

О возможности восстановления снегозапаса снежного покрова по данным спутниковой микроволновой радиометрии

В. В. Тихонов^{1,2}, Ю. В. Соколова^{1,3}, Д. А. Боярский¹, Н. Ю. Комарова¹

¹ *Институт космических исследований РАН, Москва, 117997, Россия*
E-mails: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru, dboyarski@rambler.ru, nata.komarova@iki.rssi.ru

² *Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, 656038, Россия*

³ *Арктический и антарктический научно-исследовательский институт Санкт-Петербурга, 199397, Россия*
E-mail: j.sokolova@aari.ru

Работа посвящена исследованиям сезонной и межгодовой динамики яркостной температуры четырёх тестовых участков севера европейской части России (Мурманская и Архангельская области, Республика Коми). Исследования выполнены для частот 1,4; 19,35; 22,24; 37; 91,655 ГГц. В качестве спутниковой информации использованы данные радиометров SSMIS (*англ.* Special Sensor Microwave Imager/Sounder) и MIRAS (*англ.* Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis). Выполнен анализ зависимостей яркостной температуры различных каналов от климатических характеристик (температуры, количества осадков, толщины снежного покрова), а также разных типов ландшафта. Для оценки структуры ландшафта тестовых участков (относительные площади различных типов поверхности: лес, болота, водные объекты и т. п.) были использованы данные спутника Landsat-8 и PROBA-V. Показано, что применение алгоритмов восстановления толщины и снегозапаса снежного покрова, построенных на основе данных спутниковых микроволновых радиометров, работающих в диапазоне частот 19–92 ГГц (SSM/I, SSMIS), должно приводить к существенным ошибкам для лесной зоны с хвойной растительностью. Использование радиометра MIRAS (1,4 ГГц) спутника SMOS для определения толщины и снегозапаса снежного покрова является также неэффективным.

Ключевые слова: спутниковая микроволновая радиометрия, снежный покров, снегозапас

Одобрена к печати: 07.09.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-47-64

Введение

Снег — ключевой компонент энергетического баланса Земли, окружающей среды и основной источник пресной воды во многих регионах. Сезонный снег, как правило, покрывает до 30 % площади Северного полушария. Снежный покров — продукт атмосферных процессов и, следовательно, климата, но в то же время он сам влияет как на климат, так и на другие составляющие географического ландшафта. Малая теплопроводность снега приводит к тому, что почва, покрытая снегом, сохраняет зимой достаточно высокую температуру. Снежный покров охлаждает воздух. Над ним образуются значительные приземные радиационные инверсии температуры. Запасы воды, накапливаемые за зиму в снежном покрове, примерно на 50 % обеспечивают питание рек России. С весенним таянием снега связаны половодья на равнинных реках. Оперативная информация о состоянии и изменчивости снежного покрова исключительно важна для понимания процессов глобального изменения климата, а также для решения многих гляциологических и гидрологических задач (Tedesco, 2015).

Дистанционное зондирование — мощный инструмент исследования снежного покрова, особенно в труднодоступных регионах, где контактные методы могут оказаться не только дорогостоящими, но и опасными. Спутниковое дистанционное зондирование позволяет оперативно контролировать пространственно-временную изменчивость снежного покрова на больших территориях. Основными характеристиками снежного покрова, определяемыми с помощью спутникового дистанционного зондирования, являются: снегозапас, толщина, площадь покрытия, границы распространения и снеготаяния и т. п. Для определения этих

параметров используются датчики различных диапазонов от видимого до микроволнового (Rees, 2006).

Видимый и инфракрасный диапазоны используются для выявления областей залегания снежного покрова, картирования, определения динамики схода и установления снежного покрова, границ залегания и границ снеготаяния. Физической основой распознавания снежного покрова в этих диапазонах становится его высокая отражательная способность в видимом диапазоне и низкая — в инфракрасном (ИК) диапазоне (Rees, 2006). Развитие этого метода было положено в работе (Dozier, 1989) для данных спутника Landsat на основе отношения значений коэффициента отражения в видимом и ближнем ИК-диапазоне. Далее этот метод получил развитие для картографии снежного покрова на основе данных спектрорадиометра MODIS (*англ.* Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (Hall, Riggs, 2007; Hall et al., 2002). Для распознавания снежного покрова используется нормализованный дифференциальный снежный индекс NDSI (*англ.* Normalized Difference Snow Index), представляющий собой отношение разности и суммы коэффициентов отражения в четвёртом и шестом диапазонах MODIS. Для более корректной идентификации снежного покрова и «отсечения ложных пикселей», не связанных со снежным покровом, используются данные других каналов MODIS (Ромасько, 2004; Сухинин и др., 2011; Nolin, 2010). Использование NDSI при обработке данных MODIS с привлечением дополнительных каналов достаточно хорошо идентифицирует снежный покров (Klein, Barnett, 2003; Maurer et al., 2003; Parajka, Bloschl, 2006). Показано, что алгоритмы обработки данных MODIS недооценивают площадь снежного покрова на 12 % в низинах и переоценивают на 15 % на возвышенностях (Klein, Barnett, 2003; Parajka, Bloschl, 2006).

Микроволновый диапазон широко используется для определения снеготаяния и толщины снежного покрова. Эти два параметра связаны между собой и являются основными характеристиками снежного покрова (Rees, 2006). Снеготаяние, или водный эквивалент снега (*англ.* Snow Water Equivalent — SWE), представляет собой толщину слоя воды (в миллиметрах или сантиметрах), образующейся при растапливании исходного количества снега. Он определяется из выражения (см., например, работу (Rees, 2006)):

$$SWE = \frac{1}{\rho_w} \int_0^h \rho_s(h) dh = \langle \rho_s(h) = \text{const} \rangle = h \frac{\rho_s}{\rho_w}, \quad (1)$$

где h — толщина снежного покрова; ρ_w — плотность воды; ρ_s — плотность снега. Таким образом, водный эквивалент снега определяется его толщиной и плотностью, которая зависит от условий формирования снежного покрова и, соответственно, глубины.

Первые алгоритмы определения снеготаяния и толщины снежного покрова по данным спутниковых микроволновых радиометров строились на основе линейных регрессионных зависимостей глубины или снеготаяния от яркостной температуры различных каналов (Chang et al., 1982, 1987; Foster et al., 1997; Lemmetyinen, 2012).

Яркостная температура снежного покрова сильно зависит от его влажности, плотности, структуры (слоистости) и размера ледяных зёрен, которые определяют поглощение и рассеяние микроволнового излучения в среде (Boyarskii et al., 1994; Lemmetyinen, 2012; Rees, 2006). Интенсивность рассеяния в однородном снеге зависит в общем случае от его влажности, соотношения длины волны и размера кристаллов, а также от толщины и плотности снега. Яркостная температура сухого снежного покрова из-за объёмного рассеяния уменьшается, и тем сильнее, чем больше толщина покрова и отношение параметра размера кристаллов к длине волны. Максимальный эффект объёмного рассеяния возможен только в случае сухого (нетающего) снежного покрова, что обусловлено слабым поглощением в кристаллах льда — мнимая часть комплексной диэлектрической проницаемости льда в диапазоне длин волн 0,3–2 см составляет 0,01–0,001 (Голунов и др., 1990; Ding et al., 2017). Для мелкозернистого снега с размерами кристаллов менее 1 мм максимальный эффект рассеяния проявляется в диапазоне субмиллиметровых волн, для среднезернистого снега (1–2 мм) — в коротковолновой части диапазона миллиметровых волн, а для крупнозернистого (2–5 мм) — во всём

диапазоне миллиметровых волн (Голунов, 2002; Голунов и др., 1990, 2016, 2017; Ding et al., 2017; Golunov, 2008). У влажного снега эффекты объёмного рассеяния сильно уменьшаются, зато увеличивается поглощение излучения (Boyarshii, Tikhonov, 2000; Rees, 2006).

Разработанные алгоритмы восстановления толщины и водного эквивалента снежного покрова жёстко связаны со спектральными каналами космических бортовых комплексов SMMR (*англ.* Scanning Multichannel Microwave Radiometer), SSM/I (*англ.* Special Sensor Microwave/Imager), SSMIS (*англ.* Special Sensor Microwave Imager/Sounder), AMSR-E (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer – Earth Observing System) и AMSR2. Первый алгоритм для восстановления водного эквивалента снежного покрова был предложен в работе (Kunzi et al., 1982):

$$\text{SWE [мм]} = -2,7 \frac{\Delta T^* - 0,085}{0,036},$$

где $\Delta T^* = (T_{37\text{H}} - T_{18\text{H}})/(37 - 18)$, индексы соответствуют частотам и виду поляризации используемых каналов (H — горизонтальная, V — вертикальная). В 1987 г. был предложен аналогичный алгоритм для восстановления толщины снежного покрова (Chang et al., 1987):

$$h [\text{см}] = 1,59(T_{18\text{H}} - T_{37\text{H}}).$$

Эти алгоритмы широко используются в настоящее время и непрерывно совершенствуются. Первоначально модификация алгоритмов заключалась в изменении коэффициентов пропорциональности в представленных выше выражениях. Это было обусловлено особенностями формирования и метаморфизма снежного покрова от года к году и в разных географических регионах, а также необходимостью учёта особенностей рельефа и наличия растительности (Hallikainen, Jolma, 1992; Hallikainen et al., 1988).

