

УДК 537.86

МНОГОЧАСТОТНЫЙ РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ ГЛУБИННОГО ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ПОЧВЫ

*К. В. Музалевский * , З. З. Ружечка, В. Л. Миронов*

Институт физики им. Л. В. Киренского СО РАН;

Сибирский государственный аэрокосмический университет им. М. Ф. Решетнева, г. Красноярск, Россия

В данной теоретической работе предложен метод измерения глубинного профиля температуры в поверхностной части деятельного слоя почвы арктической тундры на основе наблюдений радиояркостной температуры при двух различных поляризациях излучения на частотах 1,4; 6,93; 7,3 и 10,7 ГГц. Для расчёта наблюдаемых значений радиояркостной температуры использовались много-частотная физическая модель радиотеплового излучения почв, не покрытых растительным покровом, и диэлектрическая модель арктической тундровой почвы, а также профили температуры, которые были измерены в деятельном слое почвы метеостанцией на озере Тулик на Северном склоне Аляски. Из наблюдаемых значений радиояркостной температуры были восстановлены глубинные профили температуры почвы в приближении кусочно-линейной зависимости с 2010 по 2011 год. Корреляционный анализ профилей температуры, измеренных метеостанцией на озере Тулик и восстановленных из радиометрических данных, показал, что в зимний период на глубинах 0,6 и 16,0 см среднеквадратичные разницы полученных температур не превышают 2,3 и 7,2 °С соответственно, а коэффициент детерминации не превосходит 0,98 и 0,62 соответственно. В летний период погрешность измерения температуры почвы радиометрическим методом оказалась в 2 раза меньше по сравнению с зимним периодом.

ВВЕДЕНИЕ

Температура деятельного слоя почвы отражает интегральные изменения в энергетическом балансе между атмосферой и районами вечной мерзлоты в процессе глобального изменения климата Земли. В настоящее время измерение температуры деятельного слоя почвы в арктическом регионе ведётся с помощью пространственно распределённой сильно разреженной сети метеорологических станций. Малое число подобных станций значительно ограничивает возможности мониторинга температурного режима деятельного слоя арктических почв и не обеспечивает необходимое количество входных данных для климатических моделей. Радиометрические измерения в микроволновом и инфракрасном диапазонах длин волн с помощью спутников дистанционного зондирования чувствительны к температуре суши, имеют высокое пространственное разрешение, покрывают большую часть поверхности арктического региона и могут быть эффективным средством для дополнения малого количества наземных данных.

Наиболее существенные результаты по измерению температуры деятельного слоя почвы в зоне вечной мерзлоты с использованием радиометров опубликованы в работах [1, 2]. В работе [1] на основе данных радиометра MODIS спутников «Терра» и «Аква» в инфракрасном диапазоне длин волн была восстановлена температура поверхности почвы травянисто-кустарниковой тундры на территориях Северного склона Аляски (США) и провинции Квебек (Канада). Установлено, что в течение всех сезонов с 2000 по 2008 год среднеквадратичное отклонение восстановленной температуры почвы от измеренной метеостанцией на глубине 3÷5 см составило 7,7 °С, а соответствующий коэффициент детерминации равен 0,90. При этом более чем в 40 % случаев температура почвы не была восстановлена из-за сильного влияния облачности.

* rsdkm@ksc.krasn.ru

По сравнению с волнами инфракрасного диапазона, волны микроволнового диапазона обладают большей проникающей способностью через снежный и растительный покровы, а также подвержены существенно меньшему воздействию таких погодных условий, как осадки, облачность и др. В работе [2] исследована возможность измерения температуры арктической тундровой почвы на основе данных радиометра AMSR-E спутника «Aqua» в диапазоне частот от 6,9 до 89,0 ГГц. Предложенный метод основывается на решении радиометрического уравнения (учитывающего влияние растительного и снежного покрова) относительно эффективной температуры почвы в предположении однородного изотермического почвенного слоя. Восстановленный глубинный профиль температуры почвы коррелировал с профилем в слое с толщиной 5 см, который измерялся метеостанциями *in situ*. В зависимости от выбора тестового участка на Северном склоне Аляски, среднеквадратичное отклонение восстановленной температуры почвы от истинной варьировалось от 9,2 до 10,5 °С, а коэффициент детерминации — от 0,6 до 0,8 соответственно. Авторы [2] связали такие значительные ошибки восстановления температуры почвы с влиянием больших градиентов температуры и диэлектрической проницаемости в поверхностной части деятельного слоя почвы.

В работе [3] на основе радиометрических многочастотных измерений на длинах волн 0,8; 3; 9 и 13 см восстановлены подповерхностные профили температуры и эволюция температуры поверхности почвы, а также оценены влажность, температуропроводность, комплексная диэлектрическая проницаемость и глубина промерзания минеральной почвы. Получены интегральные уравнения для подповерхностной температуры почвы и развит метод восстановления профиля температуры при экранировке излучающей поверхности почвы. В уравнениях, связывающих радиояркостную температуру с профилем температуры в почве, коэффициент отражения полагался равным нулю. Вследствие этого в излучательной способности почвы не учитывались профиль температуры, температурная зависимость диэлектрической проницаемости деятельного слоя почвы, а также степень шероховатости границы раздела воздух—почва. Предложенная схема зондирования была реализована, что подтвердило возможность восстановления глубинного профиля температуры. Метод, развитый в работе [3], можно использовать для восстановления профиля температуры почвы, используя данные дистанционного зондирования и априорные оценки коэффициента отражения почвенного покрова. В отличие от проведённых авторами работы [3] исследований, в данной работе изучается возможность восстановления профиля температуры почвы, при этом для вычисления коэффициента отражения, входящего в уравнение радиометрии, строится модель, которая учитывает профиль температуры, температурную зависимость диэлектрической проницаемости деятельного слоя почвы, а также степень шероховатости границы раздела воздух—почва.

В отличие от рассмотренных исследований, в работе [4] используется физическая модель радиотеплового излучения с учётом коэффициента отражения, вычисляемого с использованием профилей температуры деятельного слоя почвы и температурной зависимости диэлектрической проницаемости органических почв, характерной для арктической тундры. С использованием подхода, развитого авторами работы [4], в работе [5] на основе радиометрических данных космического аппарата SMOS проведено восстановление профиля температуры в деятельном слое арктической почвы на Северном склоне Аляски. Использование угловых зависимостей радиояркостной температуры, наблюдаемой при горизонтальной и вертикальной поляризациях электрического поля и частоте 1,4 ГГц в диапазоне углов от 0° до 65°, позволило восстановить глубинный профиль температуры почвы в слое с толщиной 16 см со среднеквадратичным отклонением от истинного не более 5,5 °С.

