

УДК 621.371:551.526

**РАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ
И ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ ГРУНТА***/С. П. Гайкович, А. Н. Резник, Р. В. Троцкий*

Приводятся результаты теоретических и экспериментальных исследований возможностей термического зондирования почвы СВЧ радиометрическим методом. Разработана специальная методика измерений, исключаяющая влияние на радиоизлучение отражающих и рассеивающих свойств грунта. По данным измерений теплового радиоизлучения в летних и зимних условиях на длинах волн 0,8; 3; 9 и 13 см восстановлены подповерхностные профили температуры и исследована суточная динамика температуры почвы. Разработаны методы определения глубины промерзания грунта, точность которых составила 15—20%.

Дистанционное определение вертикального температурного профиля в толще грунта открывает возможности изучения теплового режима почвы без нарушения ее структуры, исследования процессов теплообмена подстилающей поверхности и атмосферы, определения глубины промерзания грунтов и толщины льдов, обнаружения глубинных тепловых аномалий, связанных с подземными пожарами, вулканической деятельностью, прохождением теплотрасс (включая обнаружение их разрывов) и т. п. Дистанционное термическое зондирование возможно на основе многочастотных радиометрических измерений с последующим решением соответствующей обратной задачи. Зондирование осуществляется на глубину скин-слоя, которая в ДМ диапазоне составляет от нескольких сантиметров во влажных почвах до нескольких метров в сухих или промерзших [1]. Поставленная задача теоретически исследована, например, в [2,3], однако практического применения такой метод до настоящего времени не нашел, что обусловлено сильным трудно контролируемым влиянием на яркостную температуру грунтов конкурирующих факторов: поверхностного отражения, а также рассеяния на объемных и поверхностных неоднородностях. В данной работе применена специальная методика измерений, устраняющая влияние перечисленных факторов на тепловое радиоизлучение. Разработаны методы решения обратных задач восстановления температурного профиля. В результате экспериментально получены профили температуры почвы в различных физических условиях, и на этой основе разработан радиометрический метод определения глубины промерзания грунта.

1. Методика измерений. Компенсация влияния отражения и рассеяния создает наиболее благоприятные условия для радиотеплолокационного термического зондирования сред. В этом случае спектральная зависимость $T_y(\lambda)$ обусловлена только неоднородностью температурного профиля $T(z)$. В данной работе использован метод компенсации путем расположения приемной антенны под отражающим экраном (см. рис. 1). Метод уже успешно применялся в [4] для зондирования водной среды, однако применимость его для исследования почвы требует специального изучения.

Эффективность метода для изотермического распределения температуры $T(z) = T_0 = const$ очевидна. В этом случае согласно [2] интенсивность теплового излучения поглощающего полупространства про-

порциональна поглощенной мощности вспомогательной плоской волны, падающей из прозрачной среды. При наличии отражающего экрана вся мощность поглощается, поэтому $T_{я}=T_0$. Для неизотермического профиля задача усложняется.

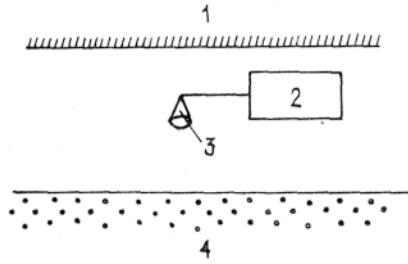


Рис. 1. Схема измерений почвы: 1 — металлический экран, 2 — радиометр, 3 — рупорная антенна, 4 — почва.

Рассмотрим случайно-неоднородное излучающее полупространство с диэлектрической проницаемостью $\epsilon = \epsilon_0 + \tilde{\epsilon}(r)$, $\langle \epsilon \rangle = \epsilon_0 = \epsilon' - i\epsilon''$, а $\tilde{\epsilon}(r)$ — статистически однородная случайная функция с заданной функцией корреляции $\psi_{\tilde{\epsilon}}(r) = \sigma_{\tilde{\epsilon}}^2(-r^2/l^2)$, причем ϵ'' , $\sigma_{\tilde{\epsilon}} \ll$