В дальнейшем алгоритмы развивались за счёт варьирования сочетаний используемых спектральных каналов и видов поляризации (Armstrong, Brodzik, 2001; Singh, Gan, 2000), а также построения нелинейных регрессий зависимости яркостной температуры от снеготолщины или толщины снега (Lemmetynen, 2012). Так, например, один из последних предложенных алгоритмов для восстановления толщины снежного покрова на открытых (без леса) поверхностях имеет вид (Tedesco, Narvekar, 2010):

$$h [\text{см}] = \frac{T_{10\text{V}} - T_{36\text{V}}}{\lg(T_{36\text{V}} - T_{36\text{H}})} + \frac{T_{10\text{V}} - T_{18\text{V}}}{\lg(T_{18\text{V}} - T_{18\text{H}})},$$

при этом водный эквивалент оценивается с помощью восстановленных значений толщины и плотности снега, характерных для каждого географического региона (так называемый динамический алгоритм). Рассмотренные выше алгоритмы использовались для расчёта снеготолщины снежного покрова с привлечением искусственной нейронной сети (Tedesco et al., 2004).

Для создания новых алгоритмов и улучшения работы старых привлекались различные модели собственного микроволнового излучения снежного покрова (Kelly, 2009; Kelly, Chang, 2003; Lemmetynen, 2012; Lemmetynen et al., 2010; Pulliainen, Hallikainen, 2001; Tedesco, Narvekar, 2010; Tsang et al., 2000). Самые известные из них — это модели MEMLS (*англ.* Microwave Emission Model for Layered Snowpacks) (Matzler, Wiesmann, 1999; Wiesmann, Matzler, 1999; Wiesmann et al., 1998), HUT (*англ.* Helsinki University of Technology) (Lemmetynen, 2012; Lemmetynen et al., 2010; Pulliainen et al., 1999) и DMRT (*англ.* Dense media radiative transfer theory) (Picard et al., 2013; Roy et al., 2016; Shih et al., 1997; Tedesco et al., 2006; Tsang et al., 2000). Эти модели были разработаны приблизительно в одно время (в конце XX в.), и все они в своей основе используют теорию переноса излучения. Модель MEMLS основана на шестипотоковом приближении теории переноса излучения, модель HUT — на приближении Эддингтона, а в модели DMRT используется теория переноса излучения в плотноупакованных средах. Первые две модели — полуэмпирические, так как при вычислении используют эмпирические параметры, определяющие рассеяние излучения в снежном покрове (Lemmetynen et al., 2010). В частности, в модели MEMLS для определения бистатистического объёмного коэффициента рассеяния применяется борновское приближение, в котором при

расчёте используется автокорреляционная функция с параметром длины корреляции. Эта функция и, соответственно, длина корреляции определяются экспериментально для разного снежного покрова (Matzler, Wiesmann, 1999). В модели HUT для определения коэффициента рассеяния излучения вперёд и коэффициента экстинкции используются эмпирические выражения, полученные на основе лабораторных и полевых измерений, связывающие эти значения с размером ледяных зёрен и длиной волны излучения (Lemmetyinen, 2012). Первоначально модель HUT была разработана для однородного снежного покрова (Pulliainen et al., 1999), но в дальнейшем она была модифицирована для снежного покрова, состоящего из большого числа слоёв (Lemmetyinen, 2012; Lemmetyinen et al., 2010). Модель DMRT более строгая. Различные её модификации учитывают эффекты рассеяния на структурных неоднородностях снежной среды в различных приближениях (от Релея до Ми). Однако модель очень чувствительна к соотношению ледяных кристаллов и длины волны излучения, а также к плотности снега, и не всегда эти параметры среды соответствуют реальным значениям.

Несмотря на непрерывное совершенствование моделей собственного микроволнового излучения и алгоритмов восстановления толщины и снеготолщины снежного покрова по данным спутниковой микроволновой радиометрии, до настоящего времени не получены удовлетворительные результаты в определении этих параметров. Анализ различных работ показывает, что ошибка в определении снеготолщин по спутниковым данным составляет 30–100 % и более в зависимости от сезона и рассматриваемого региона. Это обусловлено главным образом разнообразием ландшафтов, а также изменчивостью структуры снега, его плотности и особенно характерным размером снежных кристаллов (Березин и др., 2014; Китаев, 2010; Китаев, Титкова, 2010, 2020; Китаев и др., 2017, 2020; Носенко и др., 2005; Dai et al., 2017; Davenport et al., 2012; Gan et al., 2021; Hu et al., 2021; Lemmetyinen et al., 2010; Tedesco et al., 2004). В работе (Biancamaria et al., 2008) был предложен динамический алгоритм определения глубины снежного покрова по данным SSM/I. В этом алгоритме принимаются во внимание внутренние свойства снежного покрова, в особенности размер зёрен снега, а также пространственно-временная изменчивость. Исследования, представленные в указанной работе, показали, что динамический алгоритм лучше восстанавливает глубину снежного покрова, чем статические алгоритмы. Однако результаты далеки от идеала, так как коэффициент корреляции истинных и восстановленных значений составляет 0,55. Также было отмечено, что динамический алгоритм даёт лучшие результаты по Евразии (коэффициент корреляции 0,65), чем по Северной Америке (коэффициент корреляции уменьшается до 0,29).

Активные микроволновые датчики также используются для определения снеготолщины и толщины снежного покрова. Одно из преимуществ использования активных датчиков — это более высокое пространственное разрешение по сравнению со спутниковой микроволновой радиометрией. Однако существенные помехи в восстановлении характеристик снежного покрова с помощью активных датчиков оказывают атмосферные явления (дождь, снегопад), а также растительный покров (Magagi et al., 2002; Nolin, 2010).

В настоящей работе представлены результаты исследования сезонной и межгодовой динамики яркостной температуры разных областей севера европейской части России на частотах 1,4; 19,35; 22,24; 37; 91,655 ГГц. Выполнен анализ зависимостей яркостной температуры различных каналов от климатических характеристик (температуры, количества осадков), толщины снежного покрова, а также разных типов поверхности, попадающих в пиксель радиометра (леса, болота, травянистая растительность, водные объекты).

Регион исследования

Исследования проводились для четырёх тестовых участков, расположенных в границах основных природных зон Восточно-Европейской равнины (рис. 1, см. с. 51): два участка на Кольском п-ове — в районе Мурманска (68,97° с. ш., 32,80° в. д.) и недалеко от пос. Ловозеро (68,00° с. ш., 34,80° в. д.); один участок в Архангельской обл. — недалеко от с. Турчасово (63,12° с. ш., 39,23° в. д.); и один участок в Республике Коми — недалеко от пгт Троицко-

Печорск (62,70° с. ш., 56,20° в. д.). Участки выбирались с относительно ровной поверхностью и с различной плотностью лесной растительности. Данные по климатическим характеристикам и толщине снежного покрова выбранных участков были получены от ближайших метеостанций (сайт «Расписание Погоды», <https://rp5.ru>).



Рис. 1. Тестовые участки: 1 — Ловозеро, 2 — Мурманск, 3 — Турчасово, 4 — Троицко-Печорск

Спутниковые данные

Анализ межгодовой и сезонной динамики яркостной температуры выбранных участков был выполнен за трёхлетний период: с 01.01.2014 по 31.12.2016. В качестве спутниковой информации были использованы данные двух микроволновых радиометрических систем: SSMIS американской программы DMSP (*англ.* Defense Meteorological Satellite Program) и MIRAS (*англ.* Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) спутника SMOS (*англ.* Soil Moisture and Ocean Salinity) Европейского космического агентства (*англ.* European Space Agency — ESA). Для оценки относительной площади «видимой» поверхности, покрытой снежным покровом (незакрытой лесной растительностью) в пределах одного пикселя изображения пассивной микроволновой съёмки, использованы данные спутника Landsat-8.

Данные прибора SSMIS были получены из базы данных POLE-RT-Fields, созданной в отделе «Исследование Земли из космоса» Института космических исследований РАН (Ермаков и др., 2007; Alekseeva et al., 2019). База данных POLE-RT-Fields содержит фрагменты полей яркостной температуры, измеренной SSM/I и SSMIS над Северной и Южной полярными шапками Земли — между широтами 60 и 85°. Данные представлены в форматах SWATH (на исходной сетке измерений) и GRID (приведёнными к регулярной сетке осреднением в ячейках 0,5° широты на 0,5° долготы). Они охватывают измерения с 1987 г. по настоящее время на частотах 19,35; 37,00 и 85,5 ГГц (91,655 ГГц для SSMIS) вертикальной и горизонтальной поляризации и 22,24 ГГц вертикальной поляризации, полученные в режиме конусного сканирования под углом 53°.

Данные прибора MIRAS были любезно предоставлены сотрудниками лаборатории физики атмосферно-гидросферных процессов (зав. лабораторией — д-р техн. наук доцент Романов А. Н.) Института водных и экологических проблем СО РАН в рамках проекта ESA No 4747 “Remote mapping of Siberian saline soils”. В настоящей работе использовался продукт L1C SMOS версии v620 (Gutierrez et al., 2014). Данные продукта L1C привязаны к дискретной гексагональной геодезической сетке DGG ISEA 4N9 (Sahr et al., 2003). Линейный размер ячейки составляет 15 км. Продукт L1C строится на основе данных радиометра MIRAS спутника SMOS с длиной волны 21 см (частота 1,4 ГГц) и разрешающей способностью

35×50 км для вертикальной и горизонтальной поляризации под углом зондирования 42,5°. Непрерывный архив данных за период с 2012 г. по настоящее время хранится на серверах Европейского космического агентства и доступен по подписке.

Поиск и скачивание данных Landsat-8 осуществлялись с помощью ресурса LandViewer (<https://eos.com/landviewer/>). Landsat-8 — американский спутник дистанционного зондирования Земли, восьмой в рамках программы Landsat, действующей с 1972 г. Орбита спутника находится на высоте 705 км, полоса съёмки составляет 185 км. На борту спутника находятся два сенсора: OLI (*англ.* Operational Land Imager) и TIRS (*англ.* Thermal Infrared Sensor). OLI позволяет вести съёмку в восьми спектральных каналах с разрешением 30 м в видимом и ИК-диапазонах, а также имеет один панхроматический канал с разрешением 15 м. Сенсор TIRS ведёт съёмку в двух тепловых ИК-каналах с разрешением 100 м. Характеристики всех каналов приведены в *табл. 1* (Landsat..., 2016).