Из анализа литературы следует, что актуальный вопрос о возможности измерения глубинного профиля температуры в арктической тундровой почве с использованием данных многочастотных микроволновых радиометров является открытым. В данной работе предлагается ис-

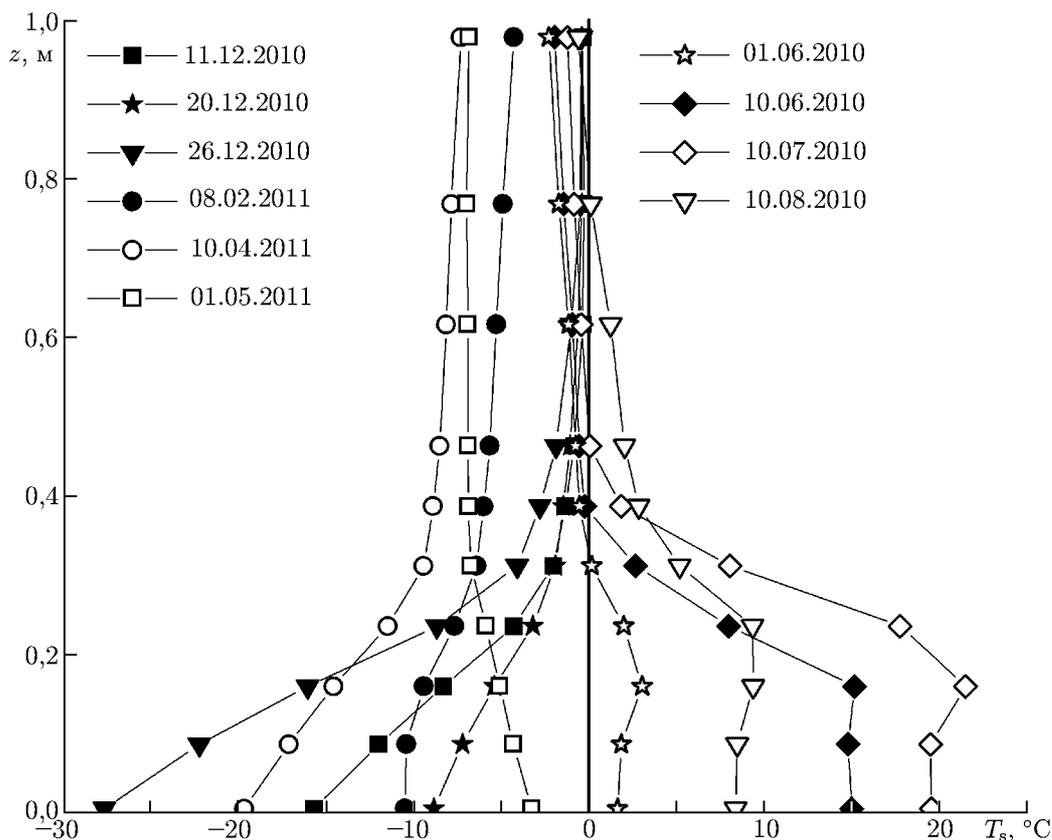


Рис. 1. Типичные профили температуры, измеренные метеостанцией на озере Тулик в деятельном слое почвы в течение 2010–2011 годов

пользовать радиометрические наблюдения на частотах 1,4; 6,93; 7,3 и 10,7 ГГц для измерения глубинного профиля температуры в деятельном слое почвы арктической тундры. Данные частоты используются в радиометрах MIRAS и AMSR2, функционирующих в настоящее время на космических аппаратах SMOS и GCOM-W1 соответственно. Расчёт наблюдаемых значений радиояростной температуры будет осуществляться с использованием диэлектрической модели арктической тундровой почвы [6] и многочастотной полуэмпирической модели радиотеплового излучения почв, не покрытых растительным покровом, которая в данной работе будет получена на основе экспериментальных данных [7]. Наблюдаемые значения радиояростной температуры будут рассчитаны на основе профилей температуры, измеренных метеостанцией на озере Тулик на Северном склоне Аляски. Решение уравнения радиометрии будет проводиться относительно профиля температуры почвы в приближении кусочно-линейной функции.

1. ДАННЫЕ О НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЯХ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВЫ

В качестве подспутникового тестового участка, для которого проводилось теоретическое исследование, была выбрана территория Северного склона Аляски вблизи озера Тулик (68,6275° с. ш., 149,5950° з. д.). Выбор данного участка связан с тем, что на нём были отобраны образцы почвенного покрова, на основе которых была построена температурно-зависимая модель комплексной диэлектрической проницаемости (КДП) почвы [6], а также то, что для данного участка в открытом доступе имеются детальные профили температуры и влажности деятельного слоя почвы [8]. Метеостанция на озере Тулик измеряет усреднённые за сутки профили

температуры почвы на глубинах 0,6; 8,7; 16,0; 23,6; 31,2; 38,7; 46,3; 61,6; 76,8; 97,8 см и влажности почвы на глубинах 9; 12; 38; 39 и 68 см [8]. В качестве примера на рис. 1 приведены некоторые глубинные профили температуры почвы $T_s(z)$, относящиеся к зимнему и летнему периодам. Из этого рисунка видно, что в поверхностном слое почвы с толщиной 16 см в зимний период зависимость температуры от глубины близка к линейной, а в летний период температура практически не меняется с глубиной. Ландшафт тестового участка представляет собой типичную арктическую тундру. Участок покрыт мхом и невысокими травами [9]. Верхний горизонт почвенного покрова с толщиной от 4 до 15 см сформирован органическими почвами со средней плотностью сухого сложения от 0,08 до 0,36 г/см³ [10]. Глубина оттаивания почвенного покрова достигает 50÷70 см, а максимальная толщина снежного покрова варьируется от 20 до 40 см [9]. Средняя объёмная влажность поверхностного слоя почвы с толщиной 9 см в летний период слабо меняется от года к году и составляет примерно 0,45.

Основываясь на приведённых выше данных, для построения модели радиотеплового излучения тундровых почвенных покровов будем исходить из следующих приближений. Во-первых, почвенный покров будем представлять в виде слоистого полупространства, КДП которого является функционалом профиля температуры почвы. Во-вторых, будем считать, что почвенный покров сформирован лишь органическими почвами. В третьих, будем пренебрегать рассеянием и затуханием электромагнитных волн в снежном и растительном покровах. В следующем разделе представлена модель радиотеплового излучения почв, построенная на основе изложенных допущений.

