

РАДИОФИЗИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ТВЕРДОМ ТЕЛЕ И ПЛАЗМЕ

УДК 528.813+621.371

МОДЕЛЬНОЕ ОПИСАНИЕ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ЗАСОЛЕННЫХ ГРУНТОВ

© 2008 г. В. Н. Клещенко, С. А. Комаров, В. Л. Миронов

Поступила в редакцию 30.01.2007 г.

Построено модельное описание комплексной диэлектрической проницаемости влажных засоленных грунтов в микроволновом диапазоне. За основу взята рефракционная модель с учетом содержания связанной воды и модель Дебая для почвенного раствора с эмпирическими зависимостями дебаевских констант от температуры и засоленности. Введены коэффициенты, определяющие долю растворенной соли в связанной воде, находящейся в грунте. Получены формулы зависимости засоленности почвенного раствора от влажности в области свободной воды и явная связь коэффициентов модели Дебая с влажностью в области свободной воды для засоленного грунта. В результате формулы рефракционной модели приобретают нелинейный характер зависимости от влажности. Получено соответствие между развитым модельным представлением и результатами эксперимента на частотах 0,6, 1,11 и 1,43 ГГц для песка и бентонита при дозированном засолении NaCl.

ВВЕДЕНИЕ

При создании моделей дистанционного зондирования земных покровов в радиодиапазоне существенное значение имеет описание комплексной диэлектрической проницаемости (КДП) влажной почвы. Радиояркость, температура и радарное сечение рассеяния, которые непосредственно измеряются и используются для нахождения геофизических характеристик, зависят от этой величины [1].

Комплексная диэлектрическая проницаемость почв и грунтов, как сложных многокомпонентных смесей, зависит от диэлектрических свойств минерального остова, химической природы, структуры и сложения почвенных частиц, их формы и размеров, а также от особенностей состояния влаги почвенного раствора.

Модель для расчетов КДП влажных почв была предложена в [2] и основана на трехкомпонентной рефракционной модели [3]. Эта модель оказывается наиболее приемлемой в микроволновом диапазоне по точности соответствия экспериментам. Кроме того, в качестве входных данных в ней используются физически ясные и определяемые параметры почвы. Однако в таком простейшем представлении модель ограничена, в ней не учитывается связанная вода, и поэтому она может быть использована только для песчаных почв. Обобщение модельного представления на случай учета связанной воды, способ определения ее количества и оценка диэлектрической проницаемости из экспериментальных данных предложены в [4].

Хотя влияние растворимых солей на проницаемость влажных почв изучалось в литературе, зависимость комплексной диэлектрической проницаемости связанной воды от содержания соли в

почве было представлено только в [5], где также установлено, что связанная вода частично растворяет соль. Затем изучение диэлектрических параметров связанной и свободной воды в присутствии растворимых солей в почве стало возможным благодаря введению обобщенной рефракционной модели, предложенной в [6].

В данной работе рассмотрено моделирование КДП влажных засоленных грунтов, содержащих связанную и свободную воду. С этой целью предложены модельные формулы, описывающие содержание соли в почвенном растворе в зависимости от объемной влажности с учетом влияния связанной воды. Проведены эксперименты по измерению КДП засоленного бентонита и песка как функции объемной влажности на частотах 0,6, 1,11 и 1,43 ГГц. На основе эксперимента и модельных представлений получены значения статической диэлектрической проницаемости, времени релаксации и проводимости почвенного раствора для свободной воды в засоленном бентоните.

1. МОДЕЛЬНЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

За основу взята рефракционная модель с учетом связанной влаги [4–6]. Аналитическое представление КДП в соответствии с этой моделью записывается следующим образом:

$$\sqrt{\epsilon} = \begin{cases} \sqrt{\epsilon_d} + (\sqrt{\epsilon_b} - 1)W, & W \leq W_t, \\ \sqrt{\epsilon_d} + (\sqrt{\epsilon_b} - 1)W_t + (\sqrt{\epsilon_f} - 1)(W - W_t), & W > W_t. \end{cases} \quad (1)$$

Формула (1) является комплексным равенством, так что $\sqrt{\epsilon} = n + ik$, где ϵ – КДП, n – показатель

преломления, κ – коэффициент поглощения влажного грунта; ϵ_d , ϵ_b , ϵ_f – диэлектрические проницаемости сухого грунта, связанной и свободной воды в нем соответственно; W – объемная влажность, W_t – максимальное объемное содержание связанной воды, характерное для данного типа грунта. При значениях влажности $0 < W < W_t$ преимущественное количество воды в грунте находится в связанном состоянии, а при $W > W_t$ – в свободном. Переход между этими состояниями определяется экспериментально наблюдаемой точкой $W = W_t$. Эксперименты показывают, что формула (1) достаточно хорошо описывает влажностное поведение КДП грунтов, когда минерализация почвенного раствора незначительна, и ей можно пренебречь.

