

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКАЯ МНОГОРЕЛАКСАЦИОННАЯ
ДИЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТАЛЫХ И МЕРЗЛЫХ АРКТИЧЕСКИХ
ПОЧВ, УЧИТЫВАЮЩАЯ ЗАВИСИМОСТИ ОТ ТЕМПЕРАТУРЫ
И СОДЕРЖАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

© 2019 г. В. Л. Миронов, И. В. Савин*

Институт физики им. Л.В. Киренского СО РАН, Красноярск, Россия

**E-mail: rsdst@ksc.krasn.ru*

Поступила в редакцию 29.05.2018 г.

В статье представлена температурная спектроскопическая диэлектрическая модель влажных почв, разработанная на основе измерений шести талых и мерзлых арктических почв с различным содержанием органического вещества, от 30 до 90%. Созданная модель позволяет прогнозировать значения комплексной диэлектрической проницаемости влажной почвы, которые хорошо соответствуют данным диэлектрических измерений. Она применима в диапазоне частот от 0.05 до 15 ГГц, диапазоне температур от -30° до $+25^{\circ}$ C, диапазоне влажностей от 0.009 до 1.001 г/г и может быть рекомендована к использованию в алгоритмах дистанционного зондирования (ДЗ) влажности и температуры почвенного покрова с использованием данных космического радиометрического и радарного зондирования.

Ключевые слова: диэлектрическая модель, влажность, температура, органическая почва, дистанционное зондирование, влажная почва

DOI: <https://doi.org/10.31857/S020596-14201915465>

ВВЕДЕНИЕ

Наиболее существенные результаты в области дистанционного зондирования влажности почв, состояния замерзания/оттаивания и температуры в поверхностном слое почвенного покрова получаются с использованием микроволновой радиометрии и радиолокационных методик. Радиометры и радары в таких современных космических проектах, как AQUA, который имеет пространственное разрешение 500–1000 м, GCOM-W (Global Change Observation Mission) с разрешением 10–60 км, SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) и SMAP (Soil Moisture Active Passive), имеющих разрешение 40 км, RADARSAT (Radar Satellite) и ALOS PALSAR (Advanced Land Observing Satellite Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar), имеющих разрешение 50–100 м и др. функционируют в диапазоне частот от 1.2 ГГц до 89 ГГц. В частности, диэлектрические модели верхнего слоя почвы являются ключевым элементом при построении алгоритмов восстановления влажности (Muzalevskiy et al., 2016) и температуры в работах (Mironov et al., 2016a) из данных микроволнового зондирования, в случае минеральных почв и конкретного типа органической почвы.

В последнее время все большее внимание в исследованиях по ДЗ с применением космической

радиометрии и радиолокации уделяется арктическому региону (Muzalevskiy et al., 2016) — (Watanabe et al., 2012). Верхний слой почвы в бореальных лесах и арктической тундре имеет повышенное содержание органического вещества. Эту особенность следует учитывать при построении диэлектрических моделей данных почв. Ранее были предложены диэлектрические модели для двух почв с фиксированным содержанием органического вещества собранных в районе Северного склона, Аляски (содержание органики 80%) (Mironov, Savin, 2016) и полуострова Ямал (содержание органики 50%) (Mironov, Savin, 2015).

Эти модели дают прогнозы комплексной диэлектрической проницаемости (КДП) для каждого отдельного типа талой и мерзлой органической почвы в зависимости от частоты, температуры и влажности. При этом влияние количества органического вещества на диэлектрические свойства талых и мерзлых почв остается малоизученным.

В данной статье представлена температурная спектроскопическая диэлектрическая модель, разработанная на основе измерений шести арктических почв с различным содержанием органического вещества, от 30 до 90%. Модель применима в диапазоне частот от 0.05 до 15 ГГц, диапазоне температур от -30° до $+25^{\circ}$ C, диапазоне влажностей от 0.009 до 1.001 г/г.

ОПИСАНИЕ ИССЛЕДУЕМЫХ
ОБРАЗЦОВ ПОЧВ

В работе проанализирован ряд арктических органических почв, собранных в различных регионах. Образец № 1, собран на п-ове Ямал, в точке с координатами 70°25' с.ш., 68°25' в.д., представляет собой типичную почву травянисто-мшистой тундры (Mironov, Savin, 2015). Образец состоит из минеральных твердых веществ и разложившегося органического вещества, имеющих следующее процентное содержание: органическое вещество ~ 50%, кварц ~ 30%, калиевый полевой шпат ~ 5–10%, плагиоклаз ~ 5–10%, кроме того, следы хлорита, слюды, смектита (<1%). Следующий образец (образец № 2) собран так же на Ямале в точке с координатами 66°48' с.ш., 69°42' в.д., и представляет собой типичную почву травянисто-мшистой тундры, со следующим процентным содержанием веществ: органическое вещество ~ 62%, Кварц ~ 25%, калиевый полевой шпат ~ 5–10%, плагиоклаз ~ 5–10%, следы хлорита, слюды, смектита (<1%). Образец № 3, еще одна почва п-ова Ямал, собранная по координатам 57°06' с.ш., 66°12' в.д., так же являющаяся почвой травянисто-мшистой тундры, со следующим процентным содержанием веществ: органическое вещество ~ 35%, кварц ~ 40%, присутствуют плагиоклаз ~ 15%, калиевый полевой шпат ~ 10%, малая примесь слюды, хлорита, смектита, кальция. Образец № 4, образец почвы Аляски (Mironov, Savin, 2016) собранный по координатам 68°38' с.ш., 149°35' з.д., который, в отличии от предыдущих образцов, представляет типичную почву кустарниковой тундры со следующим составом: органическое вещество ~ 80%, кальцит ~ 4.5%, кварц ~ 7.5–8.2%, слюда ~ 0.75–1.5%, плагиоклаз ~ 0.75%, смектит ~ 0.75%. Образец № 5, еще один образец почвы Аляски (Mironov et al., 2007) собранный в том же месте с координатами 68°38' с.ш., 149°35' з.д., но представляющий собой типичную почву кочкарной тундры, со следующим процентным содержанием: органическое вещество ~ 90%, кальцит ~ 7%, кварц ~ 3%. Наконец, образец № 6, почва полуострова Таймыр (координаты взятия пробы 69°21' с.ш., 88°17' в.д.), представляющая собой типичную почву травянисто-мшистой тундры, со следующим процентным содержанием веществ: органическое вещество ~ 38%, Кварц ~ 45%, калиевый

полевой шпат ~ 5–10%, плагиоклаз ~ 5–10%, следы хлорита, слюды, смектита (<1%).

ПРИГОТОВЛЕНИЕ ОБРАЗЦОВ ПРОЦЕДУРА
ИЗМЕРЕНИЯ СПЕКТРОВ КДП

Образцы почвы приготавливались с использованием процедуры, приведенной в (Mironov, Savin, 2015). Массовая влажность образцов почвы, m_g , определялась как отношение массы почвенной воды, m_w , к массе высушенного образца почвы, m_d ; то есть $m_g = m_w/m_d$. Количество приготовленных образцов с различными влажностями для вышеописанных почв составляло от 10 до 23, температура каждого из образцов варьировалась от 25 до –30 °С. При таком количестве образцов с различными влажностями для разных почв оказалось возможным обеспечить одну и ту же, по порядку величины, погрешность определения параметров диэлектрической модели.

Плотность сухой почвы, ρ_d , определялась как $\rho_d = m_d/V$, где V — объем коаксиального контейнера. При этом ошибки измерения для m_g и ρ_d оценивались менее чем 6%. В табл. 1 приведены диапазоны изменения массовой влажности и плотности сухого сложения для каждой почвы.

