УДК 537.877

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В МИЛЛИМЕТРОВОМ ДИАПАЗОНЕ ДЛИН ВОЛН

А. А. Швецов<sup>1\*</sup>, М. В. Беликович<sup>1</sup>, О. С. Большаков<sup>1</sup>, В. Г. Рыскин<sup>1</sup>, А. М. Фейгин<sup>1</sup>, Л. И. Федосеев<sup>1</sup>, А. Корабовский<sup>2</sup>, А. В. Аверченко<sup>1</sup>

> <sup>1</sup> Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород, Россия <sup>2</sup> SIA «Snowision», г. Рига, Латвия

Представлены результаты разработки многочастотного метода пассивного дистанционного зондирования снежного покрова, в котором используются спектральные особенности нисходящего излучения атмосферы в миллиметровом диапазоне длин волн. Приводится описание автоматизированного трёхдиапазонного спектрорадиометра для реализации этого метода. Обсуждаются предварительные результаты тестовых измерений параметров снежного покрова, выполненные с помощью данного спектрорадиометра.

#### ВВЕДЕНИЕ

Снежный покров (СП) постоянно или временно занимает существенную часть поверхности Земли в полярных и средних широтах, а также в районах высокогорья. Он является одним из важнейших климатообразующих факторов, определяя тепловой баланс пограничного слоя атмосферы и подстилающей поверхности. Также снежный покров сильно влияет на гидрологические процессы в реках и озёрах, сток рек, вероятность наводнений и сход лавин в горах. Поэтому получение оперативной информации о состоянии СП (границах, водозапасе (водном эквиваленте), температурном режиме, влажности, динамике таяния) является одной из важнейших задач мониторинга окружающей среды, в частности в гидрометеорологии, гляциологии, при прогнозировании опасных явлений и моделировании климатических процессов.

Традиционные контактные методы измерений параметров СП весьма трудоёмки и не могут охватывать больши́е территории, особенно в труднодоступных регионах. Поэтому всё большее значение приобретают дистанционные методы мониторинга.

К настоящему времени разработаны различные системы дистанционного зондирования СП, базирующиеся на аэрокосмических носителях. Для определения границ СП используется пассивное зондирование в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах длин волн. Этот метод также даёт информацию об оптическом альбедо, величина которого необходима для расчёта теплового баланса поверхности и определения момента начала таяния (по изменению величины альбедо). Метод, в котором используется естественное гамма-излучение почвы, позволяет получать информацию о водном эквиваленте снежного покрова [1, 2]. Для определения температуры поверхности могут применяться радиометрические методы в тепловом инфракрасном диапазоне длин волн. Лидарное зондирование даёт возможность измерения толщины снежного покрова.

Каждый из этих методов имеет свои ограничения и недостатки. В частности, системы зондирования в оптическом и ближнем инфракрасном диапазонах длин волн не работают в отсутствие солнечного освещения (особенно это актуально для приполярных районов). Сильно осложняют работу этих систем облачность и туман. Метод гамма-съёмки требует предварительных измерений излучения подстилающего грунта непосредственно перед установлением устойчивого снежного покрова и требует использования низколетящих аппаратов. Для лидарных измерений также

231

<sup>\*</sup> shvetsov@appl.sci-nnov.ru

А.А. Швецов, М.В. Беликович, О.С. Большаков и др.

необходимы предварительные съёмки профиля трассы без снега, а также небольшая высота полёта носителя.

В последнее время для определения границ СП и оценки его водного эквивалента всё шире используется метод пассивного микроволнового зондирования. Последний основан на зависимости радиояркостной температуры поверхности в одном или нескольких диапазонах частот от высоты и/или водного эквивалента СП. Преимуществом микроволнового зондирования является его слабая зависимость от погодных условий и возможность работы в любое время суток, независимо от освещённости, что особенно важно для зондирования в высоких широтах, где и находятся основные площади, покрытые снегом.

Физической основой пассивного микроволнового метода является эффект сильного объёмного рассеяния микроволнового излучения подстилающей поверхности и атмосферы в слое сухого снега. Существующие микроволновые методы мониторинга СП нацелены, прежде всего, на получение информации о его водном эквиваленте. Как правило, в них используются эмпирические корреляционные связи между яркостной температурой или разностью яркостных температур на двух существенно отличающихся частотах (чаще всего в К и К<sub>а</sub>-диапазонах на частотах 37 и 19 ГГц) и водным эквивалентом/толщиной СП [3, 4]. Точность таких измерений водного эквивалента СП по разным источникам оценивается в 30÷50 %. Точность определения водного эквивалента СП ограничена сильной неоднородностью его микроструктуры по глубине и поверхности, а также неопределённостью физической (термодинамической) температуры снега и подложки.