ϵ' . Яркостная температура такой среды описывается уравнением переноса

$$\begin{aligned} \mu \frac{d}{d\tau} T_{я}(\tau, \mu) + T_{я}(\tau, \mu) - \omega_0 \int_{-1}^1 d\mu' \hat{P}(\mu, \mu') T_{я}(\tau, \mu') = \\ = (1 - \omega_0) I^0 T(\tau) \end{aligned} \quad (1)$$

с граничным условием

$$T_{я}(0, \mu) |_{\mu > 0} = \hat{R} T_{я}(0, -\mu), \quad (2)$$

где $T_{я} = \begin{pmatrix} T_E \\ T_H \end{pmatrix}$ — вектор яркостной температуры, компоненты которого

соответствуют горизонтальной (E) и вертикальной (H) поляризациям; $\mu = \cos \theta$, $\mu' = \cos \theta'$ — углы, отсчитываемые от оси z ; R — матрица рассеяния размерности 2×2 ; $\tau = (\alpha + \gamma)z$, $\omega_0 = \alpha / (\alpha + \gamma)$, где α , γ — соответственно коэффициенты рассеяния и поглощения среды; I^0 — единичная матрица. Диагональная матрица коэффициентов отражения R , где диагональные элементы R_E, R_H в отсутствие экрана — френелевские коэффициенты отражения по мощности, а при наличии экрана $R_E = R_H = 1$.

В вертикальном направлении $T_E(\tau, -1) = T_H(\tau, -1) = T_{я}(\tau, -1)$, поэтому измеряемая яркостная температура

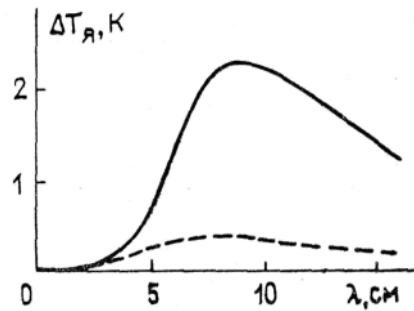
$$T_{я} = (1 - R) T_{я}(0, -1), \quad (3)$$

где $R = \left| (1 - \sqrt{\epsilon_0})(1 + \sqrt{\epsilon_0}) \right|^2$ в отсутствие экрана $R = 0$ — при его наличии.

Уравнение (1) решалось методом, предложенным в [6] для случая $\omega_0 \ll 1$.

На рис. 2 приведены результаты расчетов разницы яркостных температур $\Delta T_{я}$ с учетом и без учета рассеяния для модельного профиля температуры $T(z) = T_0 - \Delta T_{\text{exp}}(-z/z_0)$ как в отсутствие экрана, так и при его наличии. Видно, что экранировка позволяет значительно (в 8—10 раз) уменьшить влияние рассеяния на яркостную температуру среды, причем величина $\Delta T_{я} < 0,3$ К одного порядка с погрешностями

измерения $\delta T_{\text{я}}$, допустимыми при решении обратной задачи. Отметим, что на рис. 2 влияние рассеяния оценено по максимуму. Кроме того, экранировка позволяет полностью скомпенсировать влияние коэффициента отражения R на радиоизлучение среды. Это позволяет избежать погрешностей, связанных с неточным знанием величины R , вариации которой при изменениях влажности и состава почвы приводят к колебаниям $T_{\text{я}}$ до 30—40 К [1].



Выше рассмотрена идеализированная схема измерений. На практике компенсация достигается при выполнении ряда условий. Учитывая, что при n -кратном переотражении величина не скомпенсированной яркостной температуры имеет порядок R^n , размер экрана должен быть

$$L \geq \frac{\lambda}{d_a} \left(h_{\text{э}} + h_a + \frac{1}{\gamma} \right) \left(\ln \frac{\delta T_{\text{я}}}{T_{\text{я}}} / \ln R - 1 \right), \quad (4)$$

где $h_{\text{э}}$ — высота экрана над землей; d_a, h_a — размер апертуры и высота приемной антенны. При выполнении (4) погрешность компенсации не превышает ошибок измерений $\delta T_{\text{я}}$.