Таблица 1. Характеристики каналов спутника Landsat-8

Прибор	Номер (название) канала	Диапазон длин волн, мкм	Пространственное разрешение, м
OLI	Band 1 (Visible)	0,43–0,45	30
	Band 2 (Visible)	0,450–0,51	30
	Band 3 (Visible)	0,53–0,59	30
	Band 4 (Red)	0,64–0,67	30
	Band 5 (Near-Infrared)	0,85–0,88	30
	Band 6 (SWIR 1)	1,57–1,65	30
	Band 7 (SWIR 2)	2,11–2,29	30
	Band 8 (Panchromatic — PAN)	0,50–0,68	15
	Band 9 (Cirrus)	1,36–1,38	30
TIRS	Band 10 (TIRS 1)	10,6–11,19	100
	Band 11 (TIRS 2)	11,5–12,51	100

Снимки Landsat-8 подбирались за зимний сезон в период между 2014 и 2016 г. для четырёх тестовых полигонов. Тестовый полигон представляет собой область, ограниченную средним размером пикселя радиометров SSMIS и MIRAS. Центр полигона соответствовал центру выбранного тестового участка, а его размеры — среднему разрешению снимка пассивной микроволновой съёмки: 30×30 км. Каждый снимок был получен в виде многоканального растра (каналы Band 1–7 из *табл. 1*), который затем обрезался по границе тестового полигона. Обрезанные изображения были классифицированы с помощью неконтролируемой классификации методом *k*-средних (*англ.* *k*-means) (Tou, Gonzalez, 1974). Для определения относительной площади открытой поверхности со снегом, незакрытой кронами лесного массива («видимой» поверхности со снежным покровом), использовались синий (Band 2) и зелёный (Band 3) каналы, поскольку в видимом диапазоне снег имеет наибольшую отражательную способность по сравнению с другими типами поверхности. В результате классификации для каждого растра был получен бинарный растр, состоящий из двух классов: 1) земной поверхности, покрытой снегом; 2) поверхности без снежного покрова (*рис. 2*, см. с. 53). Для каждого полигона была рассчитана общая площадь «видимой» территории со снегом (*табл. 2*).

Количественная оценка площадей разных типов поверхностей в пределах одного пикселя изображения пассивной микроволновой съёмки для четырёх тестовых полигонов была выполнена по карте Global Land Cover, предоставляемой сервисом Copernicus Global Land Service в рамках европейской программы по наблюдению за Землёй Copernicus (*англ.* European Union's Earth Observation Programme Copernicus) (<https://land.copernicus.eu/global/products/lc>). Карты Global Land Cover составляются ежегодно начиная с 2015 г. на основе данных прибора Vegetation спутника PROBA-V (*англ.* PProject for OnBoard Autonomy-Vegetation).

Таблица 2. Рассчитанные площади поверхности со снегом по снимкам Landsat-8

Населённый пункт	Дата снимка	Площадь (со снегом), км ² /%
Ловозеро	17.03.2015	362/40
Мурманск	19.03.2014	479/53
Турчасово	29.01.2014	157/17
Троицко-Печорск	19.01.2015	268/30

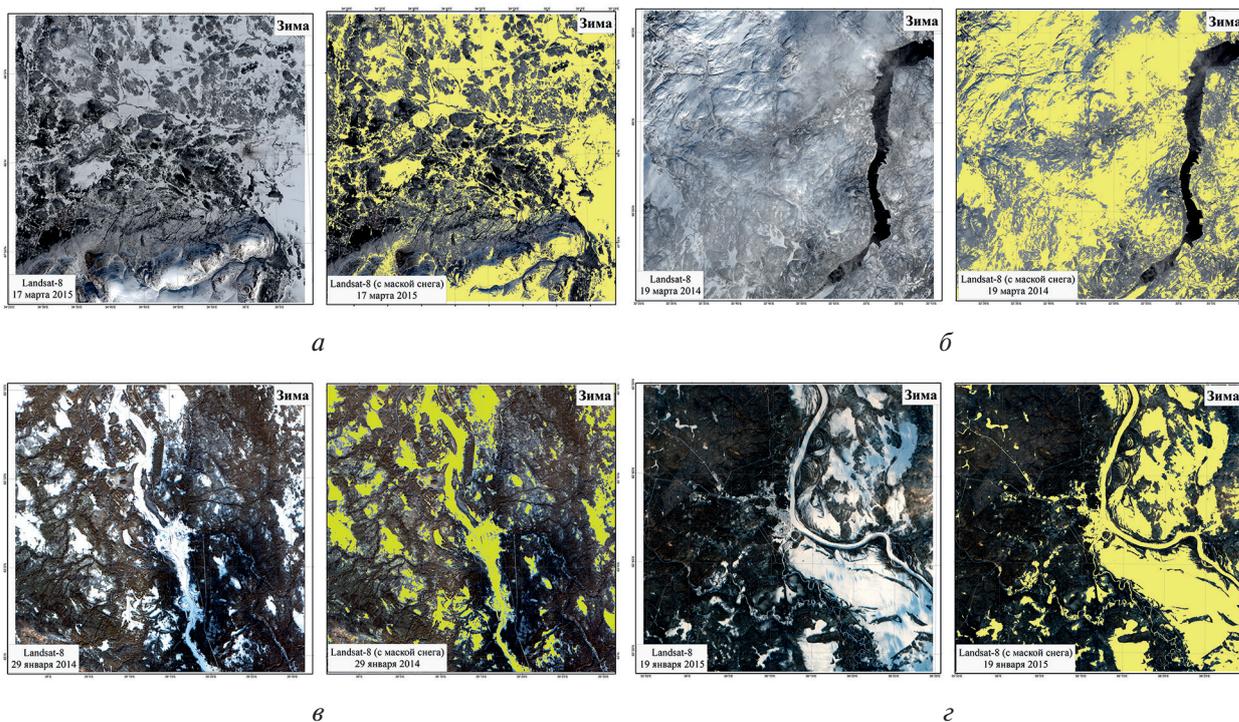


Рис. 2. Снимки Landsat-8 четырёх участков: а — Ловозеро; б — Мурманск; в — Турчасово; г — Троицко-Печорск. Слева — снимок в комбинации каналов видимого диапазона (Band 4, 3 и 2), справа — с маской снега (результат классификации каналов Band 2 и 3)

Global Land Cover — это растровые карты, полученные в результате классификации данных PROBA-V. Такая растровая карта с пространственным разрешением 100 м содержит 23 класса, которые выделяются в соответствии с Системой классификации земного покрова, разработанной Продовольственной и сельскохозяйственной Организацией Объединённых Наций (ФАО, *англ.* FAO — Food and Agriculture Organization) (Buchhorn et al., 2020a). Для расчётов площадей разных типов поверхности был получен фрагмент карты Global Land Cover за 2015 г. (Buchhorn et al., 2020b) размером 20×20°. Этот фрагмент карты затем был обрезан по каждому полигону, в результате чего были получены четыре карты 30×30 км. Далее для тестовых полигонов была рассчитана общая площадь каждого класса. Поскольку оценка соотношения площадей типов поверхности не требовала подробного деления, то некоторые группы классов были объединены в один (например, единый класс составили вечнозелёные, смешанные и широколиственные леса, а также были объединены разные типы болот). Всего рассматривалось пять классов: водные объекты, лес, болота, поля (естественные и сельскохозяйственные) и застройка. Рассчитанные площади типов поверхностей по классам и их соотношения для тестовых полигонов представлены в *табл. 3*.

Как видно из *табл. 2* и *3*, наиболее безлесными и «снежными» оказались тестовые участки в районе Мурманска (9,8 % леса и 53 % «видимой» поверхности со снежным покровом) и в районе пос. Ловозеро (36,2 % леса и 40 % «видимой» поверхности со снежным покровом).

Два других участка, наоборот, характеризуются большой площадью лесов и малой площадью «видимой» поверхности со снежным покровом: Троицко-Печорск — 65,3 % леса и 30 % снега, Турчасово — 80,7 % леса и 17 % снега. Необходимо отметить, что на всех тестовых участках преобладает вечнозелёная хвойная растительность (ель, сосна) (Изменение..., 2012).

Таблица 3. Площади разных типов поверхностей для тестовых полигонов, км²/%

Населённый пункт	Ловозеро	Мурманск	Турчасово	Троицко-Печорск
Водные объекты	51/5,6	75/8,4	10/1,2	13/1,4
Лес	326/36,2	88/9,8	726/80,7	588/65,3
Болота	352/39,1	532/59,3	136/15,1	282/31,4
Травянистая растительность (в том числе с.-х. поля)	172/19,1	175/19,5	27/3,0	12/1,3
Застройка	0,3/0,03	28/3,1	0,2/0,03	5/0,6

Результаты и их обсуждение

Динамика яркостной температуры каналов SSMIS четырёх тестовых участков за период 01.01.2014—31.12.2016 показана на рис. 3. Там же представлена динамика температуры воздуха, количества выпавших осадков и толщины снежного покрова.

