

ТЕМПЕРАТУРНАЯ МНОГО-РЕЛАКСАЦИОННАЯ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКАЯ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ 0,05-15 ГГц ДЛЯ МИНЕРАЛЬНОЙ ПОЧВЫ ЯМАЛА

Миронов В.Л., Лукин Ю.И.

Институт физики им. Л. В. Киренского СО РАН, Академгородок 50/38, 660036,
Красноярск, Россия

Разработана диэлектрическая модель для талой и мерзлой минеральной почвы, взятой из под верхнего слоя органической почвы на глубинах от 14 до 20 см. Образцы почвы собраны на территории полуострова Ямал и содержат 40,6% физической глины. Модель основана на измерениях комплексной диэлектрической проницаемости почвы в диапазоне частот 0,05-15 ГГц, при вариациях плотности сухого сложения от 1,3 до 1,8 г/см³, весовой влажности от 0,003 до 0,21 г/г, температуры от 25 до -30°C (в процессе охлаждения). Ошибка диэлектрической модели, определенная как среднеквадратическое отклонение между расчетными и измеренными значениями, составила 0,277 и 0,147 для относительной диэлектрической проницаемости и коэффициента диэлектрических потерь, соответственно. Эти значения имеют тот же порядок, что и ошибки диэлектрических измерений для образцов. Предложенная диэлектрическая модель может быть применена в активных и пассивных методах дистанционного зондирования в микроволновом диапазоне при разработке алгоритмов определения влажности и температуры поверхностного слоя почвы в арктических регионах.

Ключевые слова – Органическая почва, влажность, температура, диэлектрическая модель, талая и мерзлая почва, SMOS

1. Введение

Наиболее достоверные результаты по методам дистанционного зондирования почвенной влаги, состояния замораживания/оттаивания и температуры земной поверхности были получены с использованием микроволновой радиометрии и радиолокационных методов. Современные космические аппараты, использующие эти методы, например, AQUA, GCOM-W, SMOS, SMAP, RADARSAT, ALOS PALSAR, имеют на борту радиометры и радары, функционирующие в диапазоне частот от 1,2 ГГц до 89 ГГц. Важнейшими элементом алгоритмов восстановления влажности и температуры по данным радиометрического и радарного зондирования являются диэлектрические модели верхнего слоя почвенного покрова. В последнее время в радиометрическом и радарном дистанционном зондировании все большее внимание уделяется Арктическим территориям [1] - [5]. Почвенные покровы лесных и тундровых территорий являются неоднородно-слоистыми. Под богатым органическими остатками верхним слоем располагаются слои с преобладающим составом минеральных частиц. На частотах 1,2 ГГц и ниже, собственное тепловое радиоизлучение и рассеянное радарное излучение формируются как органическим, так и минеральным слоем почвенного покрова. Следовательно, для создания алгоритмов восстановления температуры и влажности (содержания замерзшей воды) необходимо использовать диэлектрические модели как для органических, так и минеральных слоев арктических почв. Температурные спектроскопические диэлектрические модели для органических почв, образцы которых были собраны на Северном Склоне Аляски и полуострове Ямал, были рассмотрены в работах [6] и [7], соответственно. Для талой и мерзлой почвы с преимущественным минеральным

содержанием твердой фракции, температурная спектроскопическая диэлектрическая модель была создана только в случае бентонитовой глины [8]. В работе [9] была предпринята попытка разработать температурную спектроскопическую диэлектрическую модель для талых и мерзлых минеральных почв с произвольным содержанием глинистой фракции. Однако сравнение расчетных значений относительной диэлектрической проницаемости (ОДП) и коэффициента диэлектрических потерь (КДП), полученных с помощью этой модели с измеренными значениями показали [10], что модель, предложенная в [9], имеет погрешности, достигающие 100%. Поэтому задача создания диэлектрической модели почв арктической зоны с различным минеральным содержанием является актуальной.

В данной работе была создана температурная много-релаксационная спектроскопическая диэлектрическая модель (ТМРСДМ) для образца минеральной тундровой почвы. Анализируемый почвенный образец был отобран в травянистой тундре на полуострове Ямал на площадке с координатами 70° 25' 52" северной широты, 68° 25' 19" восточной долготы, расположенной на высоте 39,3 м над уровнем моря. Образец был взят из слоя, лежащего на глубине от 14 до 20 см под слоем органической почвы, расположенном на глубинах от 5 до 13 см. Диэлектрическая модель для слоя органической почвы была рассмотрена в [7]. Органическая фракция в образце минеральной почвы практически отсутствовала. Минеральный состав образца почвы определялся методом ИК-спектроскопии в Институте геологии и минералогии СО РАН. В образце почвы доминирует кварц ~70%, присутствуют плагиоклаз (альбит-олигоклаз) ~5-10%, калиевый полевой шпат ~5-10 %, имеются малые примеси диоктаэдрической слюды (иллита), хлорита, смектита, следы амфибола, каолинита. Анализ образца почвы на гранулометрический состав проводился Федеральным государственным учреждением «Государственный центр агрохимической службы «Красноярский» с использованием стандартного метода Качинского. Содержание физической глины в образце составило по Качинскому 40,6%.

