sensing*. 2015. V. 41. P. 219–231.
29. *Golunov V. A.* The millimeter wave response to volume density and grain size of dry homogeneous snow. An algorithm for retrieval of snow depth from radiometer data at the frequencies 22 and 37 GHz // *Proc. MICRORAD'08*. Florence, 2008. P. 216–219.
30. *Hall D. K., Foster J. L., Salomonson V. V., Klein A. G., Chien J. Y. L.* Development of a technique to assess snow-cover mapping errors from space // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2001. V. 39. P. 432–438.
31. *Hall D. K., Kelly R. E. J., Riggs G. A., Chang A. T. C., Foster J. L.* Assessment of the relative accuracy of hemispheric-scale snow-cover maps // *Annals of Glaciology*. 2002. V. 34. P. 24–30.
32. *Josberger E. G., Mognard N. M.* A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism // *Hydrological Processes*. 2002. V. 16. No. 8. P. 1557–1568.
33. *Kelly R.* The AMSR-E snow depth algorithm: description and initial results // *J. Remote Sensing Society of Japan*. 2009. V. 29. No. 1. P. 307–317.
34. *Kelly R., Chang A.* Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and Advance Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) data // *Radio Science*. 2003. V. 38. No. 4. P. 8076–8088.
35. *Kelly R. E., Chang A. T. C., Tsang L., Foster J. L.* A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2003. V. 41. No. 2. P. 230–242.
36. *Kubelka P.* New contributions to the optics of intensely light-scattering materials. Part I // *J. Optical Society of America*. 1948. V. 38. No. 5. P. 448–457.
37. *Künzi F., Patil S., Rott H.* Snow-cover parameters retrieved from Nimbus-7 scanning multi-channel microwave radiometer (SMMR) data // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1982. V. GE-20. P. 452–467.
38. *Lakhankar T., Azar A. E., Shahroudi N., Powell A., Khanbilvardi R.* Analysis of the effects of snowpack properties on satellite microwave brightness temperature and emissivity data // *J. Remote Sensing and GIS*. 2012. V. 1. No. 1. Art. No. 1000101. 6 p. DOI: 10.4172/2169-0049.1000101.
39. *Lemmetyinen J., Derksen C., Toose P., Proksch M., Pulliainen J., Kontu A., Rautiainen K., Seppänen J., Hallikainen M.* Simulating seasonally and spatially varying snow cover brightness temperature using HUT snow emission model and retrieval of a microwave effective grain size // *Remote Sensing of Environment*. 2015. V. 156. P. 71–95.
40. *Liang D., Xu X., Tsang L., Andreadis K., Josberger E. G.* The effects of layers in dry snow on its passive microwave emissions using dense media radiative transfer theory based on the quasicrystalline approximation (QCA/DMRT) // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2008. V. 46. No. 11. P. 3663–3671.
41. *Luo J. K., Pulliainen J., Takala M., Derksen C., Rott H., Nagler T., Solberg R., Wiesmann A., Metsämäki S., Malnes E., Bojkov B.* Investigating the feasibility of the GlobSnow snow water equivalent data for climate research purposes // *Proc. IGARSS'10*. Honolulu, 2010. P. 4851–4853.
42. *Matzler C.* Passive microwave signatures of landscapes in winter // *Meteorology and Atmospheric Physics*. 1994. V. 54. P. 241–260.