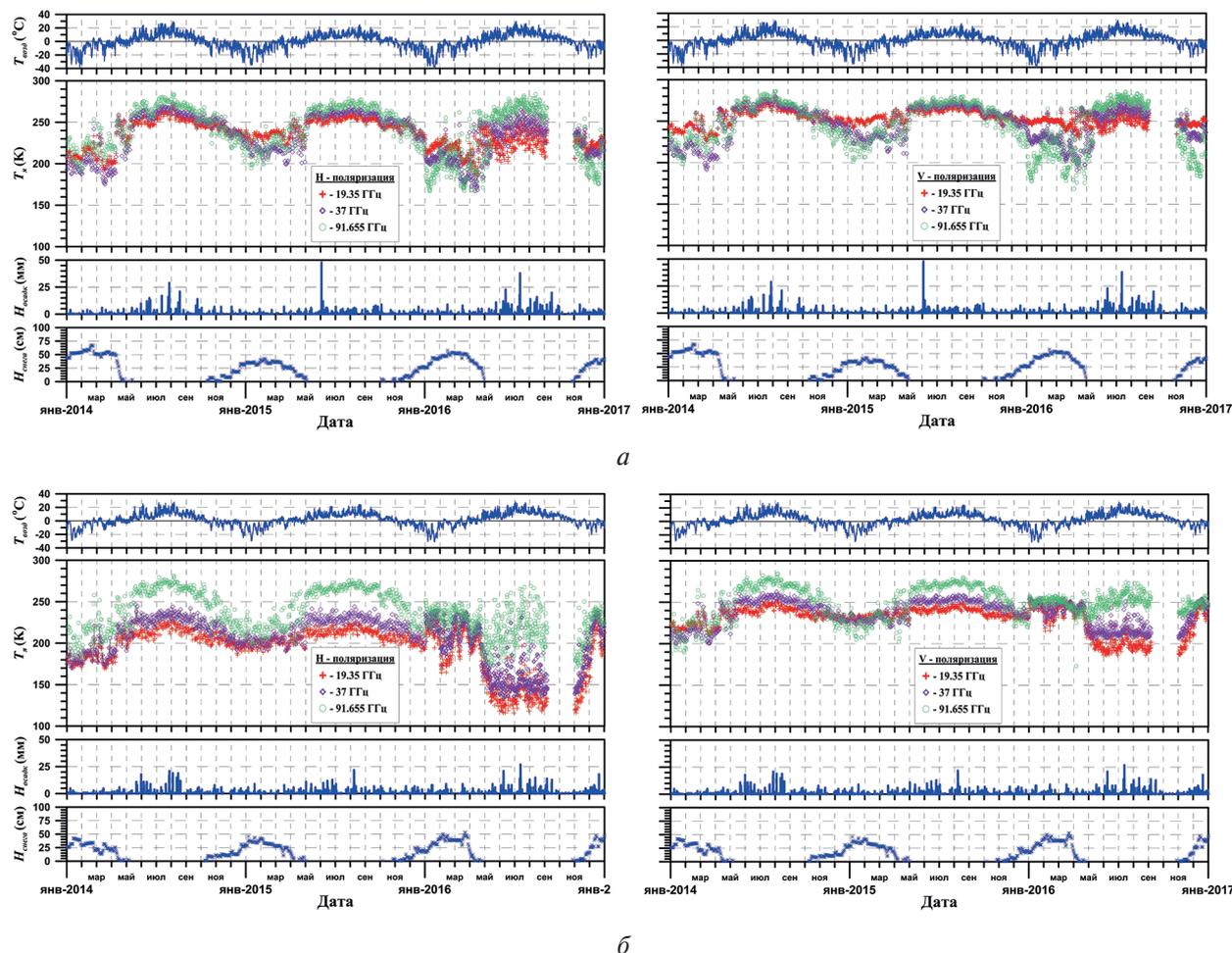


Рис. 3. Динамика яркостной температуры каналов SSMIS четырёх тестовых участков: а — Ловозеро; б — Мурманск; в — Турчасово; г — Троицко-Печорск. Слева — горизонтальная поляризация, справа — вертикальная (участки а и б; окончание см. на с. 55)

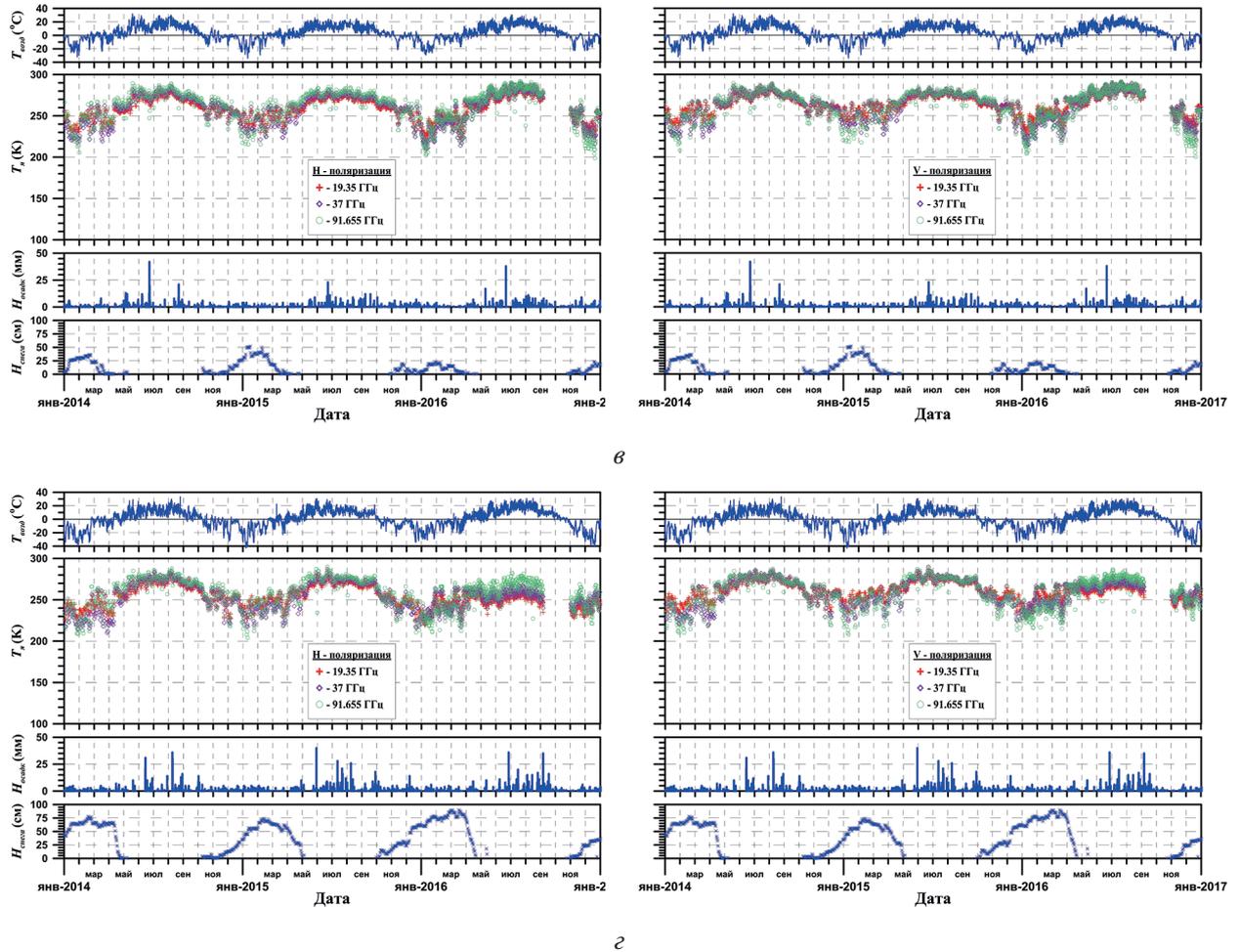


Рис. 3. Окончание (начало см. на с. 54)

Анализ рис. 3 показывает, что снежный покров достигает максимальной величины на участке в районе Троицко-Печорска (превышает величину 75 см), а минимальной — в районе Турчасово (менее 50 см). На Кольском п-ове, в районе Ловозера и Мурманска толщина снежного покрова примерно одинаковая и составляет порядка 50–60 см. Динамика яркостной температуры всех каналов SSMIS для четырёх участков в среднем повторяет динамику температуры воздуха. Необходимо отметить одну важную особенность: чем меньше лесной растительности покрывает тестовый участок, тем больше различаются между собой значения яркостной температуры разных каналов одной поляризации как в зимний, так и в летний период (ср. рис. 3а, б и в, г). Для тестовых участков, большую площадь которых покрывает лесной покров, значения яркостной температуры для частот 19,35; 37 и 91,655 ГГц одной поляризации практически совпадают. Прослеживается явная зависимость совпадения значений яркостной температуры разных частот одной поляризации от удельной площади тестового участка, занимаемой лесом: от Турчасова (80,7 % леса), где значения практически совпадают, далее Троицко-Печорск (65,3 % леса), затем Ловозеро (36,2 % леса) и Мурманск (9,8 % леса), где значения сильно различаются и в летний, и в зимний сезон (см. рис. 3, табл. 3). Аналогичная зависимость, только обратная, прослеживается от площади поверхности со снегом, полученной по снимкам Landsat-8: Турчасово (17 % снега), Троицко-Печорск (30 %), Ловозеро (40 %) и Мурманск (53 %) (см. рис. 3, табл. 2).