Процедура приготовления образцов почвы, методики измерения комплексной диэлектрической проницаемости (КДПр) в диапазоне частот 0.05-15 ГГц, а так же используемое при этом оборудование описаны в работах [11], [12], [6]. Погрешности измерения относительной диэлектрической проницаемости (ОДП) и коэффициента диэлектрических потерь (КДП) с применением методик, изложенных в [11], [12], составляли в среднем 3% и 10%, соответственно. Измерения КДПр почвы проводились при вариациях плотности сухого сложения образцов почвы от 1,3 до 1,8 г/см³, весовой влажности от 0,003 до 0,21 г/г, температуры от 25 до -30°C (в процессе охлаждения). По сравнению с [6], частотный диапазон измерений был расширен с 1-16 ГГц до 0.05-15 ГГц, при этом в мегагерцовой части 0,05-1,0 ГГц было обнаружено несколько дополнительных диэлектрических релаксаций в связанной почвенной воде. Чтобы учесть вклады этих диэлектрических релаксаций, был применен новый подход к обработке диэлектрических данных, который был ранее рассмотрен в [13]. В итоге была создана температурная много-релаксационная спектроскопическая диэлектрическая модель талой и мерзлой почвы, которая наряду с дипольной релаксацией учитывает влияние межслойной диэлектрической релаксации связанной почвенной воды.

2. Концепция много-релаксационной спектроскопической диэлектрической модели (МРСДМ)

Как и в [6], будем анализировать КДПр влажной почвы, ε_s^* , в терминах приведенного комплексного показателя преломления (КПП):

$$(n_s^* - 1) / \rho_d = (\sqrt{\varepsilon_s^*} - 1) / \rho_d = (n_s - 1) / \rho_d + i\kappa_s / \rho_d \quad (1)$$

где $n_s = \text{Re} \sqrt{\varepsilon_s^*}$ и $\kappa_s = \text{Im} \sqrt{\varepsilon_s^*}$ - показатель преломления (ПП) и нормированный коэффициент затухания (НКЗ) почвы, соответственно. НКЗ понимается, как отношение коэффициента затухания волны в почвенном образце к волновому числу в свободном пространстве. Для приведенного КПП будем использовать рефракционную диэлектрическую модель смеси [6]:

$$\frac{n_s - 1}{\rho_d(m_g)} = \begin{cases} \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{(n_b - 1)}{\rho_b} m_g, & m_g \leq m_{g1}; \\ \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{(n_b - 1)}{\rho_b} m_{g1} + \frac{(n_t - 1)}{\rho_t} (m_g - m_{g1}), & m_{g1} \leq m_g \leq m_{g2}; \\ \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{(n_b - 1)}{\rho_b} m_{g1} + \frac{(n_t - 1)}{\rho_t} (m_{g2} - m_{g1}) + \frac{n_{u,i} - 1}{\rho_{u,i}} (m_g - m_{g2}), & m_g \geq m_{g2}. \end{cases} \quad (2)$$

$$\frac{\kappa_s}{\rho_d(m_g)} = \begin{cases} \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b}{\rho_b} m_g, & m_g \leq m_{g1}; \\ \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b}{\rho_b} m_{g1} + \frac{\kappa_t}{\rho_t} (m_g - m_{g1}), & m_{g1} \leq m_g \leq m_{g2}; \\ \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b}{\rho_b} m_{g1} + \frac{\kappa_t}{\rho_t} (m_{g2} - m_{g1}) + \frac{\kappa_{u,i}}{\rho_{u,i}} (m_g - m_{g2}), & m_g \geq m_{g2}. \end{cases} \quad (3)$$