43. *Matzler C.* Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium // *J. Applied Physics*. 1998. V. 83. P. 6111–6117.
44. *Montpetit B., Royer A., Roy A., Langlois A., Derksen C.* Snow microwave emission modeling of ice lenses within a snowpack using the microwave emission model for layered snowpacks // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2013. V. 51. No. 9. P. 4705–4717.
45. *Nolin A.W.* Recent advances in remote sensing of seasonal snow // *J. Glaciology*. 2010. V. 56. No. 200. P. 1141–1150.
46. *Picard G., Brucker L., Roy A., Dupont F., Fily M., Royer A., Harlow C.* Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the Dense Media Radiative transfer theory: the DMRT-ML model // *Geoscientific Model Development*. 2013. V. 6. P. 1061–1078.
47. *Pulliainen J.* Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations // *Remote Sensing of Environment*. 2006. V. 101. P. 257–269.
48. *Pulliainen J. T., Grandell J., Hallikainen M. T.* HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1999. V. 37(3). P. 1378–1390.
49. *Rees A., Lemmetyinen J., Derksen C., Pulliainen J., English M.* Observed and modelled effects of ice lens formation on passive microwave brightness temperatures over snow covered tundra // *Remote Sensing of Environment*. 2010. V. 114. P. 116–126.
50. *Rosenfeld S., Grody N.* Anomalous microwave spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements // *J. Geophysical Research: Atmosphere*. 2000. V. 105. P. 14913–14926.
51. *Saberi N., Kelly R., Flemming M., Li Q.* Review of snow water equivalent retrieval methods using space-borne passive microwave radiometry // *Intern. J. Remote Sensing*. 2020. V. 41. No. 3. P. 996–1018.
52. *Singh P.R., Gan T.Y.* Retrieval of snow water equivalent using passive microwave brightness temperature data // *Remote Sensing of Environment*. 2000. V. 74. No. 2. P. 275–286.
53. *Stogryn A.* A study of the microwave brightness temperature of snow from the point of view of strong fluctuation theory // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1986. V. 24. P. 220–231.
54. *Sturm M., Holmgren J., Liston G.* A seasonal snow cover classification system for local to global applications // *J. Climate*. 1995. V. 8. P. 1261–1283.
55. *Sturm M., Taras B., Liston G.E., Derksen C., Jonas T., Lea J.* Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes // *J. Hydrometeorology*. 2010. V. 11. No. 6. P. 1380–1394.
56. *Takala M., Luojus K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J.-P., Koskinen J., Bojkov B.* Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements // *Remote Sensing of Environment*. 2011. V. 115. P. 3517–3521.
57. *Tedesco M., Jeyaratnam J.* A new operational snow retrieval algorithm applied to historical AMSR-E brightness temperatures // *Remote Sensing*. 2016. V. 8. P. 1037–1061.
58. *Tedesco M., Pulliainen J., Takala M., Hallikainen M., Pampaloni P.* Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data // *Remote Sensing of Environment*. 2004. V. 90. P. 76–85.
59. *Tsang L., Chen C. T., Chang A. T.C., Guo J., Ding K. H.* Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with application to passive microwave remote sensing of snow // *Radio Science*. 2000. V. 35. No. 3. P. 731–749.
60. *Wang J. R., Tedesco M.* Identification of atmospheric influences on the estimation of snow water equivalent from AMSR-E measurements // *Remote Sensing of Environment*. 2007. V. 111. P. 398–408.
61. *Wiesmann A., Matzler C.* Microwave emission model of layered snowpacks // *Remote Sensing of Environment*. 1999. V. 70. P. 307–316.
62. *Wiesmann A., Matzler C., Weise T.* Radiometric and structural measurements of snow samples // *Radio Science*. 1998. V. 33. P. 273–289.
63. *Zurk L., Tsang L., Shi J., Davis R.* Electromagnetic scattering calculated from pair distribution function retrieved from planar snow sections // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1997. V. 35. P. 1419–1428.