Чтобы ненулевой размер антенны не влиял на экранировку, необходимо

$$d_a \ll \lambda h_a. \quad (5)$$

Для некогерентного сложения интенсивностей при переотражении требуется

$$h_a > c/2\Delta\nu, \quad (6)$$

где c — скорость света, $\Delta\nu$ — полоса радиометра. Для почвы достаточно одного-двух переотражений, и условия (4) — (6) выполняются, если $h_{\text{э}} \sim h_a \sim 1$ м, $L \sim 2$ м при типовых параметрах радиометрической системы. Таким образом, разработанная методика измерений позволяет интерпретировать измеряемые яркостные температуры среды на основе уравнения

$$T_{\text{я}}(\lambda) = \int_{-\infty}^0 T(z) \gamma(\lambda) e^{\gamma z} dz, \quad (7)$$

справедливого в случае, когда γ не зависит от z , т. е. для однородных и, в частности (см. [4]), однородно увлажненных почв (вариации γ не должны приводить к вариациям $T_{\text{я}}$ превышающим $\delta T_{\text{я}}$).

Абсолютная калибровка радиометрической системы осуществлялась по двум идентичным поглощающим телам с различными температурами (тающего льда и окружающего воздуха). Экранировка существенно упрощает калибровку, поскольку не требуется учитывать коэффициент отражения калибровочных тел. Точность измерений $T_{\text{я}}$ почвы с помощью разработанной методики оценивается $\sim 0,2$ — $0,3$ К.

2. Решение обратной задачи. Уравнение (7) представляет собой линейное интегральное уравнение Фредгольма первого рода и является некорректно поставленной задачей в смысле [7]. Для ее решения необходимо привлекать достаточную априорную информацию о свойствах точного решения. Нами использовался метод регуляризации Тихонова в форме принципа обобщенной невязки [7]. С учетом того, что этот метод нами уже неоднократно применялся для решения обратных за-

дач, сводящихся к уравнению Фредгольма первого рода [4,8-10], в том числе и для близких физических ситуаций восстановления подповерхностного профиля температуры водной среды [4] и биологических сред [10], мы лишь приведем некоторые общие выводы и отметим специфику зондирования грунта.

При решении рассматриваемой некорректной задачи вопросы соотношения точности измерений и восстановления, а также оптимального выбора длин волн решаются на основе численного моделирования, поскольку все зависит от конкретного вида ядра и класса восстанавливаемых распределений. Монотонные функции и функции с одним максимумом, равномерно распределенные по интервалу интегрирования, восстанавливаются в случае зондирования грунта с точностью 0,5—2 К по измерениям на трех-четыре длины волн, толщина скин-слоя $d_c=1/\gamma$ на которых по возможности равномерно перекрывает по глубине интервал восстановления. Точность измерений должна составлять 0,2—0,3 К. Отметим, что метод Тихонова для задач восстановления профилей температуры имеет особый неформальный смысл, поскольку величина dT/dz , входящая в регуляризирующий функционал (см., например, [4]), с точностью до константы теплопроводности представляет собой поток тепла, что позволяет при решении задачи использовать независимую информацию о распределении теплового потока.

3. СВЧ зондирование промерзшей почвы. В феврале—марте 1987г. выполнены измерения теплового радиоизлучения промерзшей почвы на длинах волн 3; 9 и 13 см. Одновременно выполнялись контактные измерения температуры почвы на различных глубинах с дискретизацией 10 см, что позволило контролировать глубину промерзания z^* , которая определялась из условия $T(z^*)=0$.