2. МНОГОЧАСТОТНАЯ МОДЕЛЬ РАДИОТЕПЛОвого ИЗЛУЧЕНИЯ ПОЧВЫ

В самом общем случае радиотепловое излучение плоскостойких почвенных покровов, не покрытых растительностью и снегом, в микроволновом диапазоне длин волн может быть описано с помощью полуэмпирического радиометрического уравнения [11]

$$T_{B,p}^{\text{th}}[\theta_0, \varepsilon(z)] = \eta_p[\theta_0, \varepsilon(z)] T_{\text{eff}}[\theta_0, \varepsilon(z)]. \quad (1)$$

Здесь

$$\eta_p[\theta_0, \varepsilon(z)] = 1 - \{ (1 - Q) |R_p[\theta_0, \varepsilon(z)]|^2 + Q |R_q[\theta_0, \varepsilon(z)]|^2 \} \exp(-H_r \cos^{N_p} \theta_0), \quad (2)$$

$$T_{\text{eff}}[\theta_0, \varepsilon(z)] = \int_0^{\infty} T_s(z) \frac{k_0 \kappa_s[\varepsilon(z)]}{\cos \theta[\theta_0, \varepsilon(z)]} \exp \left\{ - \int_0^z \frac{k_0 \kappa_s[\varepsilon(z')]}{\cos \theta[\theta_0, \varepsilon(z')] } dz' \right\} dz, \quad (3)$$

$T_{B,p}^{\text{th}}[\theta_0, \varepsilon(z)]$ — радиояркость температура на вертикальной ($p = \text{V}$, $q = \text{H}$) или горизонтальной ($p = \text{H}$, $q = \text{V}$) поляризации электрической компоненты излучения, $\varepsilon(z) = \varepsilon[\rho_d, m, T_s(z), f]$ — относительная КДП почвы, которая является функцией плотности ρ_d , влажности m , профиля температуры почвы $T_s(z)$ и частоты электромагнитного поля f , θ_0 — отсчитываемый от нормали угол наблюдения радиояростной температуры, $\eta_p[\theta_0, \varepsilon(z)]$ — излучательная способность почвы, $T_{\text{eff}}[\theta_0, \varepsilon(z)]$ — эффективная температура почвы [12], Q — параметр деполяризации, учитывающий кросс-поляризационную компоненту, $R_{p,q}[\theta_0, \varepsilon(z)]$ — коэффициент отражения плоской электромагнитной волны от слоистой среды, H_r — параметр шероховатости поверхности почвы, N_p — степень угловой зависимости параметра шероховатости поверхности почвы, $\theta[\theta_0, \varepsilon(z)]$ — угол между нормалью к волновому фронту плоской волны и осью z в деятельном слое почвы на глубине z , $k_0 = 2\pi f/c$ — волновое число свободного пространства, c — скорость света в вакууме,

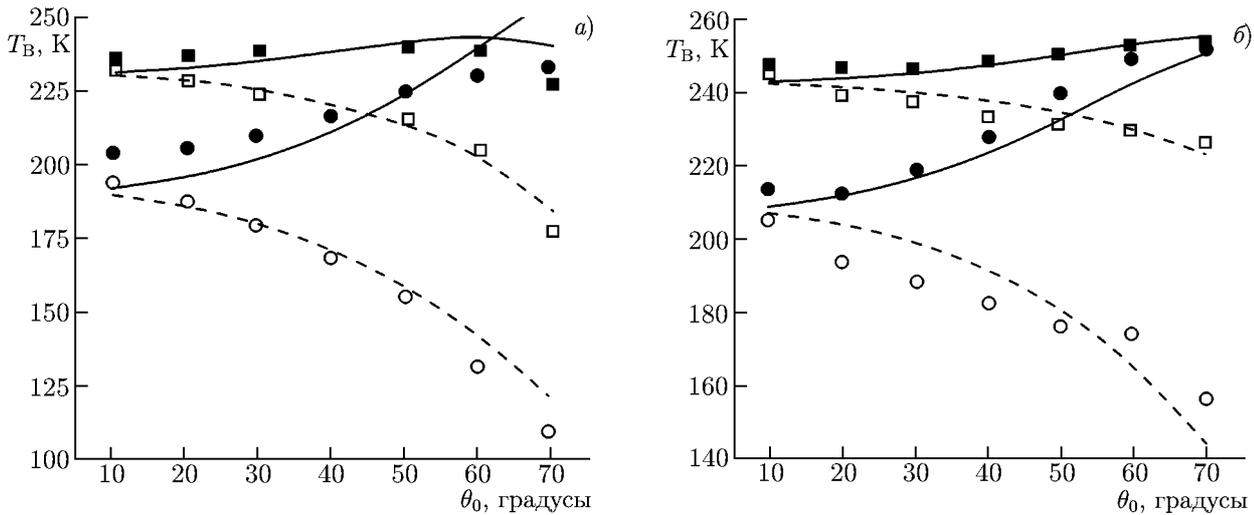


Рис. 2. Угловые зависимости радиояростной температуры, наблюдаемые на частоте 1,4 ГГц (а) и 10,7 ГГц (б). Закрашенными и незаполненными символами обозначены измеренные, а сплошной и штриховой линиями — рассчитанные значения радиояростной температуры для вертикальной и горизонтальной поляризаций соответственно. Квадраты соответствуют среднеквадратичному отклонению высот неровностей поверхности почвы $\sigma = 2,45$ см, а круги — $\sigma = 0,73$ см. Температура почвы равна 20°C . Объёмная влажность почвы равна 0,250 и 0,259 при $\sigma = 2,45$ и 0,73 см соответственно

$\kappa_s[\varepsilon_s(z)] = \text{Im} \sqrt{\varepsilon(z)}$ — нормированный коэффициент затухания в деятельном слое почвы на глубине z .

Как видно из модели (1)–(3), радиояростная температура (1) является функционалом профиля КДП и в самом общем случае не может быть рассчитана аналитически. В случае слоистой среды коэффициент отражения, входящий в уравнение (2), и функционал (3) находились численно методом итераций [13] и методом Симпсона [14], соответственно. Для численного расчёта коэффициента отражения и функционала (3) деятельный слой почвы разбивался на n элементарных слоёв, координаты границ которых задавались в виде узлов сетки $z_1 = 0, \dots, z_i, \dots, z_n$ с равномерным шагом. Верхний предел интегрирования в несобственном интеграле (3) задавался равным z_n . Коэффициент отражения Френеля (см. формулу (2)) и функционал (3) рассчитывались с учётом преломления электромагнитной волны в деятельном слое почвы, при этом в соседних элементарных слоях с номерами i и $i + 1$ углы падения θ_i , и преломления θ_{i+1} электромагнитной волны связаны законом Снеллиуса

$$\cos \theta_{i+1} = \sqrt{1 - (\varepsilon_i/\varepsilon_{i+1}) \sin^2 \theta_i},$$

причём $\theta_{i=1} = \theta_0$. Изложенный подход численного расчёта позволяет учесть влияние на радиояростную температуру (1) температурно-зависимой комплексной диэлектрической проницаемости и температуры почвы, неоднородных по глубине в деятельном слое.

Связь параметров Q, H_r, N_p в модели (1)–(3) со среднеквадратичным отклонением высот неровностей поверхности почвенного покрова σ и частотой электромагнитного поля f мало изучена. Преимущественно данные параметры определяются эмпирически при минимизации нормы невязки между моделью (1)–(3) и экспериментально измеренной радиояростной температурой [15]. Найдём связь параметров Q, H_r, N_p с частотой электромагнитного поля и среднеквадратичным отклонением высот неровностей поверхности почвенного покрова на основе реанализа

экспериментальных данных, приведённых в работе [7]. В последней проведены измерения угловой зависимости радиояркой температуры на вертикальной и горизонтальной поляризациях на частотах 1,4; 5,0 и 10,7 ГГц над талым почвенным покровом без растительности при вариации среднеквадратичного отклонения высот неровностей поверхности почвенного покрова от 0,21 до 2,45 см и при различном гранулометрическом составе почв. Массовое содержание глины m_c варьировалось от 0,14 до 0,25. Некоторые измеренные угловые зависимости радиояркой температуры T_B приведены на рис. 2.