Подобно (Mironov et al., 2010a), (Mironov et al., 2010b) для измерения частотных спектров элементов матрицы рассеяния коаксиального измерительного контейнера использовались векторные сетевые анализаторы Rohde & Schwarz ZVK и Keysight PNA-L. Из этих измерений были получены значения КДП образцов почвы, так же, как в работе (Mironov et al., 2013a). Ошибки измерения, при этом, варьировались от 3 до 30% в зависимости от частоты. Для проведения изотермических измерений использовалась камера тепла и холода SU-241 Espec, которая обеспечивала стабильность температуры в процессе измерений в пределах 0.5 °С.

КОНЦЕПЦИЯ МНОГОРЕЛАКСАЦИОННОЙ
СПЕКТРОСКОПИЧЕСКОЙ
ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Концепция многорелаксационной спектроскопической диэлектрической модели почв подробно описана в работе (Mironov, Savin, 2015). Согласно этой концепции, КДП влажной почвы, ϵ^* ,

Таблица 1. Диапазоны изменения влажности и плотности исследуемых почв

Образец	№ 1	№ 2	№ 3	№ 4	№ 5	№ 6
ρ_d , г/см ³	0.72–0.87	0.59–0.77	0.52–0.69	0.56–0.67	0.49–0.66	0.67–0.86
m_g , г/г	0.027–0.554	0.01–0.827	0.009–0.742	0.01–0.942	0.014–1.001	0.012–0.741

анализировалась, в терминах приведенного комплексного показателя преломления (КПП):

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

где $n_s = \text{Re}\sqrt{\varepsilon_s^*}$ и $k_s = \text{Im}\sqrt{\varepsilon_s^*}$ — показатель преломления (ПП) и нормированный коэффициент затухания (НКЗ), соответственно. НКЗ рассматривается как отношение стандартного коэффициента затухания к постоянной распространения в свободном пространстве. Как видно из выражения (1), приведенный КПП вещества равен разности между КПП вещества и КПП воздуха, нормированной на плотность вещества. Для приведенного КПП влажной почвы, мы используем рефракционную диэлектрическую модель смеси, описанную подробно в работе (Mironov, Savin, 2015):

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

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

где m_{g1} и m_{g2} — значения максимального количества связанной воды и общего количества связанной воды в почве, которая состоит из связанной, m_{g1} , и переходной связанной воды, $m_{g2} - m_{g1}$ соответственно.

Согласно (1), ПП, n_p и НКЗ, κ_p , могут быть выражены через диэлектрическую постоянную (ДП), ε_p' , и коэффициент потерь (КП), ε_p'' следующим образом:

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

где индекс p , обозначает связанную ($p = b$), переходную связанную ($p = t$) и несвязанную компоненту воды в почве, в виде жидкой воды ($p = u$) в талой почве, или влажного льда ($p = i$) в мерзлой почве.

Как и в работе (Mironov et al., 2013b), мы выражаем диэлектрическую постоянную и коэффициент потерь компонентов почвенной воды из (4) с использованием уравнений Дебая для нескольких релаксаций непроводящих жидкостей, которые учитывают только токи смещения (Kremer et al., 2002):

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

где f — частота волны, ε_{0pL} , ε_{0pM} , и ε_{0pH} — низкочастотные пределы диэлектрических постоянных, соответствующие различным релаксациям, а $\varepsilon_{\infty pH}$ — высокочастотный предел диэлектрической проницаемости дипольной релаксации. Нижние индексы H , M и L относятся к высокочастотным, среднечастотным и низкочастотным релаксациям соответственно. Высокочастотная релаксация является дипольной релаксацией, тогда как среднечастотные и низкочастотные релаксации предполагаются релаксациями (Максвелла–Вагнера), которые возникают из-за периодической перезарядки слоев почвенной влаги под действием переменного электромагнитного поля. Параметры τ_{pL} , τ_{pM} , и τ_{pH} являются временами соответствующих релаксаций. Все эти параметры относятся к связанной ($p = b$), переходной связанной ($p = t$), и несвязанной компоненте воды в почве, в виде жидкой воды ($p = u$) в талой почве, или влажного льда ($p = i$) в мерзлой почве. В случае связанной воды используется трехрелаксационная форма уравнения (5). В случае переходной связанной воды применяется уравнение релаксации, которое следует из (5) с $\varepsilon_{0L} = \varepsilon_{0M}$. В случае несвязанной воды используется уравнение с одной релаксацией, которое следует из (5) при $\varepsilon_{0uL} = \varepsilon_{0uM} = \varepsilon_{0uH}$. При этом коэффициенты потерь, ε_p'' , которые определяются уравнением (5), не включают в себя член, учитывающий омическую проводимость компонентов почвенной воды.

Диэлектрическая проницаемость влажной почвы, ϵ'_s , с учетом существования в почве только токов смещения может быть выражена в виде

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

В то же время коэффициент потерь влажной почвы, ϵ''_s , может быть представлен в виде суммы двух слагаемых, учитывающих токи смещения, ϵ''_{sb} , и токи проводимости, ϵ''_{sc} , которые проходят через влажный образец. Слагаемые, которые учитывают токи смещения и омической проводимости, могут быть выражены как $\epsilon''_{sb} = 2n_s\kappa_s$ и $\epsilon''_{sc} = \sigma_s/2\pi f\epsilon_r$ соответственно. Здесь n_s и κ_s вычисляются из (4) и (5), σ_s — удельная проводимость соответствующей воды, а $\epsilon_r = 8.854$ пФ/м — диэлектрическая постоянная свободного пространства. Представим удельную проводимость влажной почвы, σ_s , как сумму удельных проводимостей, σ_p , всех компонентов почвенной воды ($p = b, t, u, i$), с учетом их относительного объемного содержания, W_p ; то есть $\sigma_{sc} = W_b\sigma_b + W_t\sigma_t + W_{u,i}\sigma_{u,i}$. По определению, объемная влажность W_p ($p = b, t, u, i$) выражается как $W_p = V_p/V$, где V — объем образца, V_p — объем воды в почве, относящийся к соответствующей компоненте p . V и V_p могут быть выражены через соответствующие массы и плотности как $V = M_d/\rho_d$ и $V_p = M_p/\rho_p$. Следовательно, объемная доля W_p может быть выражена в виде $W_p = m_{g,p}(\rho_d/\rho_p)$, где $m_{g,p}$ — гравиметрическая влажность, которая относится к конкретной компоненте почвенной воды p . В результате выражение для КП влажной почвы можно записать в виде

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

Уравнения (1)—(7) показывают, что спектры ДП и КП при заданной температуре почвы в зависимости от входных переменных (плотности сухого грунта, ρ_d , гравиметрической влажности почвы m_g и частота волны f могут быть рассчитаны с использованием следующего набора параметров: $(n_m - 1)/\rho_m$, κ_m/ρ_m , m_{g1} , m_{g2} , ϵ_{0pQ} , $\epsilon_{\infty pH}$, τ_{pQ} , σ_p , которые относятся к связанной ($p = b$), переходной связанной ($p = t$), несвязанной ($p = u$) компоненте почвенной влаги, или влажному льду ($p = i$), но в то же время и к высокочастотной ($Q = H$), среднечастотной ($Q = M$) и низкочастотной ($Q = L$) релаксации компонентов почвенной воды. Эти параметры можно рассматривать как характеристики обобщенной

рефракционной диэлектрической модели влажной почвы (ОРДМВП). Параметры приведенного ПП, $(n_m - 1)/\rho_m$, и приведенного НКЗ, κ_m/ρ_m , являются характеристиками твердых частиц сухой почвы. Максимальные гравиметрические доли связанной воды, m_{g1} и общего количества связанной воды, m_{g2} , являются гидрологическими характеристиками почвы. Низкочастотный и высокочастотный пределы диэлектрической проницаемости, ϵ_{0pQ} и $\epsilon_{\infty pH}$, в сочетании со значениями времени релаксации, τ_{pQ} , являются релаксационными характеристиками молекул почвенной воды. Наконец, проводимости, σ_p , являются электрическими характеристиками соответствующих компонент почвенной воды. При этом, гидрологические, релаксационные и электрические параметры зависят от температуры почвы.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