Spectral features of microwave radiation of coarse-grained and layered snow, limiting the capabilities of modern algorithms for snow depth estimations by the method of passive remote sensing from space

V. A. Golunov

*Kotelnikov Institute of Radioengineering and Electronics RAS, Fryazino Branch
Fryazino 141190, Moscow Region, Russia
E-mail: golsnow@mail.ru*

This work is based on an experimental study of the dependences of the total reflection and transmission coefficients of thermal radiation from dry snow at frequencies of 22.2 and 37.5 GHz. Samples of snow with fine and coarse structures have been investigated. On the basis of experimental data, the possibilities of snow depth estimations by the method of passive remote sensing from space are considered. Almost all modern algorithms for snow depth estimations are based on the linear dependence of the difference between the brightness temperatures of the snow cover, measured at two base frequencies 18–19 and 35–37 GHz, on the snow thickness. It is shown that as the size of snow particles increases to 2 mm in a single-layer cover, this difference increases nonlinearly, but unambiguously, while the interval of values of the layer thickness, where the difference depends on the thickness linearly, decreases to 0.2 m. When the particle size increases over 2 mm the difference decreases until the sign changes. The difference in brightness temperatures of a layered snow cover depends on its thickness ambiguously, especially in the presence of a layer of coarse-grained snow. The problem of reconstructing the thickness of a snow cover with an unknown structure from the measured difference in radio brightness temperatures at frequencies of 18–19 and 35–37 GHz has no solution.

Keywords: remote sensing, microwave radiometry, snow depth algorithm

Accepted: 03.12.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-6-57-72

References

1. Golunov V.A., Coherent attenuation of electromagnetic waves by weakly absorbing dense random discrete (snow-like) media, *J. Communications Technology and Electronics*, 2015, Vol. 60, No. 1, pp. 29–34.
2. Golunov V.A., Laboratory method of experimental study of the regularities of microwave thermal radiation of dry snow cover, *Zhurnal radioelektroniki*, 2018, No. 10 (in Russian), available at: <http://jre.cplire.ru/jre/oct18/15/text.pdf>.
3. Golunov V.A. (2019a), Microwave scattering in layered snow, *Radioelektronika. Nanosistemy. Informatsionnye tekhnologii*, 2019, Vol. 11, No. 1, pp. 39–48 (in Russian).
4. Golunov V.A. (2019b), Scattering of thermal microwave radiation by density irregularities of freshly fallen and fine-grained snow, *J. Communications Technology and Electronics*, 2019, Vol. 64, No. 10, pp. 1065–1072.
5. Golunov V.A., Khokhlov G.I., The exponent of the frequency dependence of microwave backscattering from dry snow and artificial snow-like media, *Zhurnal radioelektroniki*, 2017, No. 9, 16 p. (in Russian), available at: <http://jre.cplire.ru/jre/sep17/6/text.pdf>.
6. Golunov V.A., Korotkov V.A., Sukhonin E.V., Scattering effects upon emission of millimeter waves from the atmosphere and snow cover, *Itogi nauki i tekhniki, Ser. Radiotekhnika*, Moscow: VINITI, 1990, Vol. 41, pp. 68–136 (in Russian).
7. Golunov V.A., Kuz'min A.V., Skulachev D.P., Khokhlov G.I., Experimental results on the frequency dependence of attenuation, scattering, and absorption of millimeter waves in a dry snow cover, *J. Communications Technology and Electronics*, 2017, Vol. 62, No. 9, pp. 951–959.
8. Golunov V.A., Marechek S.V., Khokhlov G.I., Features of the microwave radiation scattering in dry fluffy snow, *Zhurnal radioelektroniki*, 2018, No. 6, 16 p. (in Russian), available at: <http://jre.cplire.ru/jre/jun18/2/text.pdf>.
9. Kitaev L.V., The analysis of snow storage character with the satellite information using, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2010, Vol. 7, No. 4, pp. 118–124 (in Russian).