Для описания с помощью радиометрического уравнения (1) угловых зависимостей радиояркой температуры, аналогичных изображённым на рис. 2, сделаем следующие допущения. Во-первых, в выражении (2) примем $N_H = N_V = 0$. Во-вторых, будем считать температуру почвы равной T_s . Тогда уравнение (3) запишется в виде $T_{\text{eff}}(\theta) = T_s$. В-третьих, пусть параметры Q и H_r в выражении (2) являются функциями от σ и f :

$$\begin{aligned} Q &= a[1 - \exp(-b[\text{см}^{-1} \cdot \text{ГГц}^{-2}]\sigma[\text{см}](f[\text{ГГц}^2]))], \\ H_r &= p[1 - \exp(-d[\text{см}^{-1} \cdot \text{ГГц}^{-2}]\sigma[\text{см}](f[\text{ГГц}^2]))]. \end{aligned} \quad (4)$$

Параметры a , b , p , d найдём путём минимизации нормы невязки между измеренными (см. рис. 2) и рассчитанными по формулам (1)–(4) угловыми зависимостями радиояркой температуры. Процесс минимизации осуществлялся с использованием алгоритма Левенберга–Макварда [16]. В результате были получены следующие оптимальные значения параметров: $a = 0,34 \pm 0,12$, $b = 0,60 \pm 0,28 \text{ см}^{-1} \cdot \text{ГГц}^{-2}$, $p = 0,65 \pm 0,09$, $d = 0,03 \pm 0,01 \text{ см}^{-1} \cdot \text{ГГц}^{-2}$. В качестве примера на рис. 2 приведены рассчитанные на основе модели (1)–(4) угловые зависимости радиояркой температуры в случае относительно гладкой ($\sigma = 0,73 \text{ см}$) и шероховатой ($\sigma = 2,45 \text{ см}$) поверхности почвенного покрова для двух частот. Отметим, что при расчёте радиояркой температуры в равенствах (2) и (3) использовалась модель комплексной диэлектрической проницаемости минеральных почв [17]. Результат корреляционного анализа рассчитанных и экспериментальных значений радиояркой температуры представлен на рис. 3. В случае горизонтальной (вертикальной) поляризации коэффициент корреляции и среднеквадратичное отклонение оказались равны 0,97 (0,89) и $5,8^\circ\text{K}$ ($6,3^\circ\text{K}$).

В результате построена математическая модель (1)–(4), которая описывает радиояркую температуру на горизонтальной и вертикальной поляризациях талого почвенного покрова без растительности в диапазоне частот от 1,4 до 10,7 ГГц и при вариациях среднеквадратичного отклонения высот неровностей поверхности почвенного покрова от 0 до 2,45 см. Будем использовать данную модель для расчёта радиотеплового излучения мёрзлых почв, предполагая, что вариации физической температуры почвы будут учтены за счёт входящей в уравнения (2) и (3) температурно-зависимой КДП арктической тундровой почвы [6], а найденные связи (4) не будут

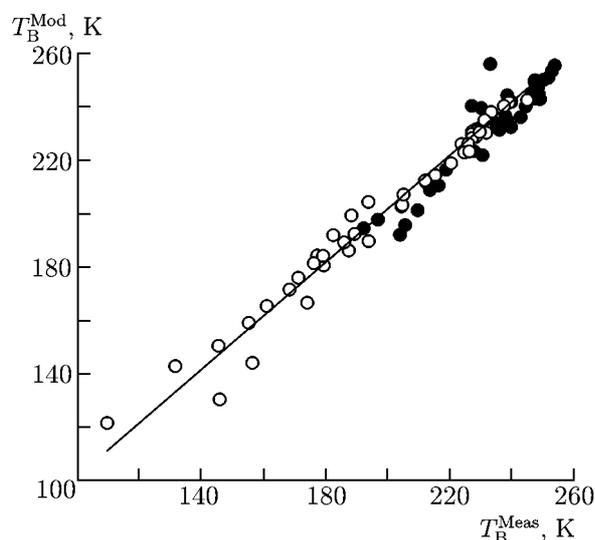


Рис. 3. Корреляционная связь между рассчитанной (T_B^{Mod}) и измеренной (T_B^{Meas}) радиояркой температурой на частоте 1,4; 5,0 и 10,7 ГГц в диапазоне углов наблюдения от 10° до 70° в случае относительно гладкой ($\sigma = 0,73 \text{ см}$) и шероховатой ($\sigma = 2,45 \text{ см}$) поверхности почвы. Закрашенные и незакрашенные символы соответствуют вертикальной и горизонтальной поляризации

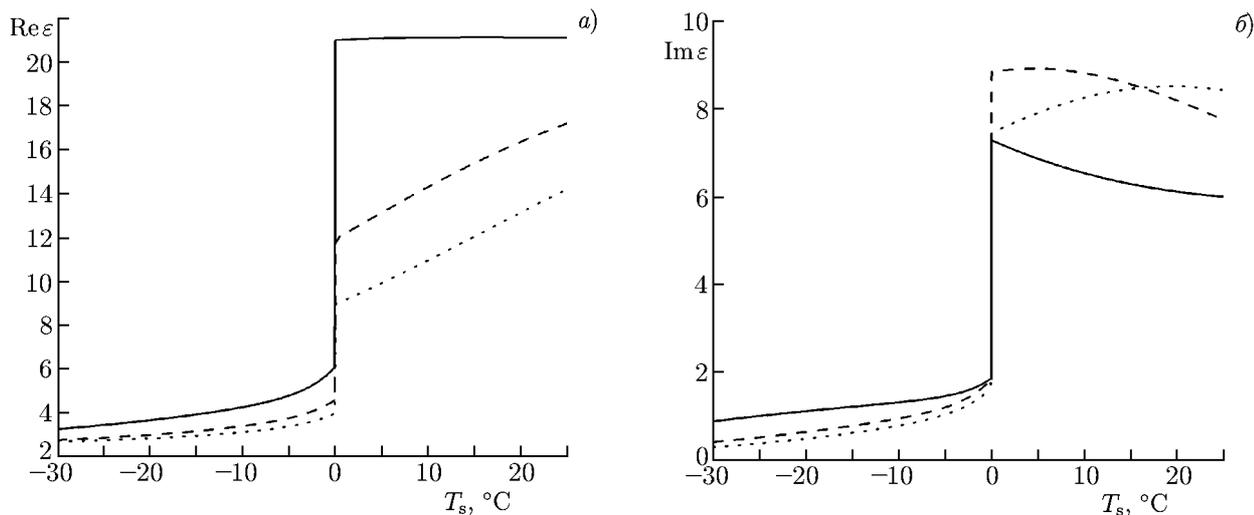


Рис. 4. Действительная (а) и мнимая (б) части КДП почвы, отобранной в районе озера Тулик, рассчитанные на основе модели [6]. Сплошная линия соответствует частоте $f = 1,4$ ГГц, штриховая — частоте $f = 7,3$ ГГц, пунктирная — частоте $f = 10,7$ ГГц