В (2), (3), m_{g1} и m_{g2} - значения максимальных весовых фракций связанной воды и суммы максимальных фракций связанной и переходной воды, соответственно. m_{g1} отделяет область связанной воды от области переходной воды, и m_{g2} отделяет область переходной воды от области свободной воды, которая существует в форме жидкой воды и влажного льда в случае талой и мерзлой почвы, соответственно. Первое, второе и третье уравнения в формулах (2), (3) относятся к областям связанной воды, $m_g \leq m_{g1}$, переходной воды, $m_{g1} \leq m_g \leq m_{g2}$, и свободной воды, $m_g \geq m_{g2}$, соответственно. Символы s , d , m , b , t , u и i , относящиеся к n , κ и плотности ρ , обозначают влажную почву, сухую почву, твердую компоненту почвы, связанную воду, переходную воду, свободную жидкую воду и влажный лед, соответственно. В дальнейшем, будем полагать, что $\rho_b = \rho_t = \rho_u = 1 \text{ г/см}^3$ в талой почве и $\rho_b = \rho_t = 1 \text{ г/см}^3$, $\rho_i = 0.917 \text{ г/см}^3$ в мерзлой почве. Это предположение относительно плотностей компонентов воды в почве рассматривается только в рамках диэлектрической модели почвы, и его допустимость будет подтверждена в процессе тестирования этой модели.

Согласно (1), ПП, n_p , и НКЗ, κ_p , где индексом p обозначены величины, относящиеся к связанной воде ($p=b$), переходной воде ($p=t$), свободной жидкой воде ($p=u$) и влажному льду ($p=i$), могут быть выражены через относительную диэлектрическую проницаемость (ОДП), ε_p' , и коэффициент диэлектрических потерь (КДП), ε_p'' , в следующем виде:

$$n_p \sqrt{2} = \sqrt{(\varepsilon_p')^2 + (\varepsilon_p'')^2} + \varepsilon_p', \quad \kappa_p \sqrt{2} = \sqrt{(\varepsilon_p')^2 + (\varepsilon_p'')^2} - \varepsilon_p' \quad (4)$$

Как и в [13], выразим ОДП и КДП компонентов почвенной воды в уравнениях (4) через уравнения Дебая (см. [14]), содержащие несколько релаксаций:

$$\begin{aligned}\varepsilon'_p &= \frac{\varepsilon_{0pL} - \varepsilon_{0pM}}{1 + (2\pi f \tau_{pL})^2} + \frac{\varepsilon_{0pM} - \varepsilon_{0pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pM})^2} + \frac{\varepsilon_{0pH} - \varepsilon_{\infty pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pH})^2} + \varepsilon_{\infty pH} , \\ \varepsilon''_p &= \frac{\varepsilon_{0pL} - \varepsilon_{0pM}}{1 + (2\pi f \tau_{pL})^2} 2\pi f \tau_{pL} + \frac{\varepsilon_{0pM} - \varepsilon_{0pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pM})^2} 2\pi f \tau_{pM} + \frac{\varepsilon_{0pH} - \varepsilon_{\infty pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pH})^2} 2\pi f \tau_{pH}\end{aligned}\quad (5)$$

Здесь f обозначает частоту волны. ε_{0pL} , ε_{0pM} , ε_{0pH} – низкочастотные пределы диэлектрических проницаемостей, соответствующие определенным релаксациям. $\varepsilon_{\infty pH}$ – высокочастотный предел диэлектрической проницаемости дипольной релаксации. Индексы H , M и L относятся к высокочастотной, среднечастотной и низкочастотной релаксациям, соответственно. Высокочастотная релаксация – это дипольная релаксация. В то время как предполагается, что среднечастотная и низкочастотная релаксации (релаксация Максвелла-Вагнера) возникают из-за периодических перезарядок поверхностей раздела фаз под действием переменного электромагнитного поля. τ_{pL} , τ_{pM} и τ_{pH} – времена соответствующих релаксаций. Все эти параметры относятся к связанной воде ($p=b$), переходной воде ($p=t$), свободной жидкой воде ($p=u$) и влажному льду ($p=i$). В случае связанной воды используется уравнение (5) с тремя релаксациями. В случае, если для компоненты p почвенной воды среднечастотная и низкочастотная релаксации отсутствуют, в формулах (4), (5) следует положить $\varepsilon_{0pL} = \varepsilon_{0pM} = \varepsilon_{0pH}$.