10. Amlin J., *Remote sensing of snow with passive microwave radiometers — A review of current algorithms*, Report No. 1019, Norsk Regnesentral, Norwegian Computing Center, 2008, 52 p.
11. Armstrong R. L., Brodzik M. J., Hemispheric-scale comparison and evaluation of passive-microwave snow algorithms, *Annals of Glaciology*, 2002, Vol. 34, pp. 38–44.
12. Armstrong R. L., Chang A., Rango A., Josberger E., Snow depths and grain-size relationships with relevance for passive microwave studies, *Annals of Glaciology*, 1993, Vol. 17, pp. 171–176.
13. Azar A. E., Ghedira H., Romanov P., Mahani S., Khanbilvardi R., Time series analysis and algorithm development for estimating SWE in Great Lakes Area using microwave data, *Proc. 63rd Eastern Snow Conf.*, Newark, Delaware, USA, 2006, pp. 105–120.
14. Barnett T. P., Adam J. C., Lettenmaier D. P., Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 2005, Vol. 438, pp. 303–309.
15. Boyarskii D. A., Tikhonov V. V., The influence of stratigraphy on microwave radiation from natural snow cover, *J. Electromagnetic Waves and Applications*, 2000, Vol. 14, No. 9, pp. 1265–1285.
16. Chang A. C. T., Foster J. L., Hall D. K., Nimbus 7 SMMR derived global snow cover parameters, *Annals of Glaciology*, 1987, Vol. 8, pp. 39–44.
17. Chen C., Nijssen B., Guo J., Tsang L., Wood A. W., Hwang J., Lettenmaier D. P., Passive microwave remote sensing of snow constrained by hydrological simulations, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2001, Vol. 39, pp. 1744–1756.
18. Cohen J., Entekhabi D., Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability, *Geophysical Research Letters*, 1999, Vol. 26, No. 3, pp. 345–348.
19. Cohen J., Rind D., The effect of snow cover on the climate, *J. Climate*, 1991, Vol. 4, No. 7, pp. 689–706.
20. Davenport I. J., Sandells M. J., Gurney R. J., The effects of variation in snow properties on passive microwave snow mass estimation, *Remote Sensing of Environment*, 2012, Vol. 118, pp. 168–175.
21. Deems J. S., Painter T. H., Finnegan D. C., Lidar measurement of snow depth: a review, *J. Glaciology*, 2013, Vol. 59, No. 215, pp. 467–479.
22. Derksen C., Walker A., Goodison B., A comparison of 18 winter seasons of in situ and passive microwave derived snow water equivalent estimates in Western Canada, *Remote Sensing of Environment*, 2003, Vol. 88, pp. 271–282.
23. Derksen C., Lemmetyinen J., Toose P., Silis A., Pulliainen J., Sturm M., Physical properties of Arctic versus subarctic snow: Implications for high latitude passive microwave snow water equivalent retrievals, *J. Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, Vol. 119, pp. 7254–7270.
24. Dietz A., Kuenzer C., Gessner U., Dech S., Remote sensing of snow — a review of available methods, *Intern. J. Remote Sensing*, 2012, Vol. 33, Issue 13, pp. 4094–4134.
25. Dong J., Walker J. P., Houser P. R., Factors affecting remotely sensed snow water equivalent uncertainty, *Remote Sensing of Environment*, 2005, Vol. 97, No. 1, pp. 68–82.
26. Durand M., Liu D., The need for prior information in characterizing snow water equivalent from microwave brightness temperatures, *Remote Sensing of Environment*, 2012, Vol. 126, pp. 248–257.
27. Durand M., Kim E. J., Margulis S. A., Molotch N. P., A first-order characterization of errors from neglecting stratigraphy in forward and inverse passive microwave modeling of snow, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2011, Vol. 8, No. 4, pp. 730–734.
28. Fuller M. C., Derksen C., Yackel J., Plot scale passive microwave measurements and modeling of layered snow using the multi-layered HUT model, *Canadian J. Remote Sensing*, 2015, Vol. 41, pp. 219–231.
29. Golunov V. A., The millimeter wave response to volume density and grain size of dry homogeneous snow. An algorithm for retrieval of snow depth from radiometer data at the frequencies 22 and 37 GHz, *Proc. MICRORAD'08*, Florence, 2008, pp. 216–219.
30. Hall D. K., Foster J. L., Salomonson V. V., Klein A. G., Chien J. Y. L., Development of a technique to assess snow-cover mapping errors from space, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2001, Vol. 39, pp. 432–438.
31. Hall D. K., Kelly R. E. J., Riggs G. A., Chang A. T. C., Foster J. L., Assessment of the relative accuracy of hemispheric-scale snow-cover maps, *Annals of Glaciology*, 2002, Vol. 34, pp. 24–30.
32. Josberger E. G., Mognard N. M., A passive microwave snow depth algorithm with a proxy for snow metamorphism, *Hydrological Processes*, 2002, Vol. 16, No. 8, pp. 1557–1568.
33. Kelly R., The AMSR-E snow depth algorithm: description and initial results, *J. Remote Sensing Society of Japan*, 2009, Vol. 29, No. 1, pp. 307–317.
34. Kelly R., Chang A., Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and Advance Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) data, *Radio Science*, 2003, Vol. 38, No. 4, pp. 8076–8088.
35. Kelly R. E., Chang A. T. C., Tsang L., Foster J. L., A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2003, Vol. 41, No. 2, pp. 230–242.
36. Kubelka P., New contributions to the optics of intensely light-scattering materials. Part I, *J. Optical Society of America*, 1948, Vol. 38, No. 5, pp. 448–457.