значительно меняться. Отметим, что в предложенной ранее полуэмпирической модели [11] радиотеплового излучения на частоте 1,4 ГГц, которая была экспериментально обоснована для талых минеральных почв при естественных вариациях влажности в полевых условиях и среднеквадратичного отклонения высот неровностей почвенного покрова от 5 мм до 6 см, параметры депolarизации Q и шероховатости H_T оказались не зависимы от диэлектрической проницаемости и влажности почвы. Основной вклад диэлектрической проницаемости и влажности почвы в математической модели (1)–(3) учитывается вследствие вхождения в неё коэффициента отражения и эффективной температуры почвы. Модель КДП [6] была создана на основе почвенных образцов, отобранных в районе расположения метеостанции на озере Тулик. Почвенные образцы содержали 87% органического вещества, 8% кварца и 5% кальцита. Модель [6] позволяет рассчитать КДП почвы $\varepsilon = \varepsilon_s(\rho_d, m_g, T, f)$ как функцию плотности сухого сложения ρ_d , весовой влажности m_g ($0,0 \leq m_g \leq 0,98$), температуры T ($-30^\circ\text{C} \leq T \leq 25^\circ\text{C}$) и частоты f ($0,5 \leq f \leq 15$ ГГц). При этом среднеквадратичное отклонение рассчитанных значений КДП от измеренных не превышает 0,17 [6]. Отметим, что диэлектрическая модель [6] была построена на основе измерений КДП образцов почвенного покрова в процессе замерзания, при этом почвенный образец в измерительной ячейке замерзал при -6°C . При дальнейшем моделировании для обеспечения замерзания почвы при 0°C в диэлектрической модели [6] температурная шкала была сдвинута на 6°C . Подобный искусственный приём допускает относительную погрешность в прогнозируемых действительной и мнимой частях КДП не более 15% в диапазоне температур от -10 до 0°C . В качестве примера на рис. 4 представлены действительная и мнимая части КДП в зависимости от температуры и частоты электромагнитного поля при заданных плотности сухого сложения и объёмной влажности почвы $0,22$ г/см³ и $0,45$ соответственно.

На основе модели радиотеплового излучения (1)–(4), модели КДП [6] и профилей температуры, измеренных метеостанцией на озере Тулик и аналогичных тем, что изображены на рис. 1, рассчитаем временной ход радиояркой температуры на вертикальной и горизонтальной поляризациях для частот 1,4 и 10,7 ГГц с 1 января 2010 года по 31 декабря 2011 года. Среднеквадратичное отклонение высот неровностей поверхности почвенного покрова задавалось равным $\sigma = 2$ см. Плотность почвы считалась равной своему среднему значению $\rho_d = 0,22$ г/см³, измеренному в районе метеостанции на озере Тулик [10] в поверхностном слое с толщиной 20 см.

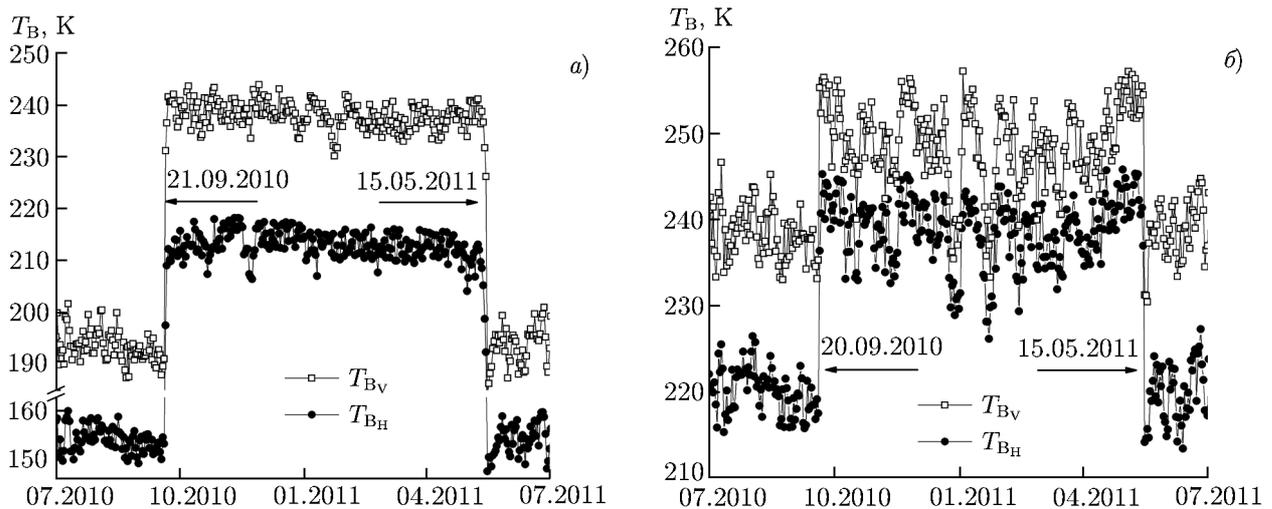


Рис. 5. Динамика радиояростной температуры почвы на частоте 1,4 ГГц (а) и 10,7 ГГц (б) с 1 июля 2010 года по 1 июля 2011 года. По горизонтальной оси отложены месяц и год

Весовую влажность почвы $m_g = m_v/\rho_d$ зададим, используя среднее значение объёмной влажности почвы $m_v = 0,45$, измеренное метеостанцией на озере Тулик в летний период в течение 2010–2011 годов. При численном расчёте коэффициента отражения (см. формулу (2)) и эффективной температуры (3) число элементарных слоёв задавалось равным $n = 220$. Верхний предел интегрирования в несобственном интеграле (3) брался равным $z_n = 1$ м. При этом расчёт радиояростной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризациях обеспечивался с относительной погрешностью менее 1% при увеличении числа элементарных слоёв с 220 до 240. Полученные временные зависимости радиояростной температуры приведены на рис. 5.

Из данных, приведённых на рис. 5, видно, что процесс заморозания (оттаивания) почвенного покрова сопровождается резким увеличением (уменьшением) радиояростной температуры. При этом из данных по радиояростной температуре на частоте 1,4 ГГц (см. рис. 5а) следует, что почва стала мёрзлой на 1 день позже, чем из данных по радиояростной температуре на частоте 10,7 ГГц (см. рис. 5б). Этот факт можно объяснить тем, что глубина зондирования на частоте 1,4 ГГц превышает толщину первоначально промёрзшего поверхностного слоя почвы, которая сравнима с глубиной зондирования на частоте 10,7 ГГц, вследствие чего по мере движения фронта промерзания вглубь почвы сначала испытывает скачок радиояростная температура на частоте 10,7 ГГц, а затем на частоте 1,4 ГГц.

В следующем разделе на основе данных, приведённых на рис. 4, будет развит метод восстановления профиля температуры в поверхностном слое почвенного покрова. Данные, представленные на рис. 5, будут выступать в роли исходных «измеренных» значений радиояростной температуры почвы.

3. МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ

Как было отмечено в разделе 1, профили температуры (см. рис. 1) в слое почвы с толщиной 16 см могут быть представлены в виде линейной функции от глубины. В качестве модели профиля температуры в деятельном слое почвы примем кусочно-линейную функцию

$$T_s(z) = \begin{cases} T_0 + T_g z, & z < z_L; \\ T_0 + T_g z_L, & z \geq z_L. \end{cases} \quad (5)$$

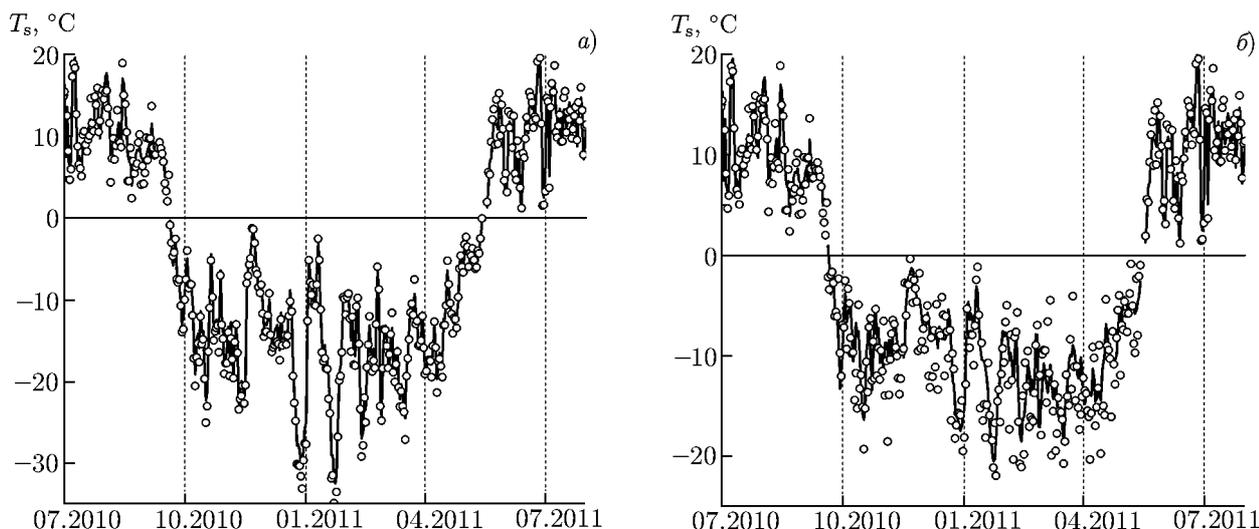


Рис. 6. Температура почвы, измеренная метеостанцией на озере Тулик (сплошная линия) и восстановленная из радиометрических данных (кружки), на глубинах 0,6 (а) и 16 см (б). В летний период измеренная на метеостанции температура приводится для глубины 0,6 см. По горизонтальной оси отложены месяц и год

Здесь T_0 и T_g — температура на поверхности почвы и градиент температуры в слое почвы с толщиной z_L соответственно. Температура глубже точки $z = z_L$ принимается постоянной и равной $T_0 + T_g z_L$. В соответствии с моделью (1)–(5), яркостная температура $T_{B,p}^{th}(\theta)$ может быть рассмотрена как функция вида

$$T_{B,p}^{th}(\theta) = T_{B,p}^{th}(f_i, \theta, \rho_d, m_g, T_0, T_g, z_l, \sigma). \tag{6}$$

Частоты f_j ($j = 1, \dots, 4$) и угол наблюдения θ радиояркостной температуры зададим равными величинам, характерным для спутников радиотеплового зондирования, функционирующих в настоящее время, а именно $f_1 = 1,4$ ГГц (SMOS/MIRAS), $f_2 = 6,93$ ГГц, $f_3 = 7,3$ ГГц, $f_4 = 10,7$ ГГц (GCOM-W1/AMSR2) и $\theta = 55^\circ$. Как следует из данных метеостанции на озере Тулик, средняя влажность поверхностного слоя почвы с толщиной 9 см в летний период слабо варьируется от года к году. С целью уменьшения числа параметров, требуемых для восстановления яркостной температуры согласно выражению (6), весовую влажность почвы m_g будем рассчитывать, используя среднее значение объёмной влажности почвы $m_v = 0,45$ см³/см³, измеренное метеостанцией на озере Тулик в летний период в течение 2010–2011 годов. Зафиксируем также толщину слоя почвы $z_L = 16$ см, в которой имеется градиент температуры. Как следует из данных метеостанции (см. раздел 1 и рис. 1), в летний период температура в слое с толщиной 16 см слабо варьируется с глубиной. Исходя из данного приближения, будем считать, что в летний период $T_s(z) = T_s$, тогда $T_{eff}(\theta) = T_s$. Таким образом, восстановлению в (6) подлежит следующая совокупность параметров: ρ_d, T_0, T_g, σ в зимний период и ρ_d, T_0, σ в летний период. Далее будем обозначать совокупность этих параметров вектором \mathbf{p} .

Алгоритм восстановления параметров \mathbf{p} построен на основе минимизации нормы невязки между «измеренными» $T_{B,p}^m(f_j)$ и рассчитанными $T_{B,p}^{th}(f_j)$ значениями радиояркостной температуры

$$F(\rho_d, T_0, T_g, z_L, \sigma) = \sum_{j=1}^4 |T_{B_v}^m(f_j) - T_{B_v}^{th}(f_j)|^2 + |T_{B_H}^m(f_j) - T_{B_H}^{th}(f_j)|^2. \tag{7}$$