В работах (Mironov, Savin, 2015), (Mironov et al., 2010a) подробно описан метод определения максимального количества связанной воды, m_{g1} и общего количества связанной воды в почве, m_{g2} , с использованием измеренных влажностных зависимостей приведенного ПП и приведенного НКЗ для двух конкретных типов органических почв. С помощью этого метода и данных диэлектрических измерений были найдены экспериментальные температурные зависимости m_{g1} , m_{g2} для каждого типа измеренных органических почв. На рис. 1 приведены полученные температурные зависимости m_{g1} , m_{g2} (обозначены символами), а также погрешности определения этих параметров. Из рис. 1 видно, что зависимости параметров m_{g1} , m_{g2} от температуры могут быть описаны уравнениями вида

$$y = a + b \cdot x, \quad (8)$$

кроме зависимости m_{g2} в области отрицательных температур, где можно применить уравнение вида

$$y = y_0 + A \cdot \exp(x/t_0). \quad (9)$$

Результат аппроксимации экспериментальных данных для температурных зависимостей m_{g1} , m_{g2} с помощью формул (8), (9) также приведен на рис. 1 в виде пунктирных линий. Таким образом, для каждой из почв в случае положительных и отрицательных температур можно записать следующие аппроксимации температурных зависимостей параметров m_{g1} , m_{g2} :

$$\begin{aligned} m_{g1}(t) &= a_1 + b_1 \cdot t, \quad 0^\circ\text{C} \leq t \leq 25^\circ\text{C}; \\ m_{g1}(t) &= a_2 + b_2 \cdot t, \quad -30^\circ\text{C} \leq t \leq -1^\circ\text{C}; \\ m_{g2}(t) &= a_3 + b_3 \cdot t, \quad 0^\circ\text{C} \leq t \leq 25^\circ\text{C}; \end{aligned} \quad (10)$$

$$m_{g2}(t) = y_0 + A \cdot \exp(t/t_0), \quad -30^\circ\text{C} \leq t \leq -1^\circ\text{C},$$

где t — температура образца почвы в градусах Цельсия.

Для коэффициентов $a_{1,2,3}$, $b_{1,2,3}$, y_0 , A и t_0 , которые были определены в процессе аппроксимации,

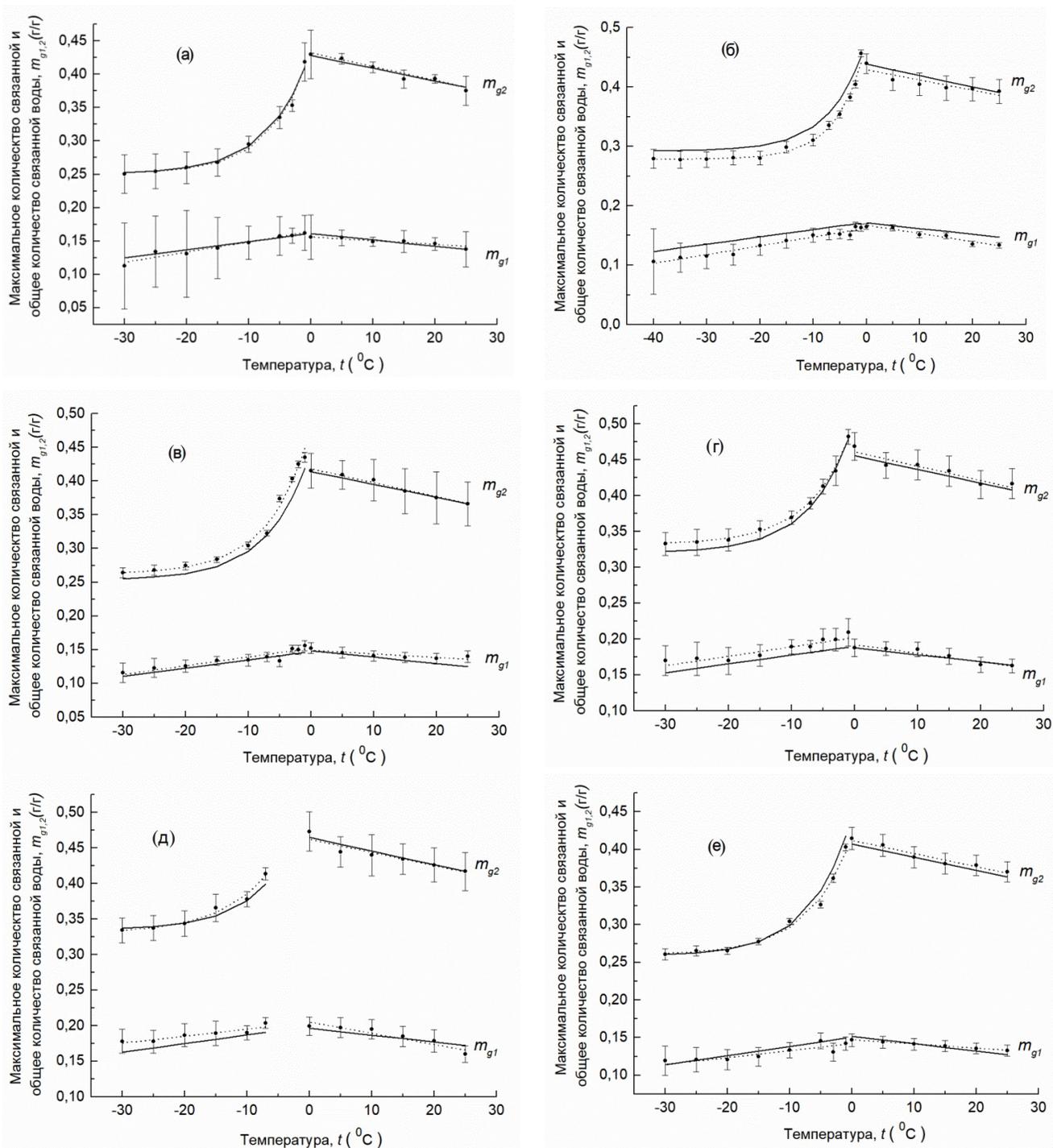


Рис. 1. Температурные зависимости предельных значений содержания прочносвязанной и рыхлосвязанной воды в почве (символы — экспериментальные данные; сплошная линия — расчет по модели; пунктирная линия — аппроксимация экспериментальных данных). Образец № 1 — (а), № 2 — (б), № 3 — (в), № 4 — (г), № 5 — (д), № 6 — (е).

были построены зависимости от количества органического вещества в почве. Анализ полученных значений коэффициентов показал, что зависимости коэффициентов $a_{1,2,3}$ и y_0 от органического вещества можно описать уравнением (8). В то время как для коэффициентов $b_{1,2,3}$, A и t_0

оптимальным оказалось предположить отсутствие зависимости от содержания органического вещества и эти параметры для всех почв были выбраны равными оценкам среднего значения, полученного для данных по всем почвам. Таким образом, уравнения (10) можно записать в виде

$$\begin{aligned}
 m_{g1}(t, O) &= 0.118 + 8.7 \cdot 10^{-4} \cdot O - 9.6 \cdot 10^{-4} \cdot t, \\
 &0 \text{ }^\circ\text{C} \leq t \leq 25 \text{ }^\circ\text{C}; \\
 m_{g1}(t, O) &= 0.114 + 9.5 \cdot 10^{-4} \cdot O + 12.3 \cdot 10^{-4} \cdot t, \\
 &-30 \text{ }^\circ\text{C} \leq t \leq -1 \text{ }^\circ\text{C}; \\
 m_{g2}(t, O) &= 0.38 + 9.2 \cdot 10^{-4} \cdot O - 19.1 \cdot 10^{-4} \cdot t, \\
 &0 \text{ }^\circ\text{C} \leq t \leq 25 \text{ }^\circ\text{C}; \\
 m_{g2}(t, O) &= 0.2 + 14.9 \cdot 10^{-4} \cdot O + 0.186 \cdot \exp(t/6.59), \\
 &-30 \text{ }^\circ\text{C} \leq t \leq -1 \text{ }^\circ\text{C},
 \end{aligned}
 \tag{11}$$

где O — количество органики в почве.