Рассчитанные с помощью формул (4), (5) значения КПП почвы не учитывают токи омической проводимости компонентов почвенной воды. Однако, принимая во внимание, что ОДП определяется только токами смещения, мы можем выразить эту величину в форме

$$\varepsilon'_s = n_s^2 - \kappa_s^2, \quad (6)$$

где n_s , κ_s вычисляются с помощью формулы (2)-(5). При этом токи омической проводимости будут учтены при вычислении КДП влажной почвы, ε''_s . Представим эту величину в виде суммы двух слагаемых, одно из которых учитывает только токи смещения, ε''_{sb} , а другое – только токи омической проводимости, ε''_{sc} . Слагаемые, учитывающие токи смещения и омической проводимости могут быть выражены как $\varepsilon''_{sb} = 2n_s\kappa_s$ и $\varepsilon''_{sc} = \sigma_s/2\pi f\varepsilon_r$. Здесь n_s и κ_s определяются из (2)-(5), а величина σ_s – является удельной омической проводимостью влажной почвы. Величина $\varepsilon_r = 8.854$ пФ/м определяет диэлектрическую проницаемость свободного пространства. Удельную проводимость влажной почвы, σ_s , можно представить в виде суммы удельных проводимостей компонент почвенной влаги ($p = b, t, u, i$) с весами равными их объемным фракциям, W_p , то есть, $\sigma_{sc} = W_b\sigma_b + W_t\sigma_t + W_{u,i}\sigma_{u,i}$. По определению, объемная фракция, W_p ($p = b, t, u, i$) равна V_p/V , где V – объем образца, а V_p – объем воды в образце, относящийся к компоненте p почвенной воды. V и V_p могут быть выражены через соответствующие массы и плотности, а именно: $V = M_d/\rho_d$, $V_p = M_p/\rho_p$. Следовательно, объемная фракция W_p может быть записана в виде $W_p = m_{g,p}(\rho_d/\rho_p)$, где $m_{g,p}$ – весовая влажность, соответствующая компоненте p почвенной воды. В результате, выражение для КДП влажной почвы может быть записано следующим образом:

$$\varepsilon_s'' = \begin{cases} 2n_s\kappa_s + \rho_d(m_g/\rho_b)\sigma_b/2\pi f\varepsilon_r, & 0 \leq m_g \leq m_{g1}; \\ 2n_s\kappa_s + \rho_d(m_g)[(m_{g1}/\rho_b)\sigma_b + [(m_g - m_{g1})/\rho_t]\sigma_t]/2\pi f\varepsilon_r, & m_{g1} \leq m_g \leq m_{g2}; \\ 2n_s\kappa_s + \rho_d(m_g)[(m_{g1}/\rho_b)\sigma_b + [(m_{g2} - m_{g1})/\rho_t]\sigma_t + [(m_g - m_{g2})/\rho_{u,i}]\sigma_{u,i}]/2\pi f\varepsilon_r, & m_g \geq m_{g2}. \end{cases} \quad (7)$$

Из уравнений (1)–(7) следует, что при заданной температуре спектры ОДП и КДП почвы, как функции входных переменных: а именно, плотности сухого сложения ρ_d , весовой влажности m_g , частоты волны f могут быть вычислены с использованием следующего набора параметров: $(n_m - 1)/\rho_m$, κ_m/ρ_m , m_{g1} , m_{g2} , ε_{0pQ} , $\varepsilon_{\infty pH}$, τ_{pQ} , σ_p , относящихся к i) связанной воде ($p=b$), переходной воде ($p=t$), свободной жидкой воде ($p=u$), влажному льду ($p=i$), которые являются компонентами почвенной воды и ii) высоко частотным ($Q=H$), средне частотным ($Q=M$), и низко частотным ($Q=L$) релаксациям компонентов почвенной воды. Очевидно, что перечисленные выше параметры должны зависеть от температуры. Совокупность уравнений (1)–(7) и вышеперечисленных параметров представляет собой МРСДМ влажной почвы. В следующем разделе будет приведена методология определения параметров МРСДМ из измеренных спектров комплексной диэлектрической проницаемости влажной почвы.

3. Определение параметров МРСДМ

Для определения параметров МРСДМ влажной почвы использовались измеренные спектры комплексной диэлектрической проницаемости (КДПр). Измеренные величины для приведенных ПП и НКЗ показаны на рис. 1 совместно с результатами регрессионного анализа экспериментальных данных с использованием выражений (2) и (3). Как видно из рис. 1, модель (2), (3) хорошо соответствует экспериментальным данным. Действительно, измеренные приведенный ПП и приведенный НКЗ аппроксимируются кусочно-линейной функцией, показывающей вклад отдельных компонентов почвенной воды. В результате регрессионного анализа параметры $(n_m - 1)/\rho_m$ и κ_m/ρ_m могут быть получены как значения $(n_s - 1)/\rho_d$ и κ_s/ρ_d при $m_g = 0$. Максимальное количество связанной, m_{g1} , воды и суммы связанной переходной, m_{g2} , воды могут быть определены как точки перехода в кусочно-линейной функции от одного линейного сегмента к другому. Как видно из рис. 1, максимальное количество связанной воды, m_{g1} , в случае мерзлой почвы зависит от температуры. В результате регрессионного анализа данных, пример которых представлен на рис. 1, были получены следующие выражения для m_{g1} и m_{g2} :

$$\begin{aligned} m_{g1} &= 0,063 & 0^\circ\text{C} \leq T \leq 25^\circ\text{C} \\ m_{g1} &= 0,04 + 0,04 \exp(T/5) & -30^\circ\text{C} \leq T \leq -1^\circ\text{C} \\ m_{g2} &= 0,13 & -30^\circ\text{C} \leq T \leq 25^\circ\text{C} \end{aligned} \quad (8)$$