Этот анализ позволяет сделать вывод, что лесной массив практически полностью экранирует собственное микроволновое излучение системы «почва — снежный покров» на частотах радиометра SSMIS. Яркостная температура в данном случае определяется в основном собственным микроволновым излучением лесного массива. Этот вывод подтверждается

рис. 4, где представлены частотные зависимости излучательной способности для различных земных поверхностей. Излучательная способность лесного полога практически постоянна во всём диапазоне частот SSMIS (19–91 ГГц) и составляет величину порядка 0,95 (см. рис. 4). Таким образом, изменение яркостной температуры вечнозелёного лесного покрова (ель, сосна и т. п.) в данном диапазоне будет определяться в первую очередь изменениями температуры воздуха, что и прослеживается на рис. 3в и г. Ещё одной характерной особенностью, подтверждающей данный вывод, являются сильные колебания яркостной температуры на всех каналах в зимний период при краткосрочных изменениях температуры воздуха в районе 0°. Такие колебания связаны с таянием и замерзанием верхнего слоя снежного покрова (появления и замораживания в нём жидкой фазы воды). Процессы таяния и замерзания сильно изменяют диэлектрические свойства снега (Boyaraskii et al., 1994), что, в свою очередь, приводит к резким колебаниям яркостной температуры (Lemmetyinen, 2012). Эти колебания проявляются сильнее на участках с меньшей площадью лесов или же с большей площадью «видимой» поверхности со снежным покровом (см. рис. 3, табл. 2, 3). В летний период яркостная температура более стабильна и её изменения связаны с изменением температуры воздуха и выпадением осадков (см. рис. 3). Причём эти изменения более существенны на тестовых участках с меньшей площадью лесов (см. рис. 3а, б, табл. 3), что связано с появлением сезонной болотной растительности, а также с изменениями влажности почвы, зависящей от наличия или отсутствия осадков.

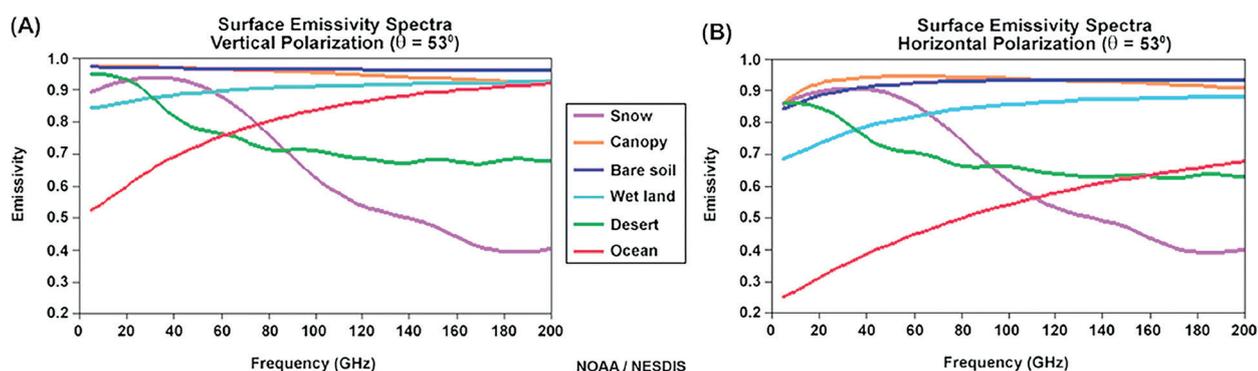


Рис. 4. Спектры излучательной способности различных типов поверхности при угле зондирования 53°: Snow — снежный покров, Canopy — полог леса, Bare soil — голая почва, Wet land — влажная земля, Desert — пустыня, Ocean — океан. А — вертикальная поляризация; В — горизонтальная поляризация (Emery, Camps, 2017)

Таким образом, использование алгоритмов восстановления толщины и снеготолщины снежного покрова, построенных на основе данных спутниковых микроволновых радиометров, работающих в диапазоне 19–92 ГГц, должно приводить к существенным ошибкам для лесной зоны с хвойной растительностью. Этот вывод подтверждается работами (Китаев, Титкова, 2010, 2020; Китаев и др., 2020; Gan et al., 2021; Pulliainen, Hallikainen, 2001).

Динамика яркостной температуры каналов MIRAS спутника SMOS четырёх тестовых участков за период 01.01.2014–31.12.2016 показана на рис. 5 (см. с. 57). Сезонная зависимость яркостной температуры на частоте 1,4 ГГц (MIRAS) существенно отличается от таких зависимостей на более высоких частотах (SSMIS). Главная особенность этого отличия состоит в практически полном отсутствии связи изменения температуры воздуха и яркостной температуры для всех тестовых участков. С другой стороны, прослеживается сильная зависимость яркостной температуры от влажности поверхностного слоя почвы: понижение яркостной температуры в период схода снежного покрова, а также в моменты обильного выпадения дождей и её повышение в более сухие периоды — отрицательные температуры воздуха зимой и малое количество дождей летом (см. рис. 5). Причём зависимость от выпадения дождей сильнее проявляется на тестовых участках с меньшей площадью лесного покрова.

Такая зависимость объясняется высокой чувствительностью канала 1,4 ГГц к влажности почвы (Боярский и др., 2019) и большой глубиной формирования излучения в снежном покрове для частоты 1,4 ГГц (Tikhonov et al., 2018). Снежный покров той толщины, которая зафиксирована на тестовых участках, даже влажный, практически прозрачен для излучения с частотой 1,4 ГГц (Tikhonov et al., 2018). Таким образом, использование радиометра MIRAS спутника SMOS для определения толщины и снегозапаса снежного покрова оказывается неэффективным.

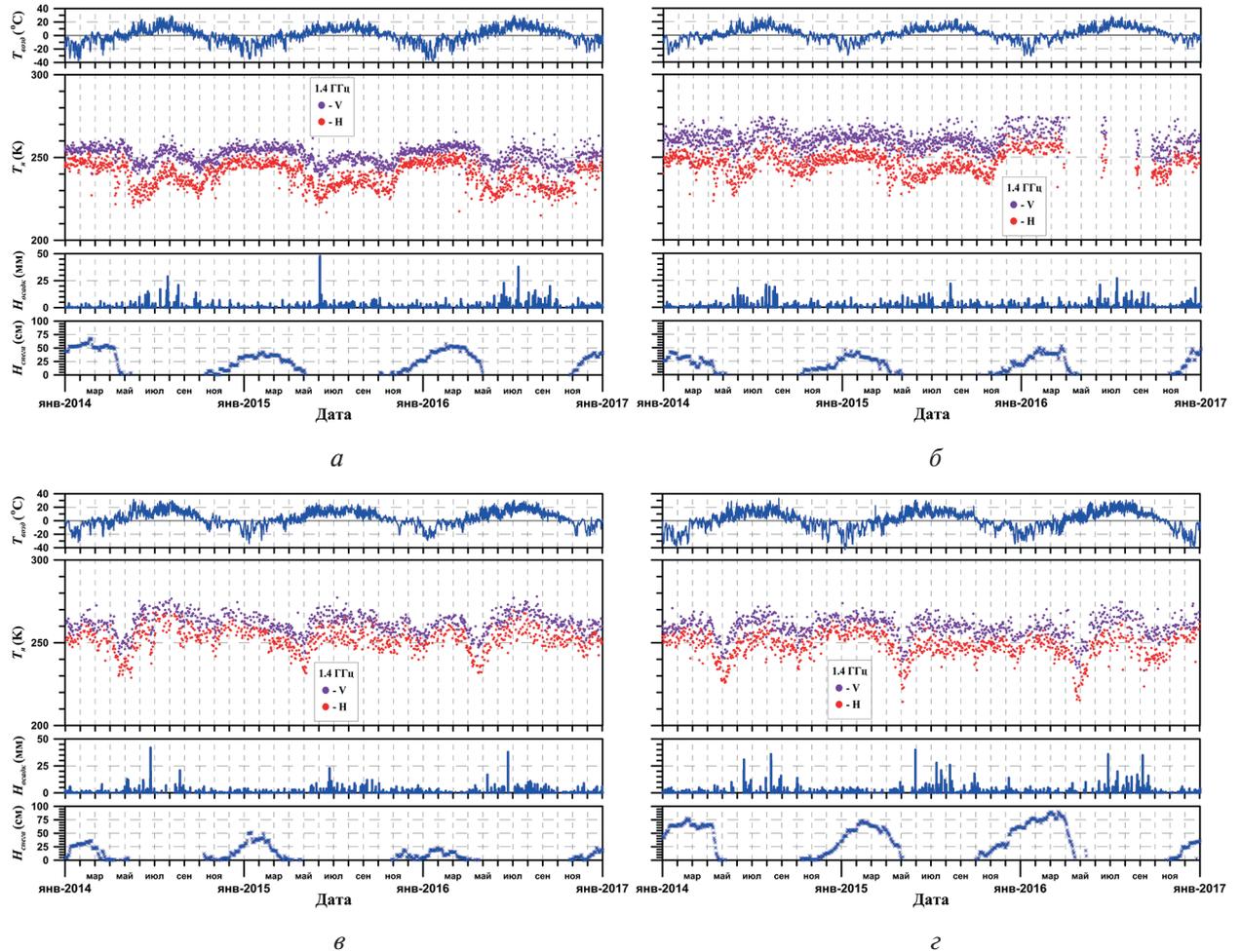


Рис. 5. Динамика яркостной температуры каналов SMOS четырёх тестовых участков: а — Ловозеро; б — Мурманск; в — Турчасово; г — Троицко-Печорск

Заключение

Надёжные оценки параметров снежного покрова имеют решающее значение для множества гидрологических, метеорологических и климатических приложений. Снегозапас снежного покрова для них — ключевая характеристика. Несмотря на целый ряд алгоритмов определения снегозапаса по данным спутниковой микроволновой радиометрии, все они имеют невысокую точность и подвержены большим ошибкам. Эти ошибки возникают из-за влияния растительности и рельефа, а также многообразия самого снежного покрова. Кроме того, за счёт слоистости снежного покрова и существенной вариации характеристик даже близлежащих слоёв (метаморфизм снежного покрова) возникает большая проблема в разделении двух главных параметров, определяющих снегозапас: плотности слоя и его толщины (см. выражение (1)).