Рассчитанные по уравнениям (11) кривые, для исследуемых образцов почв, так же приведены на рис. 1 и обозначены сплошными линиями. Из рисунка видно, что рассчитанные кривые достаточно хорошо описывают экспериментальные данные и не выходят за пределы погрешностей определения параметров m_{g1} , m_{g2} . Это подтверждает справедливость сделанного выше предположения о независимости коэффициентов $b_{1,2,3}$, A и t_0 от содержания органического вещества.

Далее, аппроксимируя теоретическими моделями (2) и (3) экспериментальные значения приведенного ПП и приведенного НКЗ как функции влажности почвы при различных температурах согласно (Mironov, Savin, 2015), получим значения $(n_m - 1)/\rho_m$ и κ_m/ρ_m для каждой почвы. Последние равны значениям $(n_s - 1)/\rho_d$ и κ_s/ρ_d в формулах (2) и (3) при $m_g = 0$. В работах (Mironov, Savin, 2015), (Mironov et al., 2010a) было показано, что эти параметры слабо зависят от температуры и частоты, поэтому было произведено их усреднение для каждой из рассматриваемых почв. На рис. 2 представлены полученные, таким образом, зависимости усредненных приведенного ПП, $(n_m - 1)/\rho_m$, и приведенного НКЗ, κ_m/ρ_m , которые характеризуют твердые частицы почвы, от содержания органики. Аппроксимируя эти зависимости уравнениями (8), для приведенного ПП и приведенного НКЗ в случае сухой почвы получим

$$\begin{aligned}
 (n_m - 1)/\rho_m(O) &= 0.441 + 1.68 \cdot 10^{-3} \cdot O, \\
 &-30 \text{ }^\circ\text{C} \leq t \leq 25 \text{ }^\circ\text{C} \tag{12} \\
 \kappa_m/\rho_m(O) &= -0.002 + 1.48 \cdot 10^{-4} \cdot O, \\
 &-30 \text{ }^\circ\text{C} \leq t \leq 25 \text{ }^\circ\text{C}/
 \end{aligned}
 \tag{12}$$

В работе (Mironov et al., 2016b) было отмечено, что диэлектрические свойства отдельных компонентов почвенной воды в органических почвах слабо зависят от количества органического вещества. Поэтому в данной работе, при определении спектроскопических параметров, было принято приближение, согласно которому, диэлектрические свойства отдельных компонентов воды в исследуемых почвах не зависят от состава и количества органического вещества. Для определения спектроскопических параметров

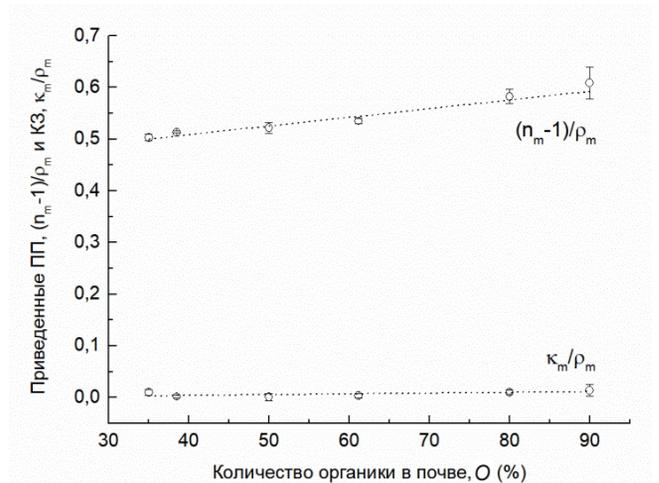


Рис. 2. Зависимость приведенного ПП, $(n_m - 1)/\rho_m$, и приведенного НКЗ, κ_m/ρ_m , от количества органического вещества в почве.

входящих в уравнение (5) использовалась та же методика, что и в работах (Mironov, Savin, 2016), (Mironov, Savin, 2015), подробно описанная в работе (Mironov et al., 2013b), где была предложена методика определения спектроскопических параметров многорелаксационной диэлектрической модели в случае конкретного типа почвы. В основе этого метода лежит многомерный регрессионный анализ измеренных спектров КДП влажной почвы для отдельных компонентов почвенной воды при условии, что относительное содержание компонентов почвенной воды, содержащейся в почвенном образце с заданной влажностью, известно.

В отличие от (Mironov et al., 2013b) в настоящей работе регрессионный анализ проводился одновременно по результатам измерений полученных для всех типов почв. Получаемые при этом значения спектроскопических параметров относились к конкретным компонентам почвенной воды, присутствующим во всех типах почв. Примеры спектров ДП и КП с результатами аппроксимации приведены на рис. 3. В результате проведенного регрессионного анализа были получены температурные зависимости релаксационных параметров $\epsilon_{0\rho Q}(T)$ и $\tau_{\rho Q}(T)$ для всех компонентов почвенной воды и всех типов релаксаций. Эти зависимости показаны на рис. 4, 5.

Так же, как и в работе (Mironov, Savin, 2015), полагается, что температурные зависимости для низкочастотных пределов диэлектрической проницаемости, наблюдаемые на рис. 4, следуют уравнению, которое было получено в работе (Mironov et al., 2010a) с использованием закона Клаузиуса–Моссотти:

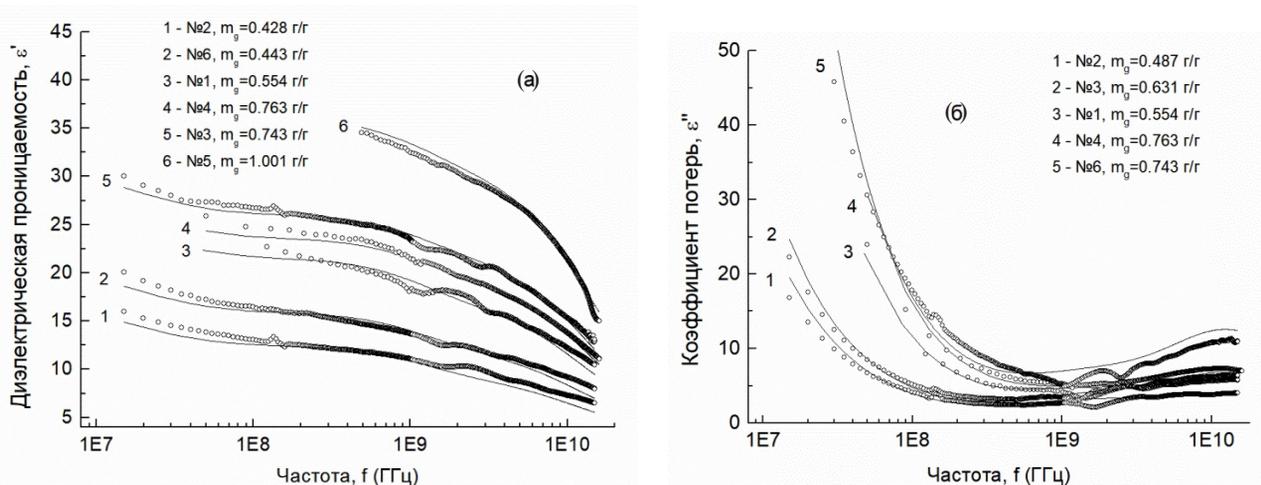


Рис. 3. Спектры диэлектрической проницаемости (а), ϵ' и коэффициента потерь (б), ϵ'' для различных почв и влажностей при температуре $t = 20$ °С. Экспериментальные данные – символы, результат аппроксимации – линии.