Выражения (8) должны быть дополнены значениями приведенных ПП, $(n_m - 1)/\rho_m$, и НКЗ, κ_m/ρ_m , характеризующими твердую фракцию почвы:

$$(n_m - 1)/\rho_m = 0,426, \quad \kappa_m/\rho_m = 0, \quad -30^\circ\text{C} \leq T \leq 25^\circ\text{C}. \quad (9)$$



Adobe Acrobat
PDFXML Document

Теперь, когда в результате регрессионного анализа зависимостей КПП почвы от влажности найдены гидрологические параметры почвы $(n_m - 1)/\rho_m$, κ_m / ρ_m , m_{g1} , m_{g2} , перейдем к обсуждению методики определения спектроскопических параметров, присутствующих в формулах (5) и (6). Для этого будут использоваться спектры (ОДП) и (КДП) влажных образцов почвы, измеренные при различных влажностях и температурах. Примеры этих спектров, относящихся к талым и мерзлым образцам почвы, показаны на рис.2. Как видно из уравнений (8), на рис. 2 показаны спектры для образцов, которые содержат только связанную воду (кривые 1 и 2), связанную и переходную воду (кривые 3 и 5), а также все три компоненты почвенной воды (кривые 4 и 6).

На первом этапе регрессионного анализа аппроксимируются спектры ОДП для образцов, содержащих только связанную воду, $0 < m_g < m_{g1}$. При этом значения ОДП для теоретической модели, с помощью которой проводился регрессионный анализ измеренных спектров, рассчитываются при последовательном использовании формул (6), (2), (3), (8), (9), (4) и (5).



Adobe Acrobat
PDFXML Document

Теоретические спектры, содержащие i) только высокочастотную релаксацию, ii) высокочастотную и среднечастотную релаксации, iii) высокочастотную, среднечастотную и низкочастотную релаксации последовательно сравнивались с измеренными данными в частотных диапазонах, соответствующих присутствию этих релаксаций. В результате последовательно определялись наборы спектроскопических параметров: i) ε_{0bH} , τ_{bH} ; ii) ε_{0bH} , τ_{bH} , ε_{0bM} , τ_{bM} , and iii) ε_{0bH} , τ_{bH} , ε_{0bM} , τ_{bM} , ε_{0bL} , τ_{bL} . При этом здесь и далее значение высокочастотного предела диэлектрической проницаемости, $\varepsilon_{\infty pH}$, ($p=b, t, u, i$) было принято равным 4.9. Полученные таким образом спектроскопические параметры для связанной компоненты воды показаны в зависимости от температуры на рис. 3 и 4. Теоретические спектры, рассчитанные для найденных в результате регрессионного анализа значений параметров ε_{0bH} , τ_{bH} , ε_{0bM} , τ_{bM} , ε_{0bL} , τ_{bL} , показаны на рис. 2 и демонстрируют хорошее соответствие измеренным данным, что подтверждает применимость предложенной теоретической модели (1)-(7).

После получения спектроскопических параметров ε_{0bH} , τ_{bH} , ε_{0bM} , τ_{bM} , ε_{0bL} , τ_{bL} , для связанной воды в почве с использованием только спектров ОДП можно продолжить регрессионный анализ и получить значения удельной проводимости связанной почвенной воды. С этой целью необходимо использовать данные измерений, полученных для КДП. Примеры этих спектров, измеренные для влажностей, соответствующих содержанию в образце только связанной воды, $0 < m_g < m_{g1}$, приведены на рис. 2б. Для расчета значений



Adobe Acrobat
PDFXML Document



Adobe Acrobat
PDFXML Document

теоретической модели КДП применялась система уравнений (7), (2), (3), (8), (9), (4) и (5), и использовались ранее полученные значения спектроскопических параметров, а именно, ε_{0bH} , τ_{bH} , ε_{0bM} , τ_{bM} , ε_{0bL} , τ_{bL} . В результате были получены значения удельной проводимости для связанной воды, σ_b , которые показаны на рис. 5 как функция температуры.