Сама физическая температура также является важным параметром СП, т.к. она связана с тепловым балансом между поверхностью и атмосферой, переносом тепла внутри снега и подстилающего грунта. Температуру поверхности и тепловую инерцию СП можно измерить с помощью теплового инфракрасного излучения (в предположении известного коэффициента излучения) [5]. Но ни один из известных дистанционных методов не позволяет дистанционно измерять температуру в глубине снега.

# 1. МНОГОЧАСТОТНЫЙ МЕТОД МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

В ИПФ РАН предложен метод пассивного дистанционного микроволнового зондирования, позволяющий получать, кроме водного эквивалента, дополнительную информацию о состоянии СП [6]. Метод основан на сравнении спектров излучения поверхности и подсвечивающего её нисходящего излучения атмосферы. В отличие от общепринятых методов, работающих в частотных диапазонах с минимальным поглощением и излучением атмосферы («окнах прозрачности»), этот метод предполагает измерения в областях спектра с сильной частотной зависимостью оптической толщины атмосферы и нисходящего излучения, а именно на склонах атмосферных линий и полос. Приём излучения поверхности и атмосферы осуществляется в нескольких спектральных каналах с отличающимися интенсивностями нисходящего атмосферного излучения, расположенных в достаточно узком диапазоне, для которого коэффициент излучения поверхности можно считать постоянным. Необходимые условия реализуются при измерениях на склонах 5-миллиметровой полосы и 2,5-миллиметровой линии молекулярного кислорода. Спектры нисходящего излучения атмосферы в этих диапазонах для типичных зимних условий средних широт [7] (приземная температура воздуха -10 °C, влагозапас атмосферы 5 кг/м<sup>2</sup>) приведены на рис. 1.

Наиболее сильная частотная зависимость коэффициента излучения СП имеет место для старого крупнокристаллического снега. Производная этого коэффициента по частоте составляет около 5  $M\Gamma q^{-1}$  для склонов 5-миллиметровой полосы O<sub>2</sub> и 1,7  $M\Gamma q^{-1}$  для склона 2,5-миллиметровой линии [8]. Частотная зависимость коэффициента излучения для других типов и состояний СП, а также для других земных покровов в миллиметровом диапазоне длин волн существенно сла-



Рис. 1. Спектр яркостной температуры нисходящего излучения атмосферы для ряда углов падения (приведены рядом с кривыми) на низкочастотном склоне 5-миллиметровой полосы  $O_2(a)$  и 2,5-миллиметровой линии  $O_2(b)$ . Штриховые линии соответствуют средневзвешенным яркостным температурам атмосферы

бее [8]. При этих условиях можно разделить собственное излучение поверхности (не зависящее от частоты) и рассеянное им частотно-зависимое излучение атмосферы и определить несколько параметров СП. В общем случае яркостная температура поверхности  $T_{\rm b}(\nu_i)$  на частоте  $\nu_i$  складывается из собственного теплового излучения и рассеянного в объёме и/или на границе с воздухом нисходящего излучения атмосферы.

Решение уравнения переноса излучения для полубесконечного слоя на частотах  $\nu_i$  имеет вид

$$T_{\rm b}(\nu_i) = kT + (1-k)T(\nu_i), \tag{1}$$

где  $i = 1, ..., N_i$ ; T — средняя физическая температура скин-слоя покрова, k — коэффициент излучения поверхности,  $\tilde{T}(\nu_i)$  — яркостная температура нисходящего излучения атмосферы, усреднённая по верхней полусфере с весом индикатрисы рассеяния поверхности. Для поверхности, рассеивающей по закону Ламберта, эта яркостная температура равна [9, 10]

$$\tilde{T}(\nu_i) = 2 \int_{0}^{\pi/2} T_{\rm a}(\nu_i, \theta) \cos \theta \sin \theta \, \mathrm{d}\theta,$$

где  $T_{\rm a}(\nu_i, \theta)$  — яркостная температура нисходящего излучения атмосферы под зенитным углом  $\theta$ .