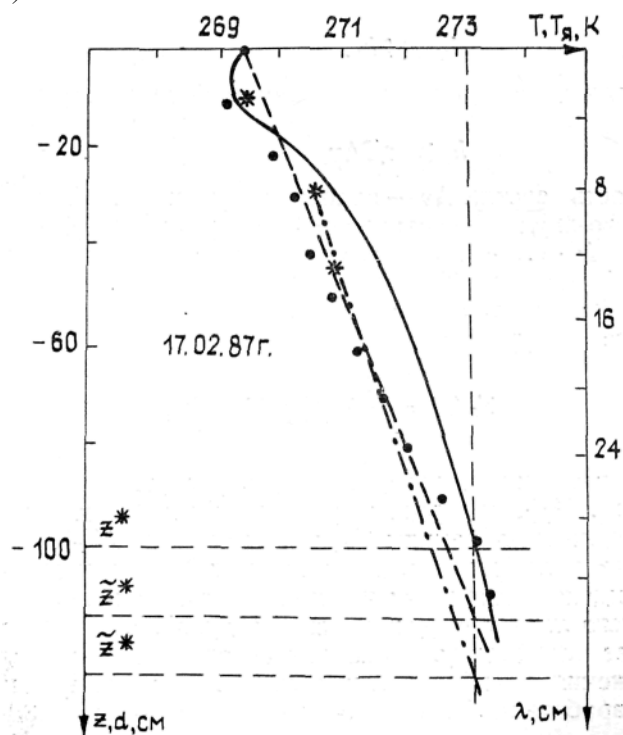


Рис. 3. Результаты радиометрических и контактных измерений почвы. Точки — контактные измерения температуры в зависимости от глубины. Звездочки — яркостные температуры почвы на длинах волн 3; 9 и 13 см, представленные в зависимости от глубины скин-слоя d . Сплошная кривая — профиль $T(z)$, восстановленный методом А. Н. Тихонова. Пунктир — восстановление $T(z)$ и z^* одноволновым методом; штрих-пунктир — двухволновым.

Для различных профилей $T(z)$, определенных контактным методом, вычислялись значения T_{λ} , причем коэффициенты поглощения $\gamma(\lambda)$ выбирались таким образом, чтобы расчетные значения T_{λ} совпадали с измеренными для каждой длины волны. Методом наименьших квадратов для толщины скин-слоя $d_c = 1/\gamma$ получено соотношение

$$d_c = (3,25 \pm 0,2)\lambda, \quad (8)$$

показывающее, что промерзшая почва близка по свойствам к диэлектрику без дисперсии.

Вариации $T_{\lambda}(\lambda)$, соответствующие неопределенности d_c в (8), оказываются меньше погрешностей измерения T_{λ} . Коэффициент поглощения γ на основе (8) использовался в последующих экспериментах для восстановления профиля $T(z)$ из решения уравнения (7). Пример восстановления с использованием естественного априорного ограничения $T(z) < 273,5$ К представлен на рис. 3 (сплошная кривая). На основе восстановленного профиля глубина промерзания определялась из условия $T(z^*) = 0$.

Результаты проводившихся исследований показали, что диэлектрические параметры промерзшей почвы в течение зимнего периода весьма стабильны и могут быть определены по данным однократных измерений в реперных точках участков с однородным характером почвы, например, с помощью специального прибора «вилка» [1]. Другая возможность определения ϵ промерзшей почвы связана с развитием работ по установлению эмпирических соотношений, аналогичных уже полученным для почвы при положительных температурах (см. [12]), позволяющих вычислять диэлектрические параметры в зависимости от состава грунта.

Для восстановления профиля $T(z)$ из измерений $T_{\lambda}(\lambda)$ помимо изложенного общего подхода к решению обратной задачи можно использовать то обстоятельство, что для промерзшей почвы или льда на поверхности воды профиль $T(z)$ обычно близок к линейному. Действительно, нижняя граница промерзшего слоя стабильна из-за инерции процесса фазового перехода и находится при температуре 0. Если в течение длительного времени температура на верхней границе слоя постоянна, устанавливается линейное распределение температуры, соответствующее стационарному решению уравнения теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t}(z, t) = a^2 \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}(z, t), \quad (9)$$

которое имеет вид

$$T(z) = T_1 + \frac{T_2 - T_1}{z^*} z, \quad (10)$$

где T_1, T_2 — температуры на верхней и нижней границах слоя, z^* — глубина промерзания ($T(z^*) = T_2 = 0$). Оценки показывают, что для $z^* \sim 1$ м время установления линейного профиля составляет более суток, т. е. быстрые погодные изменения могут приводить к нелинейности $T(z)$. Однако следует учесть, что при наличии снежного покрова толщиной более 20 см из-за малой теплопроводности снега ($a^2 \sim (0,5 \div 1) \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$) суточные вариации температуры на уровне поверхности грунта незначительны. (Наличие сухого снежного покрова не является помехой для радиометрических измерений, поскольку в рассматриваемом диапазоне снег практически прозрачен для радиоизлучения [13].) При $z^* < 20 \div 30$ см $T(z)$ успевают отслеживать суточную динамику, не теряя линейности. На практике нетрудно оценить выполнение условий линейности $T(z)$. Дополнительной информацией, свидетельствующей о линейности $T(z)$, является линейность измеряемой зависимости $T_{\lambda}(\lambda)$, поскольку линейный профиль $T(z)$ является собственной функцией (7) и яркостные температуры равны значениям $T(z)$ на глубинах $z = -d_c$.