Adobe Acrobat
PDFXML Document

На втором этапе регрессионного анализа определялись спектроскопические параметры для переходной воды. Для этого использовались спектры ОДП и КДП для образцов, содержащих как связанную, так и переходную компоненту почвенной воды, при этом применялся такой же подход, как и на первом этапе с использованием уже известных параметров ε_{0bH} , τ_{bH} , ε_{0bM} , τ_{bM} , ε_{0bL} , τ_{bL} и σ_b . В результате было обнаружено, что в переходной воде наблюдается только высокочастотная релаксация и были найдены температурные зависимости параметров ε_{0tH} , τ_{tH} и σ_t , которые приведены на рис. 3, 4, 5.

На третьем этапе анализа, применялись спектры, измеренные для образцов, содержащих все три компоненты почвенной воды. При этом, использовались значения параметров ε_{0bH} , τ_{bH} , ε_{0bM} , τ_{bM} , ε_{0bL} , τ_{bL} , σ_b , ε_{0tH} , τ_{tH} и σ_t , полученные на первом и втором этапах регрессионного анализа. Было обнаружено, что в свободной воде наблюдается только высокочастотная релаксация, и были найдены температурные зависимости параметров ε_{0uH} , τ_{uH} , σ_u и ε_{0iH} , τ_{iH} , σ_{ui} , которые приведены на рис. 3, 4, 5.

Теперь, когда получены температурные зависимости для всех спектроскопических параметров и удельных проводимостей, рассмотрим температурную много-релаксационную спектроскопическую диэлектрическую модель (ТМРСДМ) для влажной почвы, обобщая методологию, ранее предложенную в [6] для случая, когда для всех компонент почвенной воды рассматривается только одна высокочастотная релаксация.

4. Температурная много-релаксационная спектроскопическая диэлектрическая модель (ТМРСДМ)

Мы предполагаем, что экспериментальные температурные зависимости для низкочастотных пределов диэлектрической проницаемости (см. рис. 3) соответствуют уравнению, которое было получено в [6], с использованием закона Клаузиуса-Моссотти:

$$\varepsilon_{0pQ}(T) = \frac{1 + 2 \exp[F_{pQ}(T_{spQ}) - \beta_{vpQ}(T - T_{spQ})]}{1 - \exp[F_{pQ}(T_{spQ}) - \beta_{vpQ}(T - T_{spQ})]}, \quad F_{pQ}(T) = \ln \left[\frac{\varepsilon_{0pQ}(T) - 1}{\varepsilon_{0qQ}(T) + 2} \right] \quad (10)$$

где ε_{0pQ} и β_{vpQ} низкочастотный предел ДП и коэффициент объемного расширения, относящиеся к связанной воде ($p=b$), переходной воде ($p=t$), свободной жидкой воде ($p=u$) и влажному льду ($p=i$). В то время как индекс Q обозначает низкочастотную ($Q=L$), среднечастотную ($Q=M$) и высокочастотную ($Q=H$) релаксации компонент почвенной

влаги. T_{sepQ} обозначает начальную температуру, в качестве которой может быть взято любое значение из температурного интервала измерений. Значения β_{vpQ} и $\varepsilon_{0pQ}(T_{sepQ})$ могут быть определены в результате регрессионного анализа с использованием уравнения (10) и экспериментальных данных, показанных на рис. 3. Такой анализ выполняется отдельно для талых и мерзлых образцов почвы. Значения β_{vpQ} , T_{sepQ} и $\varepsilon_{0pQ}(T_{sepQ})$, полученные таким образом, приведены в таб. 1а и 1б.

Найдем далее параметры ТМРСДМ, относящиеся к температурным зависимостям времен релаксации, показанным на рис. 4. Аналогично [6], в качестве теоретической модели, описывающей экспериментальные зависимости выберем уравнение Дебая:

$$\ln\left(\frac{kT_K}{h}\tau_{pQ}\right) = \frac{\Delta H_{pQ}}{R} \frac{1}{T_K} - \frac{\Delta S_{pQ}}{R}, \quad (11)$$

где h постоянная Планка (6.624×10^{-34} Js), k постоянная Больцмана (1.38×10^{-23} JK⁻¹), ΔH_{pQ} энергия активации релаксационного процесса, R универсальная газовая постоянная (8.314×10^3 JK⁻¹ kmol⁻¹) и ΔS_{pQ} энтропия активации. T_K - температура в Кельвинах. Параметры $\Delta H_{pQ}/R$ и $\Delta S_{pQ}/R$, которые пропорциональны энергии активации и энтропии активации, соответственно, могут быть определены, используя линейную регрессию измеренных значений $\ln(kT_K\tau_{pQ}/h)$ в зависимости от $1/T_K$. Полученные таким образом значения относительной энергии и энтропии активации $\Delta H_{pQ}/R$ и $\Delta S_{pQ}/R$ приведены в таблицах 1а и 1б. Результаты расчета времен релаксации с помощью формулы (11) и найденных в процессе регрессионного анализа значений $\Delta H_{pQ}/R$ и $\Delta S_{pQ}/R$, приведенные на рис. 4, демонстрирует применимость теоретической модели (11) для описания температурных зависимостей времен релаксации.