В работе рассмотрена одна из причин возникновения погрешностей при определении снеготоплива снежного покрова по данным спутниковых пассивных микроволновых измерений. Показано, что использование алгоритмов восстановления толщины и снеготоплива снежного покрова, построенных на основе данных спутниковых микроволновых радиометров, работающих в диапазоне частот 19–92 ГГц (SSM/I, SSMIS), должно приводить к существенным ошибкам для территорий, покрытых лесной хвойной растительностью. Поскольку большая часть территории России находится в таёжной зоне (Изменение..., 2012), то применение таких алгоритмов для оценки снеготоплива становится неэффективным. Использование радиометра MIRAS спутника SMOS для определения толщины и снеготоплива снежного покрова также неэффективно из-за большой глубины формирования излучения данного диапазона (1,4 ГГц).

Таким образом, существующие продукты по определению водного эквивалента снега по данным спутниковых микроволновых радиометров, предлагаемые или выкладываемые на сайтах NASA (*англ.* National Aeronautics and Space Administration, Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства США — НАСА), NSIDC (*англ.* National Snow and Ice Data Center, Национальный центр данных по исследованию снега и льда США), ESA (*англ.* European Space Agency, Европейское космическое агентство — ЕКА) и т. п., носят больше рекламный или коммерческий характер, нежели реальный и применимый для конкретных нужд.

Авторы выражают глубокую благодарность сотрудникам Института водных и экологических проблем СО РАН (Барнаул) Романову А. Н. и Хвостову И. В. за предоставленные данные прибора MIRAS спутника SMOS.

Работа выполнена при поддержке темы «Мониторинг» (государственная регистрация № 01.20.0.2.00164).

Литература

1. Березин К. А., Дмитриев А. В., Дмитриев В. В. Исследование статистической значимости алгоритмов восстановления влаготоплива снега // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 301–309.
2. Боярский Д. А., Романов А. Н., Хвостов И. В., Тихонов В. В., Шарков Е. А. Оценка глубины промерзания почвенного покрова по данным спутника SMOS // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 2. С. 3–13.
3. Голунов В. А. Тепловое излучение сухого однородного снежного покрова в диапазоне ММВ // Успехи современной радиоэлектроники. 2002. № 6. С. 35–44.
4. 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.
5. Голунов В. А., Кузьмин А. В., Скулачев Д. П., Хохлов Г. И. Экспериментальные спектры ослабления, рассеяния и поглощения миллиметровых волн в сухом свежеснежавшем снеге // Журн. радиоэлектроники. 2016. № 9. 6 с.
6. 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.
7. Ермаков Д. М., Раев М. Д., Сулов А. И., Шарков Е. А. Электронная база многолетних данных глобального радиотеплового поля Земли в контексте многомасштабного исследования системы океан–атмосфера // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 1. С. 7–13.
8. Изменение природной среды России в XX веке / под ред. Котлякова В. М., Люри Д. И. М.: Молнет, 2012. 404 с.
9. Китаев Л. М. Анализ характера снеготопливов с использованием спутниковой информации // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 4. С. 118–124.
10. Китаев Л. М., Титкова Т. Б. Оценка снеготопливов по данным спутниковой информации // Криосфера Земли. 2010. Т. 14. № 1. С. 76–80.

11. *Кутаев Л. М., Туткова Т. Б.* Зональные особенности изменений снеготалопа Восточно-Европейской равнины (по данным спутниковых наблюдений) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 167–178. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-5-167-178.
12. *Кутаев Л. М., Тихонов В. В., Туткова Т. Б.* Точность воспроизведения по спутниковым данными аномальных значений снеготалопа // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. № 1. С. 27–39. DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-27-39.
13. *Кутаев Л. М., Туткова Т. Б., Турков Д. В.* Точность воспроизведения межгодовой изменчивости снеготалопа восточно-европейской равнины по данным спутниковой информации на примере продукта GlodSnow (SWE) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 1. С. 164–175. DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175.
14. *Носенко Г. А., Долгих Н. А., Носенко О. А.* О возможности практической реализации существующих алгоритмов восстановления характеристик снежного покрова по данным микроволновых съемок из космоса для мониторинга водных ресурсов // Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов: сб. / под ред. Е. А. Лупяна. М.: GRANP polygraph, 2005. Т. 2. С. 150–156.
15. *Ромасько В. Ю.* Использование информации со спутников для мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций на воде // Технологии гражданской безопасности. 2004. № 4. С. 60–65.
16. *Сухинин А. И., Воробьева М. В., Охоткина Е. А.* Космический мониторинг снежного покрова Сибири по данным радиометра MODIS // Вестн. Сибирского гос. аэрокосм. ун-та им. акад. М. Ф. Решетнева. 2011. № 4. С. 90–96.
17. *Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S.* Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // Remote Sensing. 2019. V. 11. No. 21. Art. No. 2481. 31 p.
18. *Armstrong R. L., Brodzik M. J.* Recent Northern Hemisphere snow extent: A comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors // Geophysical Research Letters. 2001. V. 28. No. 19. P. 3673–3676.
19. *Biancamaria S., Mognard N. M., Boone A., Grippa M., Josberger E. G.* A satellite snow depth multi-year average derived from SSM/I for the high latitude regions // Remote Sensing of Environment. 2008. V. 112. P. 2557–2568.
20. *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.
21. *Boyarskii D. A., Tikhonov V. V., Kleorin N. I., Mirovskii V. G.* Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. No. 11. P. 1395–1410.
22. *Buchhorn M., Smets B., Bertels L., De Roo B., Lesiv M., Tsendbazar N. E., Linlin L., Tarko A.* (2020a) Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: Version 3 Globe 2015–2019: Product User Manual. Zenodo. Geneva, Switzerland, 2020. DOI: 10.5281/zenodo.3938963.
23. *Buchhorn M., Smets B., Bertels L., De Roo B., Lesiv M., Tsendbazar N. E., Herold M., Fritz S.* (2020b) Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: collection 3: epoch 2015: Globe. 2020. DOI: 10.5281/zenodo.3939038.
24. *Chang A. T. C., Foster J. L., Hall D. K., Rango A., Hartline B. K.* Snow water equivalent estimation by microwave radiometry // Cold Regions Science and Technology. 1982. V. 5. No. 3. P. 259–267.
25. *Chang A. T. C., Foster J. L., Hall D. K.* Nimbus-07 SMMR derived global snow cover parameters // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 39–44.
26. *Dai L., Che T., Ding Y., Hao X.* Evaluation of snow cover and snow depth on the Qinghai–Tibetan Plateau derived from passive microwave remote sensing // The Cryosphere. 2017. No. 11. P. 1933–1948.
27. *Davenport I., Sandells M., Gurney R.* The effects of variation in snow properties on passive microwave snow mass estimation // Remote Sensing of the Environment. 2012. V. 118. No. 1. P. 161–175.
28. *Ding J., Bi L., Yang P., Kattawar G. W., Weng F., Liu Q., Greenwald T.* Single-scattering properties of ice particles in the microwave regime: Temperature effect on the ice refractive index with implications in remote sensing // J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer. 2017. V. 190. P. 26–37.
29. *Dozier J.* Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper // Remote Sensing of Environment. 1989. V. 28. No. 1–3. P. 9–22.
30. *Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Applications. Amsterdam: Elsevier, 2017, 856 p.
31. *Foster J. L., Chang A. T. C., Hall D. K.* Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and snow depth climatology // Remote Sensing of Environment. 1997. V. 62. P. 132–142.
32. *Gan Y., Zhang Y., Kongoli C., Grassotti C., Liu Y., Lee Y.-K., Seo D.-J.* Evaluation and blending of ATMS and AMSR2 snow water equivalent retrievals over the conterminous United States // Remote Sensing of Environment. 2021. V. 254. No. 1. Art. No. 112280.