37. Künzi F., Patil S., Rott H., Snow-cover parameters retrieved from Nimbus-7 scanning multi-channel microwave radiometer (SMMR) data, *IEEE Geoscience and Remote Sensing*, 1982, Vol. GE- 20, pp. 452–467.
38. Lakhankar T., Azar A. E., Shahroudi N., Powell A., Khanbilvardi R., Analysis of the effects of snowpack properties on satellite microwave brightness temperature and emissivity data, *J. Remote Sensing and GIS*, 2012, Vol. 1, No. 1, Art. No. 1000101, 6 p., DOI: 10.4172/ 2169-0049.1000101.
39. Lemmetyinen J., Derksen C., Toose P., Proksch M., Pulliainen J., Kontu A., Rautiainen K., Seppänen J., Hallikainen M., Simulating seasonally and spatially varying snow cover brightness temperature using HUT snow emission model and retrieval of a microwave effective grain size, *Remote Sensing of Environment*, 2015, Vol. 156, pp. 71–95.
40. Liang D., Xu X., Tsang L., Andreadis K., Josberger E. G., The effects of layers in dry snow on its passive microwave emissions using dense media radiative transfer theory based on the quasicrystalline approximation (QCA/DMRT), *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2008, Vol. 46, No. 11, pp. 3663–3671.
41. Luoju K., Pulliainen J., Takala M., Derksen C., Rott H., Nagler T., Solberg R., Wiesmann A., Metsämäki S., Malnes E., Bojkov B., Investigating the feasibility of the GlobSnow snow water equivalent data for climate research purposes, *Proc. IGARSS'10*, Honolulu, 2010, pp. 4851–4853.
42. Matzler C., Passive microwave signatures of landscapes in winter, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 1994, Vol. 54, pp. 241–260.
43. Matzler C., Improved Born approximation for scattering of radiation in a granular medium, *J. Applied Physics*, 1998, Vol. 83, pp. 6111–6117.
44. Montpetit B., Royer A., Roy A., Langlois A., Derksen C., Snow microwave emission modeling of ice lenses within a snowpack using the microwave emission model for layered snowpacks, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2013, Vol. 51, No. 9, pp. 4705–4717.
45. Nolin A. W., Recent advances in remote sensing of seasonal snow, *J. Glaciology*, 2010, Vol. 56, No. 200, pp. 1141–1150.
46. Picard G., Brucker L., Roy A., Dupont F., Fily M., Royer A., Harlow C., Simulation of the microwave emission of multi-layered snowpacks using the Dense Media Radiative transfer theory: the DMRT-ML model, *Geoscientific Model Development*, 2013, Vol. 6, pp. 1061–1078.
47. Pulliainen J., Mapping of snow water equivalent and snow depth in boreal and sub-arctic zones by assimilating space-borne microwave radiometer data and ground-based observations, *Remote Sensing of Environment*, 2006, Vol. 101, pp. 257–269.
48. Pulliainen J. T., Grandell J., Hallikainen M. T., HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1999, Vol. 37(3), pp. 1378–1390.
49. Rees A., Lemmetyinen J., Derksen C., Pulliainen J., English M., Observed and modelled effects of ice lens formation on passive microwave brightness temperatures over snow covered tundra, *Remote Sensing of Environment*, 2010, Vol. 114, pp. 116–126.