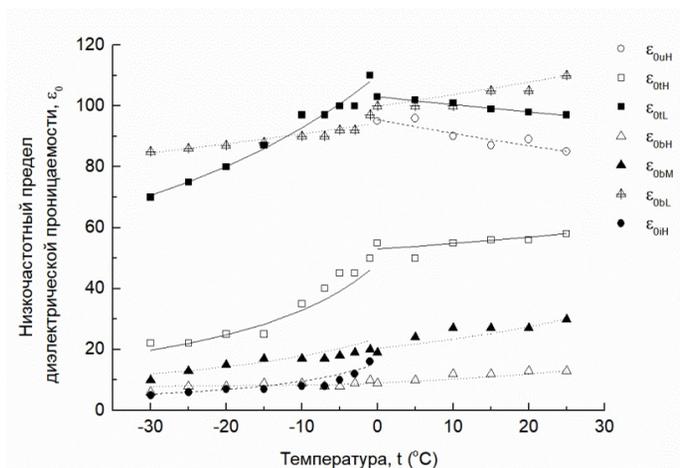


Рис. 4. Низкочастотный предел ДП как функция температуры. Символы — данные полученные из измерений, линии — соответствующие им аппроксимации, для связанной воды, ϵ_{0bQ} , переходной связанной воды, ϵ_{0iQ} , несвязанной воды, ϵ_{0uQ} , и влажного льда, ϵ_{0lQ} , для высоко- ($Q = H$), средне- ($Q = M$), и низкочастотной ($Q = L$) релаксации.

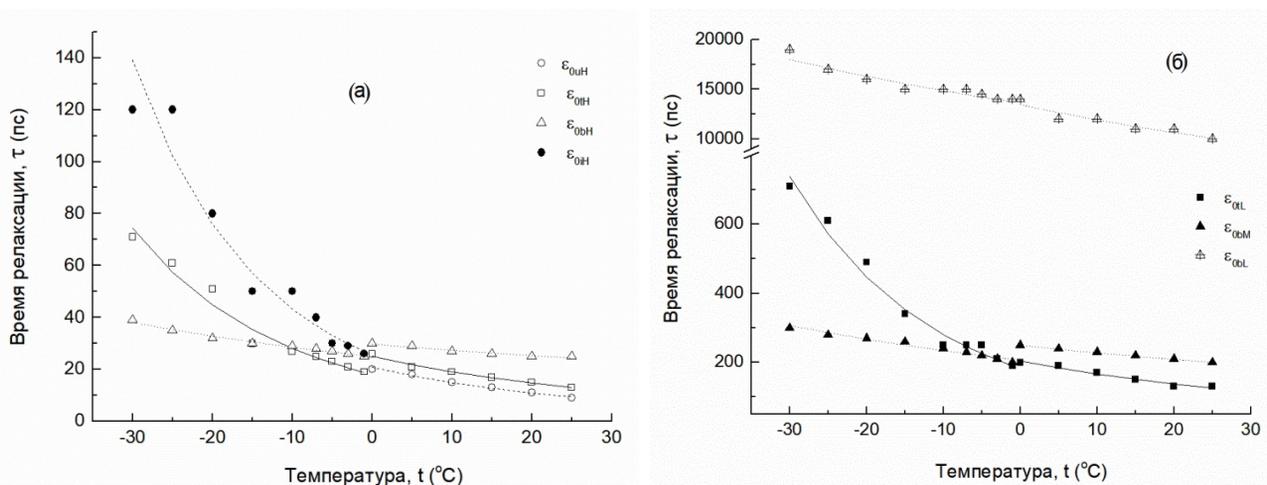


Рис. 5. Время релаксации как функция температуры. Символы — данные полученные из измерений, линии — соответствующие им аппроксимации, для связанной воды, τ_{0bQ} , переходной связанной воды, τ_{0iQ} , несвязанной воды, ϵ_{0uQ} , и влажного льда, ϵ_{0lQ} , для высоко- ($Q = H$), средне- ($Q = M$), и низкочастотной ($Q = L$) релаксации.

$$\epsilon_{0pQ}(T) = \frac{1 + 2 \exp\left[F_{pQ}(T_{sepQ}) - \beta_{vpQ}(T - T_{sepQ})\right]}{1 - \exp\left[F_{pQ}(T_{sepQ}) - \beta_{vpQ}(T - T_{sepQ})\right]},$$

$$F_{pQ}(T) = \ln\left[\frac{\epsilon_{0pQ}(T) - 1}{\epsilon_{0qQ}(T) + 2}\right], \quad (13)$$

где ϵ_{0pQ} и β_{vpQ} — низкочастотный предел ДП и коэффициент объемного расширения соответственно, которые относятся к связанной ($p = b$), переходной связанной ($p = t$), несвязанной ($p = u$) компонентам почвенной воды, или влажному льду ($p = i$), нижний индекс Q обозначает низко- ($Q=L$),

средне- ($Q = M$) и высоко- ($Q = H$) частотную релаксацию компонентов почвенной воды, а T_{sepQ} представляет собой начальную температуру, которая может быть задана в измеренном интервале температур. Значения β_{vpQ} и $\epsilon_{0pQ}(T_{sepQ})$ определяются путем аппроксимации экспериментальных данных показанных на рис. 4 с помощью теоретической модели (13). Полученные с помощью формулы (13) значения $\epsilon_{0pQ}(T)$ хорошо согласуются с результатами найденными, при аппроксимации соответствующих данных диэлектрических изменений и, также, показаны на рис. 4. Значения β_{vpQ} , T_{sepQ} , и $\epsilon_{0pQ}(T_{sepQ})$, приведены в табл. 2(а) и 2(б).

Таблица 2. Параметры ОРДМВП для всех видов почвенной влаги в температурном диапазоне $-30^{\circ}\text{C} \leq t \leq +25^{\circ}\text{C}$

(а)

Компонент почвенной влаги		Связанная вода ($p = b$)					
Релаксация		Низкочастотная		Среднечастотная		Высокочастотная	
Темп. диапазон		$t \leq -1^{\circ}\text{C}$	$t \geq 0^{\circ}\text{C}$	$t \leq -1^{\circ}\text{C}$	$t \geq 0^{\circ}\text{C}$	$t \leq -1^{\circ}\text{C}$	$t \geq 0^{\circ}\text{C}$
Парам.	Ед. изм.						
$\epsilon_{0p}(t_{sc0p})$	-	86	110	13	30	8	13
β_{v0p}	1/К	1.22×10^{-4}	1.1×10^{-4}	3.95×10^{-3}	1.82×10^{-3}	1.14×10^{-3}	3.83×10^{-3}
t_{sc0p}	$^{\circ}\text{C}$	-25	25	-25	25	-25	25
$\Delta H_p/R$	К	362	662	617	493	671	366
$\Delta S_p/R$	-	-9.93	-8.82	-4.81	-5.65	-2.5	-3.79
Темп. диапазон		$t \leq -1^{\circ}\text{C}$			$t \geq 0^{\circ}\text{C}$		
$\sigma_p(t_{scp})$	Сим/м	0–0.01 (5×10^{-3})			0–0.01 (5×10^{-3})		
β_{sp}	(Сим/м)/К	0			0		
t_{scp}	$^{\circ}\text{C}$	-25			25		

(б)