В течение периода измерений наблюдаемые профили $T(z)$, как правило, были близки к линейным.

Для линейного профиля типа (10) при определении $T(z)$ и z^* можно избежать решения некорректной задачи методом Тихонова на ЭВМ по данным многочастотных измерений. Возможен одночастотный метод оценки z^* с дополнительным использованием измеренного значения температуры поверхности T_0

$$\tilde{z}^* = \frac{d_c}{T_{я}/T_0 - 1} \quad (11)$$

и двухчастотный метод, в котором не требуются измерения T_0 .

$$\tilde{z}^* = \frac{(T_{я1}/T_{я2})d_{c2} - d_{c1}}{1 - (T_{я1}/T_{я2})}, \quad (12)$$

$T_0, T_{я1}, T_{я2}$ ($^{\circ}\text{C}$). Алгоритмы (11), (12) основаны на восстановлении линейного профиля $T(z)$ по двум точкам, координаты которых в плоскости T, z : $(T_{я}, -d_c)$ и $(T_0, 0)$ в первом случае и $(T_{я1}, -d_{c1}), (T_{я2}, -d_{c2})$ — во втором. На рис. 3 представлены результаты определения $T(z)$ и z^* согласно (11) и (12) в сравнении с методом Тихонова. Точность восстановления $T(z)$ методом Тихонова в данном случае несколько убывает с ростом глубины, поскольку толщина скин-слоя d_c на максимальной длине волны (13 см) значительно меньше глубины зондируемого слоя. Восстановленные различными методами профили показали хорошее соответствие с данными контактных измерений.

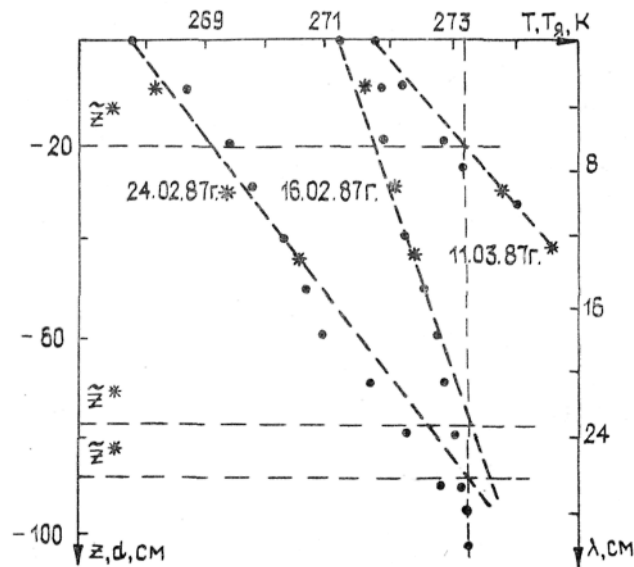


Рис. 4. Результаты радиометрического зондирования промерзшей почвы для трех дней наблюдений одноволновым методом. Обозначения аналогичны рис. 3.

На рис. 4 представлены результаты определения z^* согласно (11) для трех различных дней наблюдения, причем в случае 11.03.87 г. представлены результаты измерений для участка, где лежал глубокий снежный покров. Ехидно, что наличие снежного покрова сильно уменьшает глубину промерзания почвы. Отметим, что для этого примера толщина скин-слоя на $\lambda = 9$ и $\lambda = 13$ см превышает толщину промерзшего слоя и на результат оказывало влияние неучтенное изменение y в зоне фазового перехода. Тем не менее, оценка $z^* = -20,6$ см оказалась близка к реальному значению. Результаты показывают, что СВЧ радиометриче-

ский метод позволяет определять глубину промерзания почвы с точностью 15—20%.