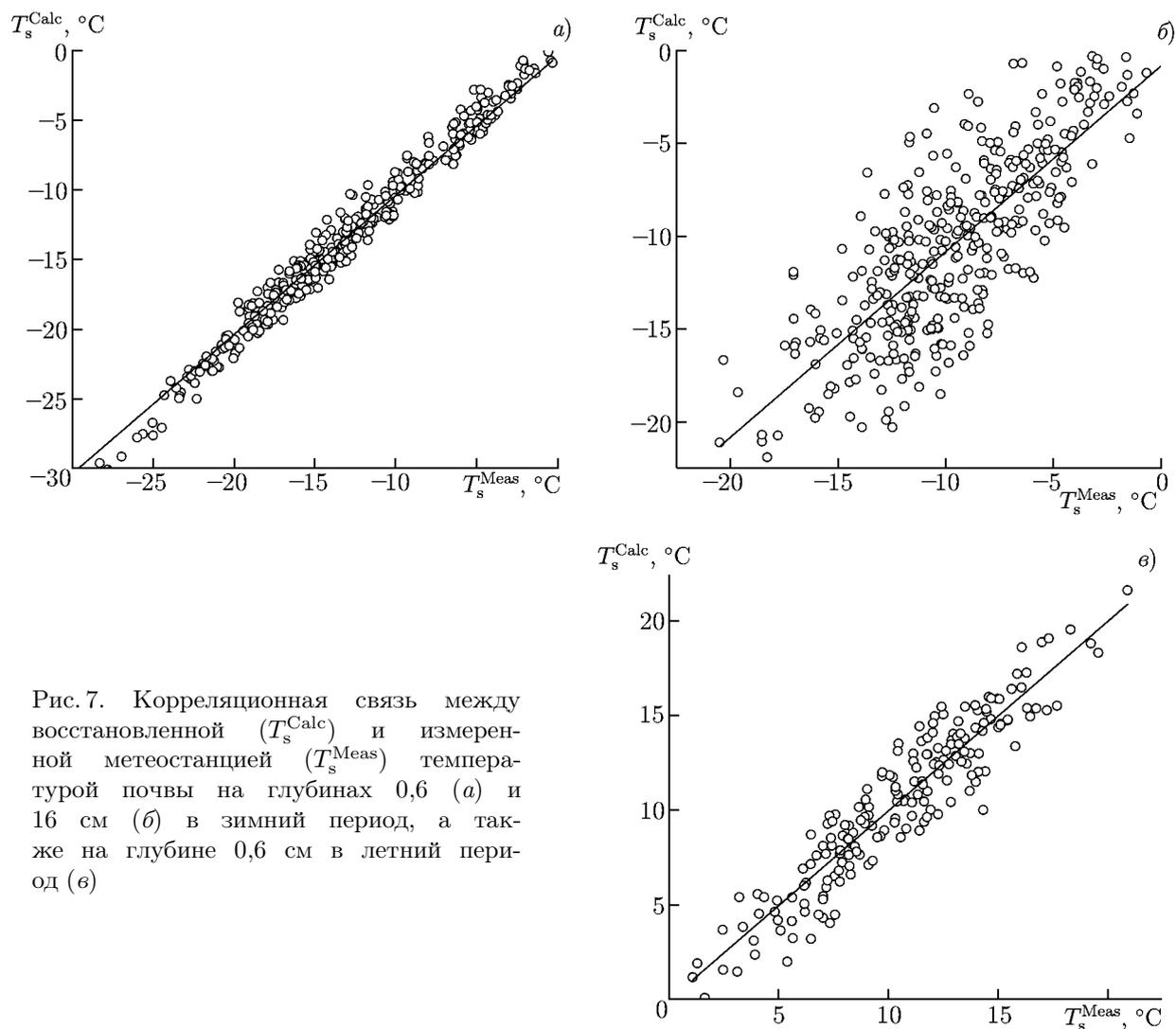


Рис. 7. Корреляционная связь между восстановленной (T_s^{Calc}) и измеренной метеостанцией (T_s^{Meas}) температурой почвы на глубинах 0,6 (а) и 16 см (б) в зимний период, а также на глубине 0,6 см в летний период (в)

Минимизация функционала (7) осуществлялась с помощью алгоритма Левенберга—Макварда [16]. В качестве исходных значений компонент вектора \mathbf{p} принимались величины $\rho_d = 0,4 \text{ г/см}^3$, $T_0 = -10^\circ\text{C}$, $T_g = 0^\circ\text{C/м}$, $\sigma = 0 \text{ см}$.

Чтобы внести в смоделированные исходные значения радиояростной температуры $T_{B_p}^m(f_j)$ погрешность, которая наблюдается в эксперименте, к значениям $T_{B_p}^m(f_j)$ была добавлена случайная величина с гауссовым распределением с полушириной 2К. Выбранный уровень шума соответствует заявленной погрешности измерения радиояростной температуры радиометрами MIRAS и AMSR2 на космических аппаратах SMOS [18] и GCOM-W1 [19] соответственно.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Значения температуры почвы на глубине 0,6 и 16 см, измеренные метеостанцией и восстановленные на основе радиометрических данных (см. рис. 5), показаны на рис. 6.

Вычисление температуры почвы на глубинах 0,6 и 16 см проводилось на основе восстановленных параметров T_0 , T_g и формулы (5). Как видно из рис. 6, восстановленные значения температуры почвы на глубине 0,6 см лучше соответствуют измеренным значениям, чем на глубине

Таблица 1. Ошибка восстановления температуры почвы в зимний (летний) период

Глубина, см	Уровень шума 2 К		Уровень шума 4 К	
	Среднеквадратичное отклонение, °С	Коэффициент детерминации	Среднеквадратичное отклонение, °С	Коэффициент детерминации
0,6	1,1 (1,5)	0,98 (0,88)	2,3 (4,4)	0,89 (0,48)
16,0	3,2 (—)	0,62 (—)	7,2 (—)	0,22 (—)

16 см. Восстановленные и измеренные значения температуры почвы на глубине 0,6 и 16 см в зимний период изображены на рис. 7а и б. Восстановленные и измеренные значения эффективной температуры почвы на глубине 0,6 см в летний период приведены на рис. 7в.

В целях рассмотрения предельного случая был проведён подобный корреляционный анализ (см. рис. 7) для уровня шума 4 К, который двукратно превышает погрешность измерения радиояркостной температуры радиометрами MIRAS и AMSR2 на космических аппаратах SMOS и GCOM-W1 соответственно. Среднеквадратичные отклонения и коэффициенты детерминации для проведённого корреляционного анализа представлены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, погрешность восстановления температуры почвы на глубине 16 см возрастает примерно в 3 раза по сравнению с аналогичной величиной на глубине 0,6 см. При этом при увеличении уровня шума с 2 до 4 К погрешность измерения температуры в слое на глубине 16 см возрастает примерно в 2 раза. В летний период погрешность измерения температуры почвы более чем в 2 раза меньше, чем аналогичная величина в зимний период. Восстановленная плотность сухого сложения почвы и среднеквадратичное отклонение высот неровностей её поверхности для зимнего (летнего) времени года оказались равны $\rho_d = 0,21 \pm 0,04 \text{ г/см}^3$ ($0,22 \pm 0,02 \text{ г/см}^3$) и $\sigma = 1,93 \pm 0,26 \text{ см}$ ($\sigma = 2,01 \pm 0,07 \text{ см}$) соответственно.

Проведём сравнение найденных в данной работе ошибок измерения температуры почвы при уровне шума 4 К с ошибками, которые наблюдались в эксперименте [2] на ближайшем к метеостанции на озере Тулик тестовом участке Хэпи Вэли. В работе [2] среднеквадратичное отклонение восстановленных значений температуры почвы от измеренных метеостанцией в слое с толщиной 5 см варьировалось от 5,53 до 9,23 °С и от 3,2 до 5,0 °С для зимнего и летнего периодов соответственно. Соответствующий коэффициент детерминации составлял $0,48 \div 0,5$ зимой и $0,76 \div 0,77$ летом. По сравнению с работой [2] предложенный в данной работе метод позволяет прогнозировать температуру в поверхностном слое почвы на глубине 0,6 см в 4 раза точнее, а на глубине 16 см даёт схожую погрешность (см. табл. 1). Погрешность восстановления температуры почвы на основе многочастотного метода (SMOS+GCOM-W1), предложенного в данной работе, сравнима с погрешностью одночастотного метода (SMOS), предложенного в работах [4, 5]. Поскольку спутник SMOS потенциально способен осуществлять съёмку арктических регионов до трёх раз в сутки, а спутник GCOM-W1 — до четырёх раз в сутки, совместное использование данных с этих спутников может позволить проводить космический мониторинг суточной динамики глубинных профилей температуры почвы.