Наконец, также как в [6], мы предполагаем, что удельная электропроводность, σ_p , имеет линейную зависимость от температуры, которая характерна для ионных растворов:

$$\sigma_p(T) = \sigma_p(T_{sep}) + \beta_{\sigma p}(T - T_{sep}). \quad (12)$$

Здесь, $\beta_{\sigma p}$ является производной температурной зависимости проводимости, т.е. температурным коэффициентом проводимости, а $\sigma_p(T_{sep})$ равна значению проводимости при произвольной начальной температуре, T_{sep} , взятой из измеряемого диапазона температур. Как видно из рис. 5, экспериментальные температурные зависимости удельных электропроводностей для всех компонент почвенной воды оказались близки к линейным функциям (12). Параметры этих функций приведены в таблицах 1а и 1б.

Таким образом, алгоритм вычисления значений комплексной диэлектрической проницаемости талой и мерзлой почвы с помощью ТМРСДМ может быть представлен следующей последовательностью шагов.

1. Задается температура, T , талой или мерзлой почвы.
2. Определяются значения параметров Дебая, а именно низкочастотный предел диэлектрической проницаемости, $\varepsilon_{0pQ}(T)$, время релаксации, $\tau_{pQ}(T)$, и удельная электропроводность, $\sigma_p(T)$, для всех компонент почвенной воды с использованием формул (10), (11), (12) и параметров, приведенных в таблице 1.
3. После того как величины $\varepsilon_{0pQ}(T)$, $\tau_{pQ}(T)$ и $\sigma_p(T)$ найдены, рассчитываются значения ОДП, $\varepsilon'_p(f, T)$, и КП $\varepsilon''_p(f, T)$ для всех типов почвенной влаги в зависимости от частоты при заданной температуре, используя формулы (5).
4. Проводится переход от значений $\varepsilon'_p(f, T)$ и $\varepsilon''_p(f, T)$ к ПП, n_p , и НКЗ, κ_p , для всех компонент почвенной воды в соответствии с формулами (4).
6. Задается плотность сухого сложения, ρ_d , и влажность, m_g , почвы и рассчитываются

значения ПП, $n_s(\rho_d, m_g, f, T)$, и НКЗ, $\kappa_s(\rho_d, m_g, f, T)$, почвы в соответствии с формулами (2), (3), (8), и (9).

7. Наконец, от значений $n_s(\rho_d, m_g, f, T)$ и $\kappa_s(\rho_d, m_g, f, T)$ переходим к значениям ОДП, $\varepsilon'_s(\rho_d, m_g, f, T)$ и КДП, $\varepsilon''_s(\rho_d, m_g, f, T)$, почвы, используя формулу (6) и формулы (7), (8), соответственно, а так же формулу (12) для удельной электропроводности, σ_p , и значения необходимых параметров из таблицы 1.

В следующем разделе будет оценена погрешность разработанной ТМРСДМ в многомерной области измеренных температур, частот и влажностей путем сопоставления диэлектрических данных для влажной почвы, рассчитанных с помощью модели, с измеренными диэлектрическими данными.



Adobe Acrobat
PDFXML Document

4. Оценка погрешности температурной много-релаксационной спектроскопической диэлектрической модели

На рис. 6 приведены зависимости измеренных значений ОДП и КДП от соответствующих величин, рассчитанных с помощью модели. Представленные здесь данные соответствуют всем значениям плотности сухого сложения и влажности почвенных образцов, а также всем значениям частот и температур, наблюдавшимся в процессе измерений. Как видно из рис. 6, между измеренными и рассчитанными значениями наблюдается хорошее соответствие. Количественно отклонения между расчетными и измеренными значениями оценивались с помощью коэффициента детерминации (R^2) и среднеквадратического отклонения (СКО). Для ОДП и КДП эти величины составили $R^2=0,991$, СКО=0,277 и $R^2=0,984$, СКО=0,147, соответственно. Такие погрешности находятся в пределах оценок ошибок измерений ОДП и КДП для образцов почвы. Следовательно, в пределах ошибок диэлектрических измерений, созданная ТМРСДМ адекватно описывает зависимости ОДП и КДП талой и мерзлой почвы от плотности сухого сложения, влажности, частоты электромагнитного поля и температуры, и ее можно считать вполне приемлемой для практического использования в алгоритмах дистанционного зондирования.