Развитый подход может быть применен также для определения толщины ледового покрова водоемов, в частности при малой толщине льда (порядка нескольких сантиметров), что трудно осуществимо с помощью радиолокационного метода [14].

4. Радиометрическое зондирование суточной температурной динамики почвы. В октябре 1986 г. на Карадагском полигоне НИРФИ (юго-восточный берег Крыма) выполнены непрерывные в течение трех суток измерения яркостных температур почвы на длинах волн 0,8; 3; 9 и 13 см и одновременные контактные измерения температуры ее поверхности $T_0(t)$. Значение влажности почвы, определенное термостатно-гравиметрическим методом, составило $14 \pm 2\%$ с учетом вариаций по глубине. Согласно [12] получены оценки для параметров ϵ' , ϵ'' и $\gamma(\lambda)$. В частности, для $\lambda=3$ см, $\epsilon' = 5$, $\epsilon'' = 0,4$ толщина скин-слоя $d_c \approx 3$ см. При $\lambda=13$ см $d_c \approx 15$ см. Видно, что из-за влияния влажности толщина скин-слоя существенно уменьшается по сравнению с промерзшей почвой.

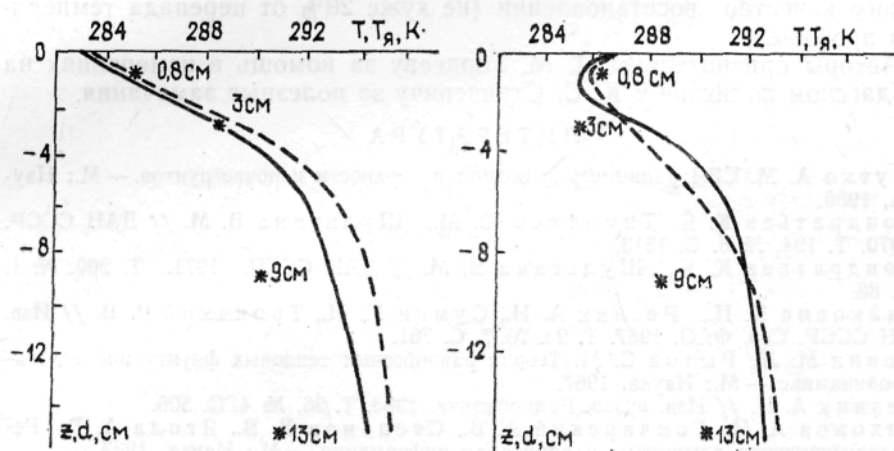


Рис. 5.

Рис. 6.

Рис. 5. Восстановление подповерхностного профиля температуры грунта в 7^h30^m 6.10.86 г. Сплошная кривая — профиль $T(z)$, восстановленный по измерениям T_d методом А. Н. Тихонова (значения $T_d(\lambda)$ приведены звездочками в масштабе глубины скин-слоя $d(\lambda)$); пунктир — профиль $T(z)$ из решения уравнения теплопроводности). Рис. 6. То же, что на рис. 5 для измерений в 12^h20^m 6.10.86 г.

На рис. 5, 6 представлены результаты восстановления $T(z)$ для двух моментов из суточного цикла, соответствующих 7^h30^m и 12^h20^m местного времени 6.10.86 г., полученные путем решения обратной задачи (7) методом А. Н. Тихонова. Решение искалось в виде отклонения от функции $T^\infty(z) = 20^\circ \text{C}$. Восстановленные профили сопоставляются с профилями $T(z)$, полученными из решения уравнения теплопроводности (9) по измерениям эволюции поверхностной температуры $T_0(t)$. Коэффициент теплопроводности a^2 в зависимости от типа почвы и ее влажности определяется согласно [15]. Уравнение (9) имеет решение (см., например, [15])

$$T(z, t) = \int_{-\infty}^t - \frac{z T_0(\tau)}{\sqrt{4\pi a^2 (t-\tau)^3}} \exp\left[-\frac{z^2}{4a^2 (t-\tau)}\right] d\tau. \quad (13)$$

Из (13) следует, что максимальный вклад в температуру на глуби-

не z в момент t вносят температуры $T_0(t_m)$ в момент τ_m , удаленный в прошлое от момента t на

$$t - \tau_m = z^2/6a^2. \quad (14)$$

Оценки на основе (14) и расчеты согласно (13) показывают, что в рассматриваемом случае суточная динамика $T(z)$ имеет место в слое глубиной ~ 15 — 20 см.