В предложенном в данной работе методе не учитывались следующие факторы, влияние которых на ошибку восстановления температуры почвы в дальнейшем необходимо исследовать. При зондировании из космоса пиксел радиометрического снимка имеет в среднем размер порядка $43 \times 43 \text{ км}$, в пределах которого поверхность земли неоднородна по растительному и почвенному покровам (органические и минеральные почвы) и может содержать открытые водные участки. В связи с этим остаётся невыясненным вопрос о влиянии перечисленных выше особенностей

поверхности на ошибку восстановления температуры почвы. Влияние снежного и растительного покрова на ошибку измерения температуры почвы, находящейся в процессе замерзания и оттаивания, также нуждается в дополнительном исследовании. Кроме того, созданная модель радиотеплового излучения нуждается в модификации, т. к. в ней не учитывается неоднородное распределение влажности по глубине в почве и слоистая структура верхнего (органического) и нижнего (минерального) горизонтов в поверхностной части деятельного слоя почвенного покрова, характерная для арктической тундры. Влияние профиля влажности, а также минерального горизонта в поверхностной части деятельного слоя почвы на погрешность измерения температуры также требует дополнительного исследования.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной теоретической работе предложен метод измерения глубинного профиля температуры поверхностной части деятельного слоя почвы арктической тундры на основе наблюдений радиояркой температуры в диапазоне частот от 1,4 до 10,7 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации. Особенность предложенного подхода заключается в совместном использовании спектральных физических моделей микроволнового радиотеплового излучения почвенного покрова и температурно-зависимой комплексной диэлектрической проницаемости арктической тундровой почвы. Данный подход позволил корректно учесть влияние градиента температуры и относительной комплексной диэлектрической проницаемости в поверхностной части (глубина 0÷16 см) деятельного слоя почвы на микроволновое радиоизлучение мёрзлого почвенного покрова. При этом среднеквадратичное отклонение в измерении температуры почвы варьировалось от 1,1 до 2,3 °С и от 3,2 до 7,2 °С при увеличении уровня шума от 2 до 4 К соответственно. Соответствующий коэффициент детерминации варьировался от 0,89 до 0,98 и от 0,22 до 0,62. В летний период погрешность измерения температуры почвы оказалась в 2 раза меньше по сравнению с зимним периодом. С учётом высокой периодичности космической съёмки спутниками SMOS и GCOM-W1 в арктических широтах (до 3÷4 раз в сутки), на основе созданного метода может быть реализован мониторинг суточной динамики температурного режима почв арктической тундры. Дальнейшую апробацию предложенного в данной работе метода планируется провести с использованием реальных спутниковых данных SMOS и GCOM-W1 на подспутниковых тестовых участках полуострова Ямал и Северного склона Аляски. При этом предполагается исследовать влияние на погрешность измерения температуры почвы неоднородности почвенного покрова (органические и минеральные почвы) и влажности почвы как по поверхности, так и по глубине, растительных и снежных покровов, а также открытых водных участков.

Работа выполнена в рамках государственного задания 2.914.2014/К Минобрнауки РФ и программы П.12.1. СО РАН «Радиофизические и акустические методы дистанционного зондирования природной среды».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Nagem S., Duguay C. R., Allard M. // *Cryosphere*. 2012. V. 6, No. 1. P. 51.
2. Jones L. A., Kimball J. S., McDonald K. C., et al. // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2007. V. 45, No. 7. P. 2004.
3. Гайкович К. П., Резник А. Н., Троицкий Р. В. // *Изв. вузов. Радиофизика*. 1989. Т. 33, № 12. С. 1467.

4. Mironov V. L., Muzalevskiy K. V., Savin I. V. // IEEE J. Selected Topics Appl. Earth Observat. Remote Sens. 2013. V. 6, No. 3. P. 1781.
5. Музалевский К. В., Миронов В. Л. // Изв. вузов. Физика. 2013. Т. 56, № 10/3. С. 88.
6. Mironov V. L., De Roo R. D., Savin I. V. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2010. V. 48, No. 6. P. 2544.
7. Wang J. R., O'Neill P. E., Jackson T. J., et al. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1983. V. GE-21, No. 1. P. 44.
8. http://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/home/?cid=NRCS142P2_053712.
9. Sullivan P. F., Sommerkorn M., Rueth H. M., et al. // Oecologia. 2007. V. 153. P. 643.
10. http://www.geobotany.org/library/reports/BarredaJE2006_daltonhwy_20060301.pdf.
11. Wigneron J. P., Kerr Y. H., Waldteufel P., et al. // Remote Sens. Environment. 2007. V. 107. P. 639.
12. Schwank M., Rautiainen K., Mätzler C., et al. // Remote Sens. Environment. 2014. V. 154. P. 180.
13. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. М.: Наука, 1973. 343 с.
14. Демидович Б. П., Марон И. А. Численные методы анализа. М.: Наука, 1966. 664 с.
15. Lawrence H., Wigneron J.-P., Demontoux F., et al. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2013. V. 51, No. 7. P. 4075.
16. Golub G. H., van Loan C. F. Matrix Computations. 3rd edition. Johns Hopkins University Press, Baltimore and London, 1996. 337 p.
17. Mironov V. L., Kosolapova L. G., Fomin S. V. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2009. V. 47, No. 7. P. 2059.
18. Pinori S., Crapolicchio R., Mecklenburg S. // Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment. Firenze, 11–14 March 2008, P. 1.
19. Kachi M., Naoki K., Hori M. // Int. Geosci. Remote Sens. Symp. Munich, 21–26 July 2013, P. 831.

Поступила в редакцию 14 октября 2014 г.; принята в печать 2 февраля 2015 г.

MULTIFREQUENCY RADIOMETRIC METHOD OF THE TEMPERATURE PROFILE MEASUREMENT IN THE ACTIVE LAYER OF THE SOIL

K. V. Muzalevskiy, Z. Z. Ruzhechka, and V. L. Mironov

In this theoretical paper, we propose a method for measuring the temperature profile in the topsoil of the Arctic tundra using observations of the brightness temperature for two different polarizations of the radiation at frequencies of 1.4, 6.93, 7.3, and 10.7 GHz. A multifrequency physical model of microwave emission of bare soil, a dielectric model of the Arctic tundra soil, and temperature profiles, which were measured in the active topsoil at the Toolik climate station on the Alaska North Slope, were used to calculate the observed values of the brightness temperature. Temperature profiles were retrieved from the observed values of the brightness temperature in the approximation of a piecewise linear profile of topsoil temperature from 2010 to 2011. Correlation analysis of the temperature profiles measured at the Toolik station and retrieved from the radiometric data has shown that in winter the temperature measurement error of the soil at depths of 0.6 and 16.0 cm in terms of the standard deviation (correlation coefficient) does not exceed 2.3°C (0.98) and 7.2°C (0.62), respectively. In summer, the error of soil temperature measurement using the radiometric method is two times less than in winter.