Компонент почвенной влаги		Переходная связанная вода, ($p=t$)				Влажный лед, ($p=i$)	Несвязанная вода, ($p=u$)
Релаксация		Низкочастотная		Высокочастотная		Низкочастотная	Высокочастотная
Темп. диапазон		$t \leq -1^{\circ}\text{C}$	$t \geq 0^{\circ}\text{C}$	$t \leq -1^{\circ}\text{C}$	$t \geq 0^{\circ}\text{C}$	$t \leq -1^{\circ}\text{C}$	$t \geq 0^{\circ}\text{C}$
Парам.	Ед. Изм.						
$\epsilon_{0p}(t_{sc0p})$	-	75	97	22	58	6	85
β_{v0p}	1/К	5.02×10^{-4}	7.48×10^{-5}	2.89×10^{-3}	1.93×10^{-4}	11.3×10^{-3}	1.53×10^{-4}
t_{sc0p}	$^{\circ}\text{C}$	-25	25	-25	25	-25	25
$\Delta H_p/R$	К	2837	2133	2870	1849	3484	2319
$\Delta S_p/R$	-	3.45	0.74	5.88	1.81	7.78	3.72
Темп. диапазон		$t \leq -1^{\circ}\text{C}$		$t \geq 0^{\circ}\text{C}$		$t \leq -1^{\circ}\text{C}$	$t \geq 0^{\circ}\text{C}$
$\sigma_p(t_{scp})$	Сим/м	0–0.03 (0.01)		0–0.03 (0.01)		0.002–0.03 (0.008)	0.01–0.45 (0.26)
β_{sp}	(Сим/м)/К	0		0		2.8×10^{-4} – 3.81×10^{-3} (1.15×10^{-3})	9×10^{-4} – 5.28×10^{-3} (3.3×10^{-3})
t_{scp}	$^{\circ}\text{C}$	-25		25		-25	25

Времена релаксации, определенные из диэлектрических измерений с помощью аппроксимации спектров для действительной части КДП для различных релаксаций и типов воды как функции температуры приведены на рис. 5. Эти времена релаксаций применимы для всех типов измеренных почв. Будем описывать зависимость времени релаксации от температуры как было ранее предложено в (Mironov et al., 2010a) с помощью формулы Эйринга

$$\ln\left(\frac{kT_K}{h}\tau_{pQ}\right) = \frac{\Delta H_{pQ}}{R} \frac{1}{T_K} - \frac{\Delta S_{pQ}}{R}, \quad (14)$$

где h — постоянная Планка (6.626×10^{-34} Дж·с), k — постоянная Больцмана (1.38×10^{-23} Дж·К⁻¹), ΔH_{pQ} — энергия активации релаксационного процесса, R — универсальная газовая постоянная (8.314 Дж·К⁻¹·моль⁻¹), ΔS_{pQ} — энтропия активации, а T_K — температура в градусах Кельвина. Соотношения $\Delta H_{pQ}/R$ и $\Delta S_{pQ}/R$, которые пропорциональны энергии активации и энтропии активации, соответственно, как следует из выражения (14), могут быть найдены путем линейной аппроксимации зависимостей $\ln(kT_K\tau_{pQ}/h)$ от $1/T_K$, которые были определены из диэлектрических измерений. Найденные таким образом значения $\Delta H_{pQ}/R$ и $\Delta S_{pQ}/R$ приведены в табл. 2(а) и (б) и могут быть использованы для вычисления времени релаксации с использованием уравнения (14). Значения времен релаксации, полученные с помощью теоретической модели (14) и данных для $\Delta H_{pQ}/R$ и $\Delta S_{pQ}/R$ приведенных в табл. 2(а) и (б), также показаны на рис. 5 и демонстрируют хорошее согласие с результатами, найденными, при аппроксимации соответствующих данных диэлектрических измерений.

Далее, в соответствии с принятой концепцией спектроскопической модели ДП (см. раздел 3, формула (7)) рассчитывается слагаемое КП, которое относится к токам смещения, $\epsilon''_{sb} = 2n_s\kappa_s$, с использованием данных для ϵ_{0pQ} и τ_{pQ} , определенных из экспериментальных спектров для действительной части КДП, приведенных на рис. 4, 5. Аппроксимируя формулой (7) измеренные спектры мнимой части КДП с учетом рассчитанных значений $\epsilon''_{sb} = 2n_s\kappa_s$, определяем значения омических проводимостей σ_p для связанной, переходной связанной и несвязанной компонент почвенной влаги для всех измеренных температур.

Будем считать, как это предложено в (Mironov et al., 2010a), что проводимость σ_p имеет линейную зависимость от температуры, характерную для ионных растворов

$$\sigma_p(T) = \sigma_p(T_{scp}) + \beta_{cp}(T - T_{scp}), \quad (15)$$

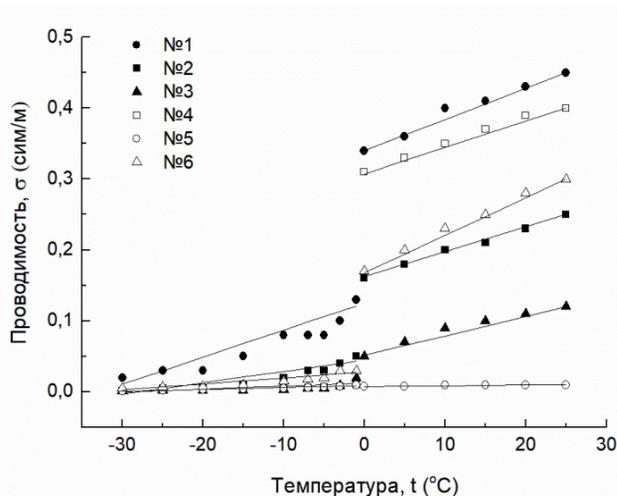


Рис. 6. Проводимость как функция температуры. Символы — данные полученные из измерений, линии — соответствующие им аппроксимации для свободной воды ($t > 0$), σ_u , и влажного льда ($t < 0$), σ_l , для всех исследуемых почв.

где β_{cp} — производная проводимости по температуре, которую также называют коэффициентом теплопроводности, а $\sigma_p(T_{scp})$ — значение проводимости при произвольной начальной температуре T_{scp} , значение которой выбирается из измеренного диапазона температур. Значения $\sigma_p(T_{scp})$ и β_{cp} определяются в результате аппроксимации температурных зависимостей проводимости, $\sigma_p(T)$, с помощью теоретической модели (15).

Полученные в результате применения вышеописанной методики значения омической проводимости σ_p , а, следовательно, и значения параметров $\sigma_p(T_{scp})$ и β_{cp} слабо коррелируют с количеством органического вещества в почве. Диапазон вариаций этих значений указан в табл. 2(а) и (б). Кроме того, значения проводимости для связанной и переходной связанной воды для всех типов измеренных почв слабо зависят от температуры, и коэффициент теплопроводности β_{cp} , как видно из табл. 2(а), (б), в данных компонентах почвенной воды был принят равным нулю. Для практического применения предлагается использовать средние значения этих параметров, которые также приведены в табл. 2(а), (б) в скобках.

Экспериментальные зависимости $\sigma_p(T)$, а также теоретические модели проводимости для несвязанной воды и влажного льда, содержащейся в различных почвах, рассчитанные со значениями σ_p и β_{cp} , полученными описанным выше способом, показаны на рис. 6. Из рисунка видно хорошее согласие между полученными из эксперимента и найденными с помощью модели (15) данными.