33. *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. 10th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing for the ENVI. March 12–14, 2008. Florence, Italy. 2008. DOI: 10.1109/MICRAD.2008.4579510.
34. *Gutierrez A., Castro R., Vieira P.* SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. Lisboa, Portugal: DEIMOS Engenharia, 2014. 80 p. URL: https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1c-Data-Processing-Models.
35. *Hall D. K., Riggs G. A.* Accuracy assessment of the MODIS snow-cover products // *Hydrological Processes*. 2007. V. 21. No. 12. P. 1534–1547.
36. *Hall D. K., Riggs G. A., Salomonson V. V., DiGirolamo N., Bayr K. J.* MODIS snow-cover products // *Remote Sensing of Environment*. 2002. V. 83. No. 1–2. P. 181–194.
37. *Hallikainen M., Jolma P.* Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR data in Finland // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1992. V. 30. No. 1. P. 124–131.
38. *Hallikainen M., Jolma P., Heppa J.* Satellite microwave radiometry of forest and surface types in Finland // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1988. V. GE-26. P. 622–628.
39. *Hu Y., Che T., Dai L., Xiao L.* Snow Depth Fusion Based on Machine Learning Methods for the Northern Hemisphere // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. Art. No. 1250.
40. *Kelly R. E. J.* The AMSR-E Snow Depth Algorithm: Description and Initial Results // *J. Remote Sensing Society of Japan*. 2009. V. 29. No. 1. P. 307–317.
41. *Kelly R. E. J., Chang A. T. C.* Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) data // *Radio Science*. 2003. V. 38. No. 4. P. 8076.
42. *Klein A. G., Barnett A. C.* Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000–2001 snow year // *Remote Sensing of Environment*. 2003. V. 86. No. 2. P. 162–176.
43. *Kunzi K. F., Patil S., Rott H.* Snow-cover parameters retrieval from Nimbus-7 scanning multichannel microwave radiometer (SMMR) data // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1982. V. GE-20. P. 452–467.
44. Landsat — Earth observation satellites. Version 1.2. April 2020. U.S. Geological Survey. 2016. 4 p. URL: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/fs20153081>.
45. *Lemetyinen J.* Microwave radiometry of snow covered terrain and calibration of an interferometric radiometer: Doctoral Thesis. Helsinki, 2012. 162 p.
46. *Lemetyinen J., Pulliainen J., Rees A., Kontu A., Qiu Y., Derksen C.* Multiple-Layer Adaptation of HUT Snow Emission Model: Comparison with Experimental Data // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2010. V. 48. No. 7. P. 2781–2794.
47. *Magagi R., Bernier M., Bouchard M.-C.* Use of ground observations to simulate the seasonal changes in the backscattering coefficient of the subarctic forest // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2002. V. 40. No. 2. P. 281–297.
48. *Matzler C., Wiesmann A.* Extension of the Microwave Emission Model of Layered Snowpacks to Coarse-Grained Snow // *Remote Sensing of Environment*. 1999. V. 70. No. 3. P. 317–325.
49. *Maurer E. P., Rhoads J. D., Dubayah R. O., Lettenmaier D.* Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS // *Hydrological Processes*. 2003. V. 17. No. 1. P. 59–71.
50. *Nolin A. W.* Recent advances in remote sensing of seasonal snow // *J. Glaciology*. 2010. V. 56. No. 200. P. 1141–1150.
51. *Parajka J., Blöschl G.* Validation of MODIS snow cover images over Austria. // *Hydrology and Earth System Sciences*. 2006. V. 10. No. 5. P. 679–689.
52. *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.
53. *Pulliainen J., Hallikainen M.* Retrieval of regional snow water equivalent from space-borne passive microwave observations // *Remote Sensing of Environment*. 2001. V. 75. No. 1. P. 76–85.
54. *Pulliainen J., Grandell J., Hallikainen M.* HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1999. V. 37. No. 3. P. 1378–1390.
55. *Rees W. G.* *Remote Sensing of Snow and Ice*. N. Y.: Taylor and Francis, 2006. 285 p.
56. *Roy A., Royer A., St-Jean-Rondeau O., Montpetit B., Picard G., Mavrovic A., Marchand N., Langlois A.* Microwave snow emission modeling uncertainties in boreal and subarctic environments // *The Cryosphere*. 2016. V. 10. P. 623–638.
57. *Sahr K., White D., Kimerling A. J.* Geodesic Discrete Global Grid System // *Cartography and Geographic Information Science*. 2003. V. 30. No. 2. P. 121–134.
58. *Shih S.-E., Ding K.-H., Kong J. A., Yang Y. E.* Modeling of millimeter wave backscatter of time-varying snowcover // *Progress in Electromagnetics Research*. 1997. V. 16. P. 305–330. DOI: 10.2528/PIER97012600.

59. 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.
60. Tedesco M. Remote sensing of the cryosphere. Oxford: John Wiley and Sons, 2015. 404 p.
61. Tedesco M., Narvekar P. Assessment of the NASA AMSR-E SWE Product // *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2010. V. 3. No. 1. P. 141–159.
62. 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.
63. Tedesco M., Kim E. J., England A. W., De Roo R. D., Hardy J. P. Brightness Temperatures of Snow Melting/Refreezing Cycles: Observations and Modeling Using a Multilayer Dense Medium Theory-Based Model // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 2006. V. 44. No. 12. P. 3563–3573.
64. Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E. Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. No. 8. P. 2727–2740.
65. Tou J. T., Gonzalez R. C. *Pattern Recognition Principles*. L.; Amsterdam; Ontario; Sydney; Tokyo: Addison-Wesley Publishing Company, 1974. 378 p.
66. Tsang L., Chen C., Chang A. T. C., Guo J., Ding K. Dense media radiative transfer theory based on quasi-crystalline approximation with applications to passive microwave remote sensing of snow // *Radio Science*. 2000. V. 35. P. 731–749.
67. Wiesmann A., Matzler C. Microwave emission model of layered snowpacks // *Remote Sensing of Environment*. 1999. V. 70. No. 3. P. 307–316.
68. Wiesmann A., Matzler C., Weise T. Radiometric and structural measurements of snow samples // *Radio Science*. 1998. V. 33. No. 2. P. 273–289.

On the possibility of retrieving snow water equivalent from satellite microwave radiometry data

V. V. Tikhonov^{1,2}, Yu. V. Sokolova³, D. A. Boyarsky¹, N. Yu. Komarova¹

¹ *Space Research Institute RAS, Moscow 117997, Russia*

E-mails: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru, dboyarski@rambler.ru, nata.komarova@iki.rssi.ru

² *Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul 656038, Russia*

³ *Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg 199397, Russia*

E-mail: j.sokolova@aari.ru

The work is devoted to the study of the seasonal and interannual dynamics of the brightness temperature of four test sites in the north of the European part of Russia (Murmansk and Arkhangelsk regions, the Komi Republic). The studies were performed for frequencies 1.4, 19.35, 22.24, 37, 91.655 GHz. The data from the SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) and MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) were used as satellite information. The dependencies of brightness temperature of different bands on climatic characteristics (temperature, amount of precipitation, snow cover thickness), as well as different types of landscape were analyzed. Data from Landsat-8 and PROBA-V satellites were used to assess the landscape structure of test sites (relative areas of different surface types: forest, swamps, water bodies, etc.). It was shown that the use of algorithms for reconstructing snow cover thickness and snow water equivalent from the data of satellite microwave radiometer operating in the 19–92 GHz range (SSM/I, SSMIS) should lead to significant errors for forest areas with coniferous vegetation. The use of the SMOS MIRAS (1.4 GHz) data for this purpose is also inefficient.

Keywords: satellite microwave radiometry, snow cover, snow water equivalent

Accepted: 07.09.2021

DOI: 10.21046/2070-7401-2021-18-5-47-64

References

1. Beresin K. A., Dmitriev A. V., Dmitriev V. V., Investigation of the statistical importance of restoration algorithms of a snow water equivalent, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2014, Vol. 11, No. 3, pp. 301–309 (in Russian).
2. Boyarskii D. A., Romanov A. N., Khvostov I. V., Tikhonov V. V., Sharkov E. A., On Evaluation of Depth of Soil Freezing Based on SMOS Satellite Data, *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2019, Vol. 55, No. 9, pp. 996–1004.
3. Golunov V. A., Thermal emission from dry homogeneous snow cover in the MM wave range, *Uspekhi sovremennoi radioelektroniki*, 2002, No. 6, pp. 35–44 (in Russian).
4. Golunov V. A., Korotkov V. A., Sukhonin E. V., Scattering effects of millimeter wave emission by atmosphere and snow cover, *Itogi nauki i tehniki. Ser. Radiotekhnika*, 1990, Vol. 41, Moscow: VINITI, pp. 68–136 (in Russian).
5. Golunov V. A., Kuzmin A. V., Skulachev D. P., Khokhlov G. I., Experimentally obtained spectra of the millimeter waves' attenuation, absorption and scattering from dry fresh snow, *Zhurnal Radioelektroniki*, 2016, No. 9, 6 p. (in Russian).
6. Golunov V. A., Khokhlov G. I., Kuz'min A. V., Skulachev D. P., 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.
7. Ermakov D. M., Raev M. D., Suslov A. I., Sharkov E. A., Electronic long-standing database for the global radiothermal field of the Earth in context of multi-scale investigation of the atmosphere-ocean system, *Issledovanie Zemli kosmosa*, 2007, No. 1, pp. 7–13 (in Russian).
8. *Izmenenie prirodnoi sredy Rossii v XX veke* (The change of the natural environment of Russia in the XX century), Kotlyakov V. M., Lyuri D. I. (eds.), Moscow: Molnet, 2012, 404 p. (in Russian).
9. Kitaev L. M., 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. Kitaev L. M., Titkova T. B., Estimation of snow storage using satellite information, *Kriosfera Zemli*, 2010, Vol. 14, No. 1, pp. 76–80 (in Russian).
11. Kitaev L. M., Titkova T. B., Zonal features of changes in snow storage of East European Plain (according to satellite observations), *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2020, Vol. 17, No. 5, pp. 167–178 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-5-167-178.
12. Kitaev L. M., Tikhonov V. V., Titkova T. B., The accuracy of snow water equivalent anomalies retrieval from satellite data, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2017, Vol. 14, No. 1, pp. 27–39 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-1-27-39.
13. Kitaev L. M., Titkova T. B., Turkov D. V., Accuracy of reproduction of interannual variability of snow storages of the East European Plain by satellite data illustrated by the example of the GlobSnow (SWE) product, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2020, Vol. 17, No. 1, pp. 164–175 (in Russian), DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-1-164-175.
14. Nosenko G. A., Dolgikh N. A., Nosenko O. A., On the possibility of practical implementation of existing algorithms for reconstructing snow cover characteristics from microwave data from space for monitoring water resources, *Fizicheskie osnovy, metody i tekhnologii monitoringa okruzhayushchei sredy, potentsial'no opasnykh yavlenii i ob'ektov*, Loupian E. A. (ed.), Moscow: GRANP polygraph, 2005, Vol. 2, pp. 150–156 (in Russian).
15. Romas'ko V. Yu., Using information from satellites for monitoring and forecasting emergencies on the water, *Tekhnologii grazhdanskoi bezopasnosti*, 2004, No. 4, pp. 60–65 (in Russian).
16. Sukhinin A. I., Vorob'eva M. V., Orkhotkina E. A., Space monitoring of the snow cover of Siberia according to the MODIS radiometer, *Vestnik Sibirskogo gosudarstvennogo aerokosmicheskogo universiteta im. akademi-ka M. F. Reshetneva*, 2011, No. 4, pp. 90–96 (in Russian).
17. Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S., Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data, *Remote Sensing*, 2019, Vol. 11, No. 21, Art. No. 2481, 31 p.
18. Armstrong R. L., Brodzik M. J., Recent Northern Hemisphere snow extent: A comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors, *Geophysical Research Letters*, 2001, Vol. 28, No. 19, pp. 3673–3676.
19. Biancamaria S., Mognard N. M., Boone A., Grippa M., Josberger E. G., A satellite snow depth multi-year average derived from SSM/I for the high latitude regions, *Remote Sensing of Environment*, 2008, Vol. 112, pp. 2557–2568.
20. 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.
21. Boyarskii D. A., Tikhonov V. V., Kleeorin N. I., Mirovskii V. G., Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow, *J. Electromagnetic Waves and Applications*, 1994, Vol. 8, No. 11, pp. 1395–1410.