Adobe Acrobat
PDFXML Document

5. Заключение

Разработана температурная много-релаксационная спектроскопическая диэлектрическая модель для минеральной почвы, собранной на территории травянистой тундры Ямала. Модель представляет собой совокупность аналитических выражений, позволяющих рассчитать комплексную диэлектрическую проницаемость почвы в зависимости от плотности сухого сложения, весовой влажности, температурой почвы и частотой электромагнитного поля, которые являются входными переменными модели. Анализ погрешности модели демонстрирует хорошее согласие между измеренными и рассчитанными значениями ОДП и КДП почвы в диапазоне частот от 0,05 до 15 ГГц, при

массовых влажностях от 0.003 до 0,21 г/г, температурах от -30°C до + 25°C и плотностях сухого сложения почвы, колеблющихся от 1,3 до 1,8 г/см³. В таком широком диапазоне вариаций вышеупомянутых входных переменных, значения коэффициента детерминации для ОДП и КДП оказались равны 0,991 и 0,984, соответственно. В то время как СКО расчетных значений ОДП и КДП от измеренных величин равны 0,277 и 0,147, соответственно. Эти оценки погрешности находятся в пределах ошибок диэлектрических измерений для почвы. Следовательно, в пределах ошибок диэлектрических измерений почвы, созданная ТМРСДМ адекватно описывает зависимости ОДП и КДП талой и мерзлой почвы как функции плотности сухого сложения почвы, влажности почвы, частоты электромагнитного поля и температуры почвы, и ее можно считать вполне приемлемой для практического использования в алгоритмах дистанционного зондирования. Эта модель может стать основой для создания алгоритмов интерпретации данных, получаемых современными аппаратами дистанционного микроволнового зондирования, такими как AQUA, GCOM-W, SMOS, SMAP, RADARSAT, ALOS PALSAR. Кроме того, созданная модель может быть применена при исследованиях процессов замерзания активного слоя тундровой почвы с применением импульсных рефлектометров и подповерхностных радаров.

Список литературы

- [1] L.A. Jones, J.S. Kimball, K.C. McDonald, S.T.K. Chan, E.G. Njoku, W.C. Oechel. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2007, **45**, 2004-2018.
- [2] V.L. Mironov, K.V. Muzalevskiy, I.V. Savin. *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens.*, 2013, **6**, 1781-1785.
- [3] K. Rautiainen, J. Lemmetyinen, J. Pulliainen, J. Vehvilainen, M. Drusch, A. Kontu, J. Kainulainen, J. Seppanen. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2012, **50**, 1483-1497.
- [4] M. Watanabe, G. Kadosaki, Kim Yongwon, M. Ishikawa, K. Kushida, Y. Sawada, T. Tadono, M. Fukuda, M. Sato. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2012, **50**, 44-54.
- [5] S. Bircher, J.E. Balling, N. Skou, Y.H. Kerr. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2012, **50**, 1468 – 1482.
- [6] V.L. Mironov, R.D. De Roo, I.V. Savin. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 2010, **48**, 2544-2556.
- [7] V.L. Mironov and I.V. Savin. *Physics and Chemistry of the Earth*, 2015, to be published.
- [8] Mironov V. L., and Yu. I. Lukin. *Russian Physics Journal*, 2011, **53**, 956-963.
- [9] L. X. Zhang, J. C. Shi, Z. J. Zhang, and K. G. Zhao. *Proceedings of IGRASS'03, Toulouse, France*, 2003.
- [10] Миронов В.Л., Каравайский А.Ю., Лукин Ю.И. *Вестник КубГАУ*, 2013, **51**, 97-100.
- [11] V.L. Mironov, S.A. Komarov, Yu.I. Lukin, and D.S. Shatov. *J. Commun. Technol. Electron.*, 2010, **55**, 1368–1373.
- [12] V.L. Mironov, I.P. Molostov, Y.I. Lukin, A.Yu. Karavaisky. *IEEE International Siberian Conference on Control and Communications (SIBCON)*. 2013, 12-13 September, Krasnoyarsk. DOI: 978-1-4799-1062-5/13.
- [13] V.L. Mironov, P.P. Bobrov, S.V. Fomin, and A.Yu. Karavaiskii, *Russian Physics Journal*, 2013, **56**, 319-324.
- [14] Я.Ю. Ахадов. Диэлектрические параметры чистых жидкостей. М.: Издательство МАИ, 1999, 856 с.