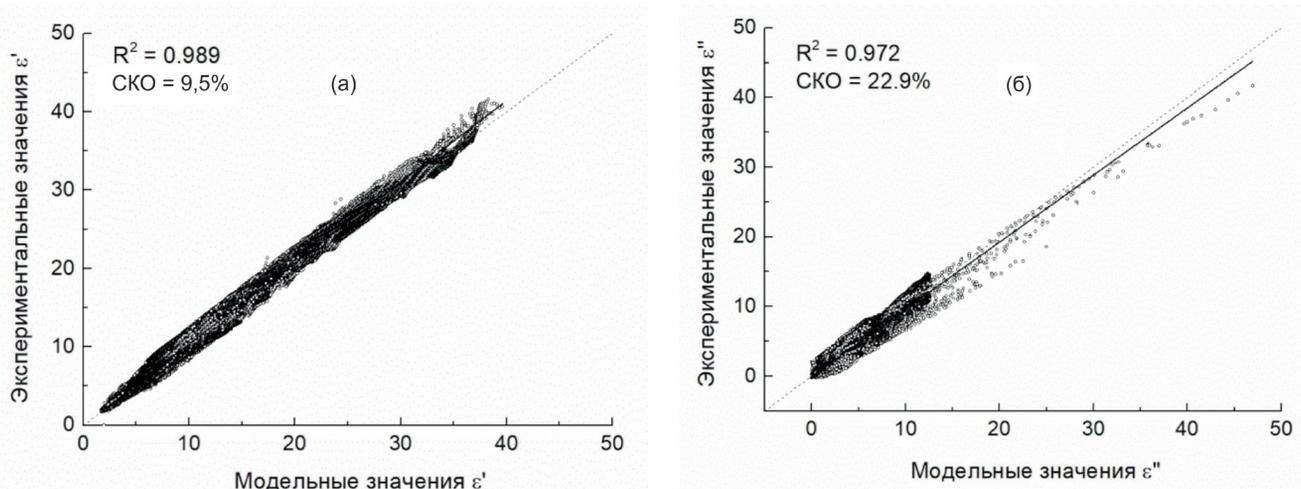


Рис. 7. Зависимость экспериментальных данных от полученных с помощью разработанной ОРДМВП для диэлектрической проницаемости (а), ϵ' , и коэффициента потерь (б), ϵ'' , для всех почв при всех влажностях образцов и температурах измерения. Символы – экспериментальные данные, сплошная линия – линейная аппроксимация, пунктирная линия – биссектриса.

ОЦЕНКА ПОГРЕШНОСТЕЙ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Для оценки точности, созданной в настоящей работе ОРДМВП, измеренные значения ДП и КП отображаются в зависимости от прогнозируемых значений (см. рис. 7). Рис. 7 представляет совокупность данных для всех рассматриваемых в работе почв в состояниях оттаивания и замерзания, с изменением содержания влаги от только связанной воды до количества соответствующего содержанию связанной, переходной связанной и несвязанной воды в случае талых почв или влажного льда в случае мерзлых почв. Как следует из рис. 7, наблюдается хорошая корреляция между предсказанными ОРДМВП и соответствующими им измеренными значениями для всей совокупности влажностей, частот и температур, рассмотренных в этом исследовании. Совокупность представленных данных охватывает большинство условий, в которых могут находиться почвы в Арктических регионах, поэтому хорошее совпадение модельных и экспериментальных данных является подтверждением пригодности вышеописанной модели для нужд дистанционного радиозондирования. Чтобы количественно оценить отклонения предсказанных значений ДП и КП от измеренных, во всем диапазоне перечисленных выше параметров, рассчитывались коэффициент детерминации, R^2 , и нормированное среднеквадратичное отклонение, НСКО. Для расчета коэффициента детерминации и нормированного среднеквадратичного отклонения использовались и формулы

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (x_i - y_i)^2}{\sum (x_i - \bar{x})^2},$$

$$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}{n}}$$

$$\text{НСКО} = R^2 = 1 - \frac{n}{\bar{x}} \cdot 100\%,$$

где x_i , y_i , \bar{x} – это измеренные значения, предсказанные значения и среднее значение, соответственно.

Для ДП найденные значения составили: $R^2_{\epsilon'} = 0.989$, $\text{НСКО}_{\epsilon'} = 9.5\%$. Для КП эти значения составили: $R^2_{\epsilon''} = 0.972$, $\text{НСКО}_{\epsilon''} = 22.9\%$. Из проведенных оценок, также, как и из рис. 7, видно, что между измеренными и полученными с помощью модели значениями наблюдается хорошее соответствие.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным результатом проведенного исследования, является разработанная для талых и мерзлых органических почв спектроскопическая (в диапазоне частот от 0.05 до 15 ГГц) диэлектрическая модель которая учитывает зависимость КДП от влажности (в диапазоне значений гравиметрической влажности от 0 до 1.001 г/г), плотности сухого сложения (от 0.49 до 0.87 г/см³), относительного содержания органического вещества (от 30 до 90%) и от температуры в диапазоне от -30° до $+25^\circ$ С. Данная модель является обобщением разработанных ранее моделей для почв с фиксированным содержанием органического вещества (Mironov, Savin, 2016), (Mironov, Savin, 2015). Созданная модель

позволяет прогнозировать значения КДП которые хорошо соответствуют данным диэлектрических измерений. В частности, это соответствие характеризуется значениями коэффициентов детерминации $R^2\epsilon' = 0.989$ и $R^2\epsilon'' = 0.972$ для действительной и мнимой частей КДП соответственно. При этом величины НСКО для мнимой и действительной частей оказываются равными $СКО\epsilon' = 9.5\%$ и $СКО\epsilon'' = 22.9\%$ соответственно. Эти ошибки прогнозирования КДП с помощью предложенной модели имеют тот же порядок величины, что и сами погрешности диэлектрических измерений.

Данная модель может быть рекомендована к использованию в алгоритмах дистанционного зондирования влажности и температуры почвенного покрова с использованием данных космического радиометрического и радарного зондирования. Она может применяться так же для интерпретации результатов полевых измерений активного слоя вечной мерзлоты, включая исследования процессов замерзания/оттаивания с помощью импульсной рефлектометрии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bircher S., Balling J.E., Skou N., Kerr Y.H.* Validation of SMOS Brightness Temperatures During the HOBE Airborne Campaign, Western Denmark // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2012. V. 50. P. 1468–1482.
- Jones L.A., Kimball J.S., McDonald K.C., Chan S.T.K., Njoku E.G., Oechel W.C.* Satellite Microwave Remote Sensing of Boreal and Arctic Soil Temperatures From AMSR-E // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2007. V. 45. P. 2004–2018.
- Kremer F., Schonhals A., Luck W.* Broadband Dielectric Spectroscopy. N.Y., 2002.
- Mironov V.L., Bobrov P.P., Fomin S.V., Karavaiskii A.Yu.* Generalized Refractive Mixing Dielectric Model Of Moist Soils Considering Ionic Relaxation Of Soil Water // Russ. Phys. J. 2013b. V. 56. P. 319–324.
- Mironov V.L., De Roo R.D., Savin I.V.* Temperature-Dependable Microwave Dielectric Model for an Arctic Soil // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2010a. V. 48. P. 2544–2556.
- Mironov V.L., Komarov S.A., Lukin Yu.I., Shatov D.S.* A Technique for Measuring the Frequency Spectrum of the Complex Permittivity of Soil // J. Comm. Techn. Electron. 2010b. V. 55. P. 1368–1373.
- Mironov V.L., Molostov I.P., Lukin Yu.I., Karavaisky A.Yu.* Method of retrieving permittivity from S12 element of the waveguide scattering matrix. Int. Siberian Conf. on Control and Comm. (SIBCON). 1-// IEEE Conf. Publ. 2013a. 3/ DOI: 10.1109/SIBCON.2013.6693609
- Mironov V.L., Muzalevskiy K.V., Ruzicka Z.* Retrieving Profile Temperatures in a Frozen Topsoil Near the TFS, Alaska, Based on SMOS Brightness Temperatures at the 1.4-GHz Frequency // IEEE Transact. Geosci. and Rem. Sens. 2016a. V. 54. № 12. P. 7331–7338. DOI: 10.1109/TGRS.2016.2599272
- Mironov V.L., Muzalevskiy K.V., Savin I.V.* Retrieving Temperature Gradient in Frozen Active Layer of Arctic Tundra Soils From Radiothermal Observations in L-Band—Theoretical Modeling // IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Rem. Sens. 2013. V. 6. P. 1781–1785.
- Mironov V.L., Savin I.V.* Temperature-Dependent Spectroscopic Dielectric Model at 0.05–16 GHz for a Thawed and Frozen Alaskan Organic Soil // Sattelite soil moisture retr. Techn. and Appl. Elsevier. Chapter 9, 2016. P. 169–186.
- Mironov V.L., Savin I.V.* A temperature-dependent multi-relaxation spectroscopic dielectric model for thawed and frozen organic soil at 0.05–15 GHz // Phys. and Chem. Earth. Pt. A/B/C. 2015. V. 83–84. P. 57–64. doi:10.1016/j.pce.2015.02.011
- Mironov V.L., Savin S.V., Roo R.D.* Dielectric Spectroscopic Model for Tussock and Shrub Tundra Soils // IEEE Int. Geosci. and Rem. Sens. Symp. Proc. 2007. P. 726–731.
- Mironov V.L., Savin I.V., Karavaysky A.Yu.* Dielectric model in the frequency range 0.05 to 15 GHz at temperatures –30 °C to 25 °C for the samples of organic soils and litter collected in Alaska, Yamal, and Siberian Taiga // 2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). 2016b. P. 2684–2687. DOI: 10.1109/IGARSS.2016.7729693
- Muzalevskiy K.V., Mikhailov M.I., Mironov V.L., Ruzicka Z.* Retrieving Soil Moisture and temperature using SMOS observations at a test site in the Yamal Peninsular // 2016. IEEE Int. Geosci. and Rem. Sens. Symp. (IGARSS). 2016. P. 4932–4935. DOI: 10.1109/IGARSS.2016.7730287
- Rautiainen K., Lemmetyinen J., Pulliainen J., Vehvilainen J., Drusch M., Kontu A., Kainulainen J., Seppanen J.* L-Band Radiometer Observations of Soil Processes in Boreal and Subarctic Environments // IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens. 2012. V. 50. P. 1483–1497.
- Watanabe M., Kadosaki G., Yongwon Kim, Ishikawa M., Kushida K., Sawada Y., Tadono T., Fukuda M., Sato M.* Analysis of the Sources of Variation in L-band Backscatter