22. Buchhorn M., Smets B., Bertels L., De Roo B., Lesiv M., Tsendbazar N. E., Linlin L., Tarko A. (2020a), *Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: Version 3 Globe 2015–2019: Product User Manual*, Zenodo, Geneva, Switzerland, Sept. 2020, DOI: 10.5281/zenodo.3938963.
23. Buchhorn M., Smets B., Bertels L., De Roo B., Lesiv M., Tsendbazar N. E., Herold M., Fritz S. (2020b), *Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: collection 3: epoch 2015: Globe*, 2020, DOI: 10.5281/zenodo.3939038.
24. Chang A. T. C., Foster J. L., Hall D. K., Rango A., Hartline B. K., Snow water equivalent estimation by microwave radiometry, *Cold Regions Science and Technology*, 1982, Vol. 5, No. 3, pp. 259–267.
25. Chang A. T. C., Foster J. L., Hall D. K., Nimbus-07 SMMR derived global snow cover parameters, *Annals of Glaciology*, 1987, Vol. 9, pp. 39–44.
26. Dai L., Che T., Ding Y., Hao X., Evaluation of snow cover and snow depth on the Qinghai–Tibetan Plateau derived from passive microwave remote sensing, *The Cryosphere*, 2017, No. 11, pp. 1933–1948.
27. Davenport I., Sandells M., Gurney R., The effects of variation in snow properties on passive microwave snow mass estimation, *Remote Sensing of the Environment*, 2012, Vol. 118, No. 1, pp. 161–175.
28. Ding J., Bi L., Yang P., Kattawar G. W., Weng F., Liu Q., Greenwald T., Single-scattering properties of ice particles in the microwave regime: Temperature effect on the ice refractive index with implications in remote sensing, *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 2017, Vol. 190, pp. 26–37.
29. Dozier J., Spectral signature of alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper, *Remote Sensing of Environment*, 1989, Vol. 28, No. 1–3, pp. 9–22.
30. Emery W., Camps A., *Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Applications*, Amsterdam: Elsevier, 2017, 856 p.
31. Foster J. L., Chang A. T. C., Hall D. K., Comparison of snow mass estimates from a prototype passive microwave snow algorithm, a revised algorithm and snow depth climatology, *Remote Sensing of Environment*, 1997, Vol. 62, pp. 132–142.
32. Gan Y., Zhang Y., Kongoli C., Grassotti C., Liu Y., Lee Y.-K., Seo D.-J., Evaluation and blending of ATMS and AMSR2 snow water equivalent retrievals over the conterminous United States, *Remote Sensing of Environment*, 2021, Vol. 254, No. 1, Art. No. 112280.
33. 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. 10th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing for the ENVISAT*, March 12–14, 2008, Florence, Italy, 2008, DOI: 10.1109/MICRAD.2008.4579510.
34. Gutierrez A., Castro R., Vieira P., *SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model*, Lisboa, Portugal: DEIMOS Engenharia, 2014, 80 p., available at: https://earth.esa.int/documents/10174/1854456/SMOS_L1c-Data-Processing-Models.
35. Hall D. K., Riggs G. A., Accuracy assessment of the MODIS snow-cover products, *Hydrological Processes*, 2007, Vol. 21, No. 12, pp. 1534–1547.
36. Hall D. K., Riggs G. A., Salomonson V. V., DiGirolamo N., Bayr K. J., MODIS snow-cover products, *Remote Sensing of Environment*, 2002, Vol. 83, No. 1–2, pp. 181–194.
37. Hallikainen M., Jolma P., Comparison of algorithms for retrieval of snow water equivalent from Nimbus-7 SMMR data in Finland, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1992, Vol. 30, No. 1, pp. 124–131.
38. Hallikainen M., Jolma P., Heeppä J., Satellite microwave radiometry of forest and surface types in Finland, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1988, Vol. GE-26, pp. 622–628.
39. Hu Y., Che T., Dai L., Xiao L., Snow Depth Fusion Based on Machine Learning Methods for the Northern Hemisphere, *Remote Sensing*, 2021, Vol. 13, Art. No. 1250.
40. Kelly R. E. J., The AMSR-E Snow Depth Algorithm: Description and Initial Results, *J. The Remote Sensing Society of Japan*, 2009, Vol. 29, No. 1, pp. 307–317.
41. Kelly R. E. J., Chang A. T. C., Development of a passive microwave global snow depth retrieval algorithm for Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) and Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS (AMSR-E) data, *Radio Science*, 2003, Vol. 38, No. 4, Art. No. 8076.
42. Klein A. G., Barnett A. C., Validation of daily MODIS snow cover maps of the Upper Rio Grande River Basin for the 2000–2001 snow year, *Remote Sensing of Environment*, 2003, Vol. 86, No. 2, pp. 162–176.
43. Kunzi K. F., Patil S., Rott H., Snow-cover parameters retrieval from Nimbus-7 scanning multichannel microwave radiometer (SMMR) data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1982, Vol. GE-20, pp. 452–467.
44. *Landsat — Earth observation satellites, Version 1.2, April 2020*, U. S. Geological Survey, 2016, 4 p., available at: <https://pubs.er.usgs.gov/publication/fs20153081>.
45. Lemmetyinen J., *Microwave radiometry of snow covered terrain and calibration of an interferometric radiometer: Doctoral Thesis*, Helsinki, 2012, 162 p.
46. Lemmetyinen J., Pulliainen J., Rees A., Kontu A., Qiu Y., Derksen C., Multiple-Layer Adaptation of HUT Snow Emission Model: Comparison with Experimental Data, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2010, Vol. 48, No. 7, pp. 2781–2794.

47. Magagi R., Bernier M., Bouchard M.-C., Use of ground observations to simulate the seasonal changes in the backscattering coefficient of the subarctic forest, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2002, Vol. 40, No. 2, pp. 281–297.
48. Matzler C., Wiesmann A., Extension of the Microwave Emission Model of Layered Snowpacks to Coarse-Grained Snow, *Remote Sensing of Environment*, 1999, Vol. 70, No. 3, pp. 317–325.
49. Maurer E. P., Rhoads J. D., Dubayah R. O., Lettenmaier D., Evaluation of the snow-covered area data product from MODIS, *Hydrological Processes*, 2003, Vol. 17, No. 1, pp. 59–71.
50. Nolin A. W., Recent advances in remote sensing of seasonal snow, *J. Glaciology*, 2010, Vol. 56, No. 200, pp. 1141–1150.
51. Parajka J., Blöschl G., Validation of MODIS snow cover images over Austria, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2006, Vol. 10, No. 5, pp. 679–689.
52. 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.
53. Pulliainen J., Hallikainen M., Retrieval of regional snow water equivalent from space-borne passive microwave observations, *Remote Sensing of Environment*, 2001, Vol. 75, No. 1, pp. 76–85.
54. Pulliainen J., Grandell J., Hallikainen M., HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1999, Vol. 37, No. 3, pp. 1378–1390.
55. Rees W. G., *Remote Sensing of Snow and Ice*, New York: Taylor and Francis, 2006, 285 p.
56. Roy A., Royer A., St-Jean-Rondeau O., Montpetit B., Picard G., Mavrovic A., Marchand N., Langlois A., Microwave snow emission modeling uncertainties in boreal and subarctic environments, *The Cryosphere*, 2016, Vol. 10, pp. 623–638.
57. Sahr K., White D., Kimerling A. J., Geodesic Discrete Global Grid System, *Cartography and Geographic Information Science*, 2003, Vol. 30, No. 2, pp. 121–134.
58. Shih S.-E., Ding K.-H., Kong J. A., Yang Y. E., Modeling of millimeter wave backscatter of time-varying snowcover, *Progress in Electromagnetics Research*, 1997, Vol. 16, pp. 305–330, DOI: 10.2528/PIER97012600.
59. 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.
60. Tedesco M., *Remote sensing of the cryosphere*, Oxford: John Wiley and Sons, 2015, 404 p.
61. Tedesco M., Narvekar P., Assessment of the NASA AMSR-E SWE Product, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2010, Vol. 3, No. 1, pp. 141–159.
62. 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.
63. Tedesco M., Kim E. J., England A. W., De Roo R. D., Hardy J. P., Brightness Temperatures of Snow Melting/Refreezing Cycles: Observations and Modeling Using a Multilayer Dense Medium Theory-Based Model, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2006, Vol. 44, No. 12, pp. 3563–3573.
64. Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E., Theoretical study of ice cover phenology at large fresh-water lakes based on SMOS MIRAS data, *The Cryosphere*, 2018, Vol. 12, No. 8, pp. 2727–2740.
65. Tou J. T., Gonzalez R. C., *Pattern Recognition Principles*, London; Amsterdam; Ontario; Sydney; Tokyo: Addison-Wesley Publishing Company, 1974, 378 p.
66. Tsang L., Chen C., Chang A. T. C., Guo J., Ding K., Dense media radiative transfer theory based on quasicrystalline approximation with applications to passive microwave remote sensing of snow, *Radio Science*, 2000, Vol. 35, pp. 731–749.
67. Wiesmann A., Matzler C., Microwave emission model of layered snowpacks, *Remote Sensing of Environment*, 1999, Vol. 70, No. 3, pp. 307–316.
68. Wiesmann A., Matzler C., Weise T., Radiometric and structural measurements of snow samples, *Radio Science*, 1998, Vol. 33, No. 2, pp. 273–289.