50. Rosenfeld S., Grody N., Anomalous microwave spectra of snow cover observed from Special Sensor Microwave/Imager measurements, *J. Geophysical Research: Atmosphere*, 2000, Vol. 105, pp. 14913–14926.
51. Saberi N., Kelly R., Flemming M., Li Q., Review of snow water equivalent retrieval methods using space-borne passive microwave radiometry, *Intern. J. Remote Sensing*, 2020, Vol. 41, No. 3, pp. 996–1018.
52. Singh P. R., Gan T. Y., Retrieval of snow water equivalent using passive microwave brightness temperature data, *Remote Sensing of Environment*, 2000, Vol. 74, No. 2, pp. 275–286.
53. Stogryn A., A study of the microwave brightness temperature of snow from the point of view of strong fluctuation theory, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1986, Vol. 24, pp. 220–231.
54. Sturm M., Holmgren J., Liston G., A seasonal snow cover classification system for local to global applications, *J. Climate*, 1995, Vol. 8, pp. 1261–1283.
55. Sturm M., Taras B., Liston G. E., Derksen C., Jonas T., Lea J., Estimating snow water equivalent using snow depth data and climate classes, *J. Hydrometeorology*, 2010, Vol. 11, No. 6, pp. 1380–1394.
56. Takala M., Luoju K., Pulliainen J., Derksen C., Lemmetyinen J., Kärnä J.-P., Koskinen J., Bojkov B., Estimating northern hemisphere snow water equivalent for climate research through assimilation of space-borne radiometer data and ground-based measurements, *Remote Sensing of Environment*, 2011, Vol. 115, pp. 3517–3521.
57. Tedesco M., Jeyaratnam J., A new operational snow retrieval algorithm applied to historical AMSR-E brightness temperatures, *Remote Sensing*, 2016, Vol. 8, pp. 1037–1061.
58. Tedesco M., Pulliainen J., Takala M., Hallikainen M., Pampaloni P., Artificial neural network-based techniques for the retrieval of SWE and snow depth from SSM/I data, *Remote Sensing of Environment*, 2004, Vol. 90, pp. 76–85.
59. Tsang L., Chen C. T., Chang A. T. C., Guo J., Ding K. H., Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with application to passive microwave remote sensing of snow, *Radio Science*, 2000, Vol. 35, No. 3, pp. 731–749.
60. Wang J. R., Tedesco M., Identification of atmospheric influences on the estimation of snow water equivalent from AMSR-E measurements, *Remote Sensing of Environment*, 2007, Vol. 111, pp. 398–408.

61. Wiesmann A., Matzler C., Microwave emission model of layered snowpacks, *Remote Sensing of Environment*, 1999, Vol. 70, pp. 307–316.
62. Wiesmann A., Matzler C., Weise T., Radiometric and structural measurements of snow samples, *Radio Science*, 1998, Vol. 33, pp. 273–289.
63. Zurk L., Tsang L., Shi J., Davis R., Electromagnetic scattering calculated from pair distribution function retrieved from planar snow sections, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1997, Vol. 35, pp. 1419–1428.