Спектр  $\tilde{T}(\nu)$  приведён на рис. 1 штриховой линией. Следует отметить, что  $\tilde{T}(\nu) \approx T_{\rm a}(\nu, 53^{\circ})$ . Это позволяет для оценки температуры  $\tilde{T}(\nu)$  ограничиться (при ясной атмосфере) измерениями нисходящего излучения под углом  $\theta \approx 53^{\circ}$ .

Решая систему уравнений (1), в общем случае избыточную (если число частотных каналов больше 2-х), можно одновременно определить коэффициент излучения скин-слоя и его физическую температуру. Если имеются измерения излучения покрова и атмосферы на двух близких частотах  $\nu_1$  и  $\nu_2$ , для которых температуры  $\tilde{T}(\nu_i)$  значительно отличаются друг от друга, то из

системы двух уравнений (1) при i = 1, 2 получим

$$k = 1 - \frac{T_{\rm b}(\nu_2) - T_{\rm b}(\nu_1)}{\tilde{T}(\nu_2) - \tilde{T}(\nu_1)}.$$
(2)

Очевидно, что из этой же системы можно найти также и физическую температуру эффективно излучающего слоя покрова (скин-слоя) [11]

$$T = \frac{T_{\rm b}(\nu_2)\tilde{T}(\nu_1) - T_{\rm b}(\nu_1)\tilde{T}(\nu_2)}{T_{\rm b}(\nu_2) - T_{\rm b}(\nu_1) - \tilde{T}_{\rm b}(\nu_2) + \tilde{T}_{\rm b}(\nu_1)}.$$
(3)

Важно отметить, что обе величины относятся к одному и тому же слою покрова, где происходит формирование излучения в соответствующем частотном диапазоне.

Систематические ошибки в определении коэффициента излучения СП, связанные с его возможной частотной зависимостью [8] в полосе анализа с шириной 5 ГГц, максимальны для старого сухого крупнокристаллического снега с температурой около 273 К. На склоне 5-миллиметровой полосы и 2,5-миллиметровой линии  $O_2$  они не превышают 0,007 и 0,002 соответственно. В этих же условиях ошибки в определении физической температуры скин-слоя не более 0,5 и 0,3 К соответственно.

Заметим, что при зондировании лишь на одной частоте для расчёта коэффициента излучения, кроме яркостной температуры нисходящего излучения атмосферы, необходима информация о физической температуре скин-слоя, которая при дистанционном зондировании неизвестна. Обычно её полагают равной температуре приземного слоя воздуха, и тогда коэффициент излучения можно получить из уравнения

$$k = 1 - \frac{T - T_{\rm b}}{T - \tilde{T}} \,. \tag{4}$$

С помощью выражения (4) можно показать, что эта неопределённость в физической температуре СП приводит к ошибкам в определении k, тем большим, чем выше яркостная температура атмосферного излучения. Эта ошибка относительно невелика при зондировании в сантиметровом диапазоне и длинноволновой части миллиметрового диапазона (при ясной атмосфере), но становится существенной в коротковолновой части миллиметрового диапазона. Предлагаемый нами метод позволяет не только исключить ошибку определения коэффициента излучения, связанную с неопределённостью величины T, но и оценить саму физическую температуру.

Рассеяние микроволнового излучения в слое снега увеличивается с ростом отношения размеров кристаллов к длине волны зондирующего излучения. В результате с повышением частоты уменьшаются коэффициент излучения слоя сухого СП и толщина его скин-слоя. Последняя также зависит от плотности снега, его влажности и микроструктуры. Для сухого СП она может меняться от нескольких миллиметров в коротковолновой части миллиметрового диапазона длин волн до нескольких метров в сантиметровом диапазоне [12]. С увеличением влажности СП его коэффициент излучения увеличивается, а толщина скин-слоя резко уменьшается, и уже при влажности 1÷3 % покров становится непрозрачным для микроволнового излучения.