Результаты, представленные на рис. 5, 6, показывают, что имеет место хорошее совпадение профилей, полученных на основе разных подходов. Яркостные температуры представлены на рисунках в зависимости от толщины скин-слоя для каждой длины волны.

Профили на рис. 5, 6 отражают специфику суточной динамики $T(z)$. На рис. 5 восстанавливается профиль, соответствующий сильному ночному охлаждению поверхностного слоя почвы, а на рис. 6 представлен профиль через несколько часов в начале дневного прогрева почвы, который приводит к образованию инверсии $T(z)$ в приповерхностном слое.

Глубины скин-слоя $d_c(\lambda)$ для используемых длин волн равномерно перекрывают слой, подверженный суточной динамике, что обеспечивает хорошее качество восстановления (не хуже 20% от перепада температур в профиле).

Авторы признательны Д. М. Гордееву за помощь в измерениях на Карадагском полигоне и К. С. Станкевичу за полезные замечания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шутко А. М. СВЧ радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. — М.: Наука, 1986.
2. Кондратьев К. Я., Тимофеев Ю. М., Шульгина В. М. // ДАН СССР. 1970. Т. 194. № 6. С. 1313.
3. Кондратьев К. Я., Шульгина В. М. // ДАН СССР. 1971. Т. 200. № 1. С. 88.
4. Гайкович К. П., Резник А. Н., Сумин М. И., Троицкий Р. В. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1987. Т. 23. № 7. С. 761.
5. Левин М. Л., Рыто в С. М. Теория равновесных тепловых флуктуации в электродинамике. — М.: Наука, 1967.
6. Резник А. Н. // Изв. вузов. Радиофизика. 1983. Т. 26. № 4. С. 506.
7. Тихонов А. Н., Гончарский А. В., Степанов В. В., Ягола А. Г. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация. — М.: Наука. 1983.
8. Василенко Н. А., Гайкович К. П., Сумин М. И. // ДАН СССР. 1986. Т. 290. № 6. С. 1332.
9. Гайкович К. П., Сумин М. И. // Тезисы докл. 7-го Всесоюзного совещания по радиометеорологии. — М., 1986. С. 6.
10. Гайкович К. П., Сумин М. И., Троицкий Р. В. // Изв. вузов. Радиофизика. 1988. Т. 31. № 9. С. 1104.
- И. Sihvola A., Tivri M. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1986. V. 24. № 5. P. 717.
12. Hallikainen M. T., Ulaby F. T., El-Raies M. A., Wu L. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1985. V. 23. № 1. P. 25.
13. Hallikainen M. T., Ulaby F. T. // IEEE Trans. Anten. Propag. 1986. V. 34. № 11. P. 1329.
14. Финкельштейн М. И., Лазарев Э. И., Чижов А. Н. Радиолокационные аэроледомерные съемки рек, озер, водохранилищ. — Л.: Гидрометеоздат, 1986.
15. Чудно веки и А. Ф. Теплофизика почв. — М.: Наука, 1976.

Научно-исследовательский радиофизический институт

Поступила в редакцию
4 мая 1988 г.

RADIOMETRIC METHOD FOR DETERMINATION OF THE SOIL SUBSURFACE TEMPERATURE PROFILES AND FROZEN DEPTH

fictikovlch, A. N. Reznik, R. V. TVmfefei/

Theoretical and experimental results of microwave passive soil investigations are presented. The special method is proposed to eliminate effects of soil reflection and scattering based on the use of plane metal screen. By microwave emission measurements on wavelengths 0,8; 3; 9 and 13 cm under the summer and winter conditions, the temperature profiles have been reconstructed and diurnal soil temperature dynamics have been investigated. The methods to determine a soil frozen depth have been worked out which precision amounts 15—20%,