Spectroscopic Multi-Relaxation Dielectric Model of Thawed and Frozen Arctic Soils Considering Dependence on Temperature and Organic Matter Content

V. L. Mironov, I. V. Savin*

Kirensky Institute of Physics of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Krasnoyarsk, Russia

**E-mail: rsdst@ksc.krasn.ru*

The article presents the temperature spectroscopic dielectric model of moist soils, developed on the basis of measurements of six thawed and frozen Arctic soils with different contents of organic matter, from 30 to 90%. This model allows predicting the complex permittivity values of moist soil, which are in good agreement with the data of dielectric measurements. The model is applicable in the frequency range from 0.05 to 15 GHz, the temperature range from -30° to $+25^{\circ}$ °C, the humidity range from 0.009 to 1.001 g/g. The model for use in remote sensing algorithms of humidity and soil temperature using space radiometric and radar sensing data can be recommended.

Keywords: dielectric model, moisture, temperature, organic soil, remote sensing, wet soil

REFERENCES

- Bircher S., Balling J.E., Skou N., Kerr Y.H.* Validation of SMOS Brightness Temperatures During the HOBE Airborne Campaign, Western Denmark // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2012. V. 50. P. 1468–1482.
- Jones L.A., Kimball J.S., McDonald K.C., Chan S.T.K., Njoku E.G., Oechel W.C.* Satellite Microwave Remote Sensing of Boreal and Arctic Soil Temperatures From AMSR-E // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2007. V. 45. P. 2004–2018.
- Kremer F., Schonhals A., Luck W.* Broadband Dielectric Spectroscopy. N.Y., 2002.
- Mironov V.L., Bobrov P.P., Fomin S.V., Karavaiskii A.Yu.* Generalized Refractive Mixing Dielectric Model Of Moist Soils Considering Ionic Relaxation Of Soil Water // *Russ. Phys. J.* 2013b. V. 56. P. 319–324.
- Mironov V.L., De Roo R.D., Savin I.V.* Temperature-Dependable Microwave Dielectric Model for an Arctic Soil // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2010a. V. 48. P. 2544–2556.
- Mironov V.L., Komarov S.A., Lukin Yu.I., Shatov D.S.* A Technique for Measuring the Frequency Spectrum of the Complex Permittivity of Soil // *J. Comm. Techn. Electron.* 2010b. V. 55. P. 1368–1373.
- Mironov V.L., Molostov I.P., Lukin Yu.I., Karavaisky A.Yu.* Method of retrieving permittivity from S12 element of the waveguide scattering matrix. *Int. Siberian Conf. on Control and Comm. (SIBCON)*. 1-// *IEEE Conf. Publ.* 2013a. 3/ DOI: 10.1109/SIBCON.2013.6693609
- Mironov V.L., Muzalevskiy K.V., Ruzicka Z.* Retrieving Profile Temperatures in a Frozen Topsoil Near the TFS, Alaska, Based on SMOS Brightness Temperatures at the 1.4-GHz Frequency // *IEEE Transact. Geosci. and Rem. Sens.* 2016a. V. 54. № 12. P. 7331–7338. DOI: 10.1109/TGRS.2016.2599272
- Mironov V.L., Muzalevskiy K.V., Savin I.V.* Retrieving Temperature Gradient in Frozen Active Layer of Arctic Tundra Soils From Radiothermal Observations in L-Band—Theoretical Modeling // *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Rem. Sens.* 2013. V. 6. P. 1781–1785.
- Mironov V.L., Savin I.V.* Temperature-Dependent Spectroscopic Dielectric Model at 0.05–16 GHz for a Thawed and Frozen Alaskan Organic Soil // *Sattelite soil moisture retr. Techn. and Appl. Elsevier*. Chapter 9. 2016. P. 169–186.
- Mironov V.L., Savin I.V.* A temperature-dependent multi-relaxation spectroscopic dielectric model for thawed and frozen organic soil at 0.05–15 GHz // *Phys. and Chem. Earth. Pt. A/B/C*. 2015. V. 83–84. P. 57–64. doi:10.1016/j.pce.2015.02.011
- Mironov V.L., Savin S.V., Roo R.D.* Dielectric Spectroscopic Model for Tussock and Shrub Tundra Soils // *IEEE Int. Geosci. and Rem. Sens. Symp. Proc.* 2007. P. 726–731.
- Mironov V.L., Savin I.V., Karavaisky A. Yu.* Dielectric model in the frequency range 0.05 to 15 GHz at temperatures -30° °C to 25° °C for the samples of organic soils and litter collected in Alaska, Yamal, and Siberian Taiga // 2016 *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. 2016b. P. 2684–2687. DOI: 10.1109/IGARSS.2016.7729693
- Muzalevskiy K.V., Mikhailov M.I., Mironov V.L., Ruzicka Z.* Retrieving Soil Moisture and temperature using SMOS observations at a test site in the Yamal Peninsular // 2016 *IEEE Int. Geosci. and Rem. Sens. Symp. (IGARSS)*. 2016. P. 4932–4935. DOI: 10.1109/IGARSS.2016.7730287
- Rautiainen K., Lemmetyinen J., Pulliainen J., Vehvilainen J., Drusch M., Kontu A., Kainulainen J., Seppanen J.* L-Band Radiometer Observations of Soil Processes in Boreal and Subarctic Environments // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2012. V. 50. P. 1483–1497.
- Watanabe M., Kadosaki G., Yongwon Kim, Ishikawa M., Kushida K., Sawada Y., Tadono T., Fukuda M., Sato M.* Analysis of the Sources of Variation in L-band Backscatter From Terrains With Permafrost // *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2012. V. 50. P. 44–54.