Если реализовать многочастотные измерения в нескольких участках спектра с сильной частотной зависимостью  $T(\nu)$  (на склонах различных линиий или полос излучения атмосферы), то можно найти T и k для разных по глубине слоёв. Температурный профиль СП определяет перенос тепла и влаги внутри слоя снега и приземного слоя атмосферы, а также процессы метаморфизма ледяных кристаллов в слое снега. Коэффициент излучения СП (зондируемый слой, конечно, может включать и подстилающий грунт при достаточно малой толщине СП) связан с его



Рис. 2. Блок схема трёхдиапазонного спектрорадиометра: 1, 2 и 3 — антенны диапазонов 6; 2,5 и 8 мм соответственно, 4 — компьютер, 5 — цифро-аналоговые преобразователи, 6 — модуляторыкалибраторы, 7 — вентили, 8 — малошумящие усилители, 9 — полосовые фильтры, 10 — гетеродин, 11 и 12 — смесители диапазонов 6 и 2,5 мм соответственно, 13 — усилители промежуточной частоты, 14 — детектор, 15 — банк фильтров, 16 — аналого-цифровой преобразователь

толщиной, водным эквивалентом, плотностью и структурой: размерами кристаллов льда, стратификацией. Эти характеристики, в принципе, могут быть восстановлены из данных измерений при использовании в качестве априорной информации моделей СП, например моделей HUT [13] и MEMLS [14]. В настоящее время не существует общей теории взаимодействия микроволнового излучения с такой электродинамически сложной средой, как СП. Большинство существующих методов описания излучения СП основываются на эмпирических и полуэмпирических связях его параметров с характеристиками его излучения и рассеяния. Как правило, для восстановления этих параметров при дистанционном зондировании приходиться учитывать региональные особенности формирования СП.

#### 2. АППАРАТУРА

Для реализации многочастотного метода в ИПФ РАН был разработан автоматизированный трёхдиапазонный спектрорадиометр. Он включает в себя два трёхканальных спектрорадиометра, один из которых работает в 6-миллиметровом диапазоне длин волн в полосе частот, лежащей на низкочастотном склоне полосы молекулярного кислорода (диапазон частот  $50\div55$  ГГц), а второй осуществляет приём на низкочастотном склоне линии O<sub>2</sub> с резонансной длиной волны 2,5 мм (диапазон частот  $113\div118$  ГГц). В его состав включён также одноканальный широкополосный радиометр 8-миллиметрового диапазона с входной полосой  $36\div38$  ГГц, позволяющий зондировать СП с толщиной до нескольких метров [12]. Блок-схема прибора приведена на рис. 2.

Приёмники 6- и 2,5-миллиметровых диапазонов длин волн построены по супергетеродинной схеме с одним общим гетеродином с фазовой автоподстройкой частоты по кварцевому генерато-

ру, имеющему относительную стабильность частоты не хуже  $10^{-5}$ . На входе 6-миллиметрового приёмника установлен малошумящий усилитель высокой частоты. Широкополосный одноканальный приёмник 8-миллиметрового диапазона длин волн является приёмником прямого усиления. Скалярные гофрированные рупорные антенны всех трёх радиометров имеют диаграммы направленности с одинаковой шириной по половинному уровню около 5°. Между антеннами и входами приёмников включены модуляторы-калибраторы (М-К) — устройства, обеспечивающие поочерёдное подключение к входам приёмников измеряемого сигнала от антенн и подачу на их входы шумовых калибровочных сигналов с двумя различными уровнями [15], которые задаются посредством изменения управляющего тока М-К. Стабильность уровней калибровочных сигналов обеспечивается стабилизацией управляющего тока и температуры М-К. Термостатированы как спектрорадиометр в целом, так и каждый М-К. Точность поддержания температуры М-К составляла  $\pm 0,2$  К. Периодическое переключение состояний М-К с частотой 2 Гц осуществляется программно, с помощью персонального компьютера через цифро-аналоговые преобразователи. Оцифрованные с измерается их веходам термоторацион в компьютера через ЦЗВ-интерфейс поступают в компьютер, где происходит их временно́е



Рис. 3. Внешний вид спектрорадиометра

усреднение и калибровка по шумовым сигналам М-К. Управление термостатами и контроль температур М-К также осуществляется с помощью персонального компьютера. Апертуры антенн защищены радиопрозрачным водоотталкивающим материалом. Флуктуационная чувствительность прибора при времени накопления 1 с с учётом калибровки составляет 0,03; 0,2÷0,3; 0,5÷0,6 К для 8-, 6- и 2,5-миллиметровых диапазонов длин волн соответственно.

Внешний вид спектрорадиометра приведён на рис. 3 (радиопрозрачная защита снята).

Спектрорадиометр устанавливается на поворотном устройстве, автоматическое управление, которым также осуществляется с помощью компьютера.

# 3. МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Для апробации методики и испытания макета спектрорадиометра был выполнен цикл натурных измерений характеристик излучения СП. Измерения проводились в апреле 2015 года на тестовой площадке Арктического исследовательского центра Финского метеорологического института (Finnish Meteorological Institute, Arctic Research Centre, г. Соданкюля, Финляндия, 67°25′0″ с. ш., 26°36′0″ в. д.). Прибор был установлен на мачте, на высоте около 3 м над поверхностью почвы. Измерения велись в автоматическом режиме круглосуточно.

Для сезона измерений было характерно периодическое таяние СП днём и замерзание в ночное время. Высота СП менялась от 80 до 40 см.

Для реализации описанного выше метода зондирования СП с помощью спектрорадиометра периодически проводились измерения яркостной температуры СП, а также нисходящего излучения атмосферы при нескольких зенитных углах. Рассчитывалась средняя по верхней полусфере яркостная температура нисходящего излучения и в соответствии с выражениями (1) определялись коэффициент излучения и физическая температура СП. Для диапазона длин волн 8 мм



Рис. 4. Пример зависимости от времени результатов измерений физической температуры (*a*) и коэффициента излучения (*б*) СП. По горизонтальным осям отложены числа апреля 2015 года

коэффициент излучения находился по формуле (4) в предположении известной физической температуры СП.

Параллельно с микроволновыми измерениями проводились непрерывные контактные измерения толщины СП, а также профиля температуры с помощью автоматического прибора — линейки датчиков. Последние были расположены (с интервалом 10 см) на штанге, стационарно установленной в грунте. Также иногда проводились измерения с помощью ручного электронного термометра в снежном шурфе. В последнем случае привязка по глубине осуществлялась к поверхности СП. Необходимо заметить, что измеритель толщины СП и стационарные датчики температуры находились на некотором расстоянии друг от друга, а также от участка, излучение которого измерялось микроволновым прибором. Кроме того, наблюдалось вытаивание СП вокруг штанги автоматического измерителя температуры, так что было затруднительно определить, находился ли верхний датчик внутри СП или в воздухе над ним.

На рис. 4*a* приведён пример экспериментальной временной зависимости средней физической температуры скин-слоя СП для диапазонов длин волн 6 и 2,5 мм, а на рис. 4*б* — временная зависимость коэффициента излучения СП для тех же диапазонов. Угол измерения составлял 53° от надира. Толщина СП по данным автоматического измерителя составляла около 60 см. Показанный промежуток времени включал периоды с положительной температурой воздуха днём и отрицательной — ночью. Перед началом измерений в течение нескольких дней наблюдалась устойчивая

ясная погода без осадков. На глубине 0÷20 см размеры кристаллов составляли 1,0÷1,5 мм. Десятого апреля на слой старого крупнозернистого снега выпал слой свежего мелкокристаллического снега с толщиной около 7 см. Через несколько дней в результате метаморфизма кристаллы в новом слое укрупнились и он по своей плотности и структуре приблизился к нижележащему слою. На рис. 4*a* тонкой сплошной серой линией приведён ход температуры воздуха над поверхностью СП (на уровне 60 см от грунта), полученный с помощью стационарного автоматического устройства. Сплошной линией с белыми точками изображён ход средней физической температуры скин-слоя СП, рассчитанной по формуле (3), для диапазона длин волн 2,5 мм. Сплошная линия с чёрными точками соответствует средней физической температуре скин-слоя СП для диапазона длин волн 6 мм. Линии на рис. 4*a* показаны результаты измерений температуры СП ручным контактным термометром на его поверхности, звёздочками — в шурфе, на глубине 10 см от поверхности.

Временной ход физической температуры скин-слоя, полученный с помощью микроволнового прибора в обоих диапазонах длин волн, хорошо коррелирует с ходом показаний температуры стационарного автоматического прибора и ручного контактного термометра. Все три прибора регистрируют повышение физической температуры СП в дневное время и понижение ночью. Однако следует заметить, что наблюдались значительные расхождения в абсолютных температурах СП, полученных с помощью стационарного прибора и ручного термометра. Объясняется это, вероятно, неопределённостью уровня верхнего датчика стационарного термометра относительно поверхности СП из-за большого (10 см) шага между датчиками, а также различием параметров СП в местах расположения приборов.

Относительно особенностей поведения физических температур СП, полученных из микроволновых измерений, следует отметить следующее.

1) Результаты микроволновых измерений ближе к показаниям ручного термометра и в основном лежат между значениями температуры на поверхности и глубине 10 см, что согласуется с ожидаемой для этих условий глубиной формирования микроволнового излучения [12].

2) Амплитуда вариаций температуры СП для диапазона длин волн 2,5 мм в среднем больше, чем для 6-миллиметрового диапазона, что объясняется большей глубиной формирования излучения в длинноволновом диапазоне и затуханием суточной тепловой волны с глубиной.

3) Разность температур СП в слоях формирования микроволнового излучения в диапазонах длин волн 2,5 и 6 мм меняет свой знак от дня к ночи, что говорит об изменении направления потока тепла (вниз днём и вверх ночью).

4) Амплитуда суточных вариаций температуры скин-слоя 6-миллиметрового излучения существенно уменьшилась после снегопада 10 апреля, тогда как в скин-слое 2,5-миллиметрового излучения она практически не изменилась. Этот эффект объясняется тем, что верхний слой свежевыпавшего снега с меньшей плотностью имеет существенно более низкую теплопроводность, чем старый крупнокристаллический снег, подвергшийся метаморфизму, в результате чего суточная тепловая волна быстрее затухает с глубиной.

Самые высокие температуры СП, около 273 К, по данным микроволновых измерений наблюдались после полудня 9 апреля. В это время коэффициент излучения (см. рис. 46) резко вырос в обоих диапазонах длин волн до величины около 90 %, что свидетельствует о появлении в верхнем слое СП свободной воды в количестве более  $1\div3$  %. Это приводит к экранированию нижележащих слоёв верхним слоем влажного снега. По мере ночного выхолаживания и увеличения толщины вновь замерзшего слоя снега коэффициент излучения постепенно уменьшался и ночью практически вернулся к прежнему низкому, ночному, значению. Как видно из рис. 46, падение коэффициента излучения в диапазоне длин волн 2,5 мм опережало его падение в диапазоне 6

мм, т.е. толщина вновь замёрзшего слоя существенно раньше превысила толщину скин-слоя для коротковолнового диапазона длин волн, чем для более длинноволнового. В последующие двое суток такого сильного увеличения коэффициента излучения в дневное время не происходило несмотря на то, что температура в верхнем слое по результатам измерений в диапазоне длин волн 2,5 мм 10 апреля составляла примерно 273 К. Это означает, что концентрация свободной воды в поверхностном слое СП не достигла заметной величины или таяния не происходило вовсе. Отсюда очевидно, что изменение коэффициента излучения является более точным индикатором начала таяния, чем температура.

Другой важной особенностью данного примера является заметное увеличение коэффициента излучения для обоих частотных диапазонов после небольшого снегопада 10 апреля, причём увеличение коэффициента излучения в диапазоне длин волн 2,5 мм значительнее, чем в диапазоне 6 мм. Более того, разница в коэффициентах излучения в этих двух диапазонах поменяла знак. Это свидетельствует о том, что слой свежего снега в диапазоне 2,5 мм существенно сильнее экранирует старый СП, чем в 6-мм диапазоне вследствие сильной частотной зависимости коэффициента рассеяния снега. Этот эффект может быть индикатором процесса роста толщины СП в результате снегопада. Эффект сохраняется в течение нескольких часов или дней. В дальнейшем частицы свежего снега укрупняются в результате процессов метаморфизма и свойства верхнего слоя приближаются к свойствам нижележащего слоя старого снега.

### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе предложен метод многочастотного пассивного микроволнового зондирования СП, в котором используются спектральные особенности нисходящего миллиметрового излучения атмосферы, подсвечивающего покров. Метод позволяет одновременно получать информацию о коэффициенте излучения и оценивать физическую температуру различных по глубине слоёв снега.

Разработан и изготовлен макет автоматизированного трёхдиапазонного спектрорадиометра для реализации данного метода зондирования. Для апробации метода выполнен цикл тестовых наземных измерений параметров СП в типичных весенних условиях, включающих периоды его таяния и замерзания.

Экспериментально подтверждена отмеченная ранее в многочисленных экспериментах возможность определения начала таяния СП по резкому увеличению его коэффициента излучения во всех диапазонах. С помощью дистанционного метода продемонстрирована возможность получения информации об изменениях температурного режима в разных по глубине слоях СП, а также о динамике процесса таяния и замерзания верхних слоёв СП.

Оценки показывают, что предлагаемый метод может применяться для мониторинга состояния СП с борта низколетящих носителей с высот в несколько сотен метров. Вопрос о пределах применимости метода с бо́льших высот требует дополнительного анализа с учётом ослабления сигнала от поверхности в атмосфере и вклада собственного излучения столба атмосферы.

Предлагаемый метод может использоваться для исследования процессов, происходящих в толще СП, и взаимодействия СП с атмосферой. Он может также применяться в качестве инструмента проверки и калибровки спутниковых систем зондирования.

Авторы выражают благодарность Д.И. Соболеву, разработавшему антенны спектрорадиометра, А.М. Щитову за существенный вклад в разработку и изготовление спектрорадиометра, В.Г. Божкову и И.В. Петрову за предоставленные модуляторы-калибраторы. Авторы признательны сотрудникам Арктического исследовательского центра за содействие в проведении натурных испытаний прибора, а также за предоставленные данные контактных измерений снежного

покрова. Работа выполнена при поддержке ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса на 2014–2020 годы» (соглашение о предоставлении субсидии 14.607.21.0107 от 28 ноября 2014 между Министерством образования и науки РФ и ИПФ РАН, уникальный идентификатор проекта RFMEFI60714X0107).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Loijens H. S. // Proc. Can. Hydrol. Symp. 11-14 August 1975, Winnipeg, Canada. P. 43.
- 2. Коган Р. М., Назаров И. М., Фридман Ш. Д. Основы гамма-спектроскопии природных сред. М.: Атомиздат, 1969. 520 с.
- 3. Chang A. T. C., Foster J. L., Hall D. K. // Annals of Glaciology. 1987. V. 9. P. 39.
- 4. Grody N.C., Basist A.N. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1996. V. 34, No. 1. P. 237.
- Rees W.G. Physical principles of remote sensing. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 343 p.
- 6. А. с. 1670649 А1 СССР, МПК G 01 V 3/12. Способ определения излучательной способности природных объектов / А.А. Швецов. Заяв. 12.12.1988; Опубл. 15.08.1991. Бюл. № 30. 2 с.
- 7. Зуев В. Е., Комаров В. С. Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 1. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. С. 27.
- 8. Yan B., Weng F., Meng H. // J. Geophys. Res. 2008. 113. Art. no. D19206.
- Швецов А. А., Коротаев Д. В., Федосеев Л. И. // Изв. вузов. Радиофизика. 2005. Т. 48, № 10– 11. С. 905.
- 10. Кузнецов И. В., Федосеев Л. И., Швецов А. А. // Изв. вузов. Радиофизика. 1997. Т. 40. С. 1113.
- 11. Weng F., Yan B, Grody N. C. // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. Art. no. 20115.
- Hallikainen M., Ulaby F., van Deventer T. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1987. V. GE-25, No. 6. P. 737.
- Pulliainen J., Grandell J., Hallikainen M. T. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1999. V. GE-37, No. 3. P. 1378.
- 14. Wiesmann A., Mätzler C. // Remote. Sens. Environ. 1999. V. 70, No. 32. P. 307.
- Федосеев Л. И., Божков В. Г., Геннеберг В. А. и др. // Изв. вузов. Радиофизика. 2007. Т. 50, № 10–11. С. 948.

Поступила в редакцию 16 мая 2016 г.; принята в печать 22 декабря 2016 г.

## REMOTE SENSING OF THE SNOW COVER IN THE MILLIMETER-WAVELENGTH RANGE

A. A. Shvetsov, M. V. Belikovich, O. S. Bol'shakov, V. G. Ryskin, A. M. Feigin, L. I. Fedoseev, A. Korabovsky, and A. V. Averchenko

We present the results of development of a multifrequency method for passive remote sensing of the snow cover using spectral features of the descending atmospheric radiation in the millimeterwavelength range. A description of the automated tri-band spectroradiometer realizing this method is provided. Preliminary results of test measurements of the snow cover parameters by means of the tri-band spectroradiometer are discussed.