Используем зависимость вида (1) для описания КДП влажных засоленных грунтов, предполагая, что величины ϵ_b и ϵ_f соответствуют КДП растворов соли для связанной и свободной воды. В рамках данной работы исследуется модельное поведение диэлектрической проницаемости ϵ_f от влажности с учетом наличия связанной воды. Частотная зависимость ϵ_f определяется формулой Дебая. Поведение диэлектрической проницаемости связанной воды ϵ_b отдельно не изучалось, а ее вклад учтен косвенно при измерениях КДП влажного грунта. В ходе экспериментов дозированная минерализация грунтовой смеси осуществлялась растворимой солью в двух вариантах:

- 1) увлажнение несоленого грунта раствором соли постоянной концентрации;
- 2) увлажнение сухого грунта с дозированным содержанием в нем соли дистиллированной водой.

Вариант 1. Если $W_t = 0$, графики $n(W)$ и $\kappa(W)$ в соответствии с моделью должны представлять собой прямые линии, тангенсы углов наклона которых к оси абсцисс определяют величины $(n_f - 1)$ и κ_f для раствора свободной воды. Для случая $W_t > 0$ при влажностях $W \leq W_t$ молекулы воды адсорбируются на почвенных частицах и некоторое количество соли переходит в нерастворенное состояние. Поэтому на участке связанной воды концентрация раствора уменьшается. Предположим, что эта соль растворяется затем при влажностях $W > W_t$ за счет добавляемого раствора (если раствор ненасыщенный), что влечет за собой увеличение его концентрации. Таким образом, возникнет зависимость концентрации почвенного раствора S от содержания свободной воды $\Delta W = W - W_t$ и исходной концентрации добавляемого раствора S_1 . Определим эти величины, вводя обозначения для массовых характеристик грунта, воды и соли:

m_d – масса сухого незасоленного грунта;

m_t – масса связанной воды в грунте, соответствующая влажности W_t ;

m_w – масса свободной воды в грунте;

m_{st} – масса соли, перешедшей в грунт на участке связанной воды;

m_s – масса соли, перешедшей в грунт на участке свободной воды.

Для концентрации S_1 в соответствии с определением можно записать

$$S_1 = \frac{m_s}{m_w + m_s} = \frac{m_s/m_w}{1 + m_s/m_w}, \quad (2)$$

или $m_s/m_w = \frac{S_1}{1 - S_1}$.

Предположим, что в связанной воде оказалась масса нерастворенной соли βm_{st} , где коэффициент $0 \leq \beta < 1$ и зависит от концентрации S_1 . Вводя параметр S_b как концентрацию насыщенного раствора в связанной воде, можно получить выражение для β :

$$\beta = \begin{cases} 0 & S_1 \leq S_b, \\ 1 - \frac{S_b(1 - S_1)}{S_1(1 - S_b)} & S_1 > S_b. \end{cases} \quad (3)$$

Введем концентрацию S соли, растворенной в свободной воде:

$$S = \frac{m_s + \beta m_{st}}{m_w + m_s + \beta m_{st}} = \frac{m_s/m_w + \beta m_{st}/m_w}{1 + m_s/m_w + \beta m_{st}/m_w}. \quad (4)$$

Учтем, что отношение масс связанной и свободной воды можно выразить через их объемные содержания:

$$\frac{m_t}{m_w} = \frac{W_t \rho_b}{\Delta W \rho_f}, \quad (5)$$

где ρ_b , ρ_f – плотности связанной и свободной воды. Тогда из равенств (3)–(5) следует, что

$$S = S_1 \frac{W - W_t(1 - \beta \rho_b/\rho_f)}{W - W_t(1 - S_1 \beta \rho_b/\rho_f)}. \quad (6)$$

Формула (6) справедлива в области значений влажности $W > W_t$, когда соль полностью растворена в свободной воде и, следовательно, S меньше концентрации насыщенного раствора для свободной воды S_f . Это условие приводит к неравенству, ограничивающему применимость формулы (6) по влажности:

$$W > W_t \left(1 + S_1 \frac{1 - S_f}{S_f - S_1} \beta \rho_b/\rho_f \right). \quad (7)$$

Вариант 2. Пусть сухой грунт содержит массу соли m_{s0} и, соответственно, его засоленность Z равна

$$Z = \frac{m_{s0}}{m_d + m_{s0}} = \frac{m_{s0}/m_d}{1 + m_{s0}/m_d}, \quad (8)$$

или $\frac{m_{s0}}{m_d} = \frac{Z}{1-Z}$.

Содержание растворенной соли в почвенном растворе, соответствующем свободной воде, определим следующим образом:

$$S = \frac{\gamma m_{s0}}{\gamma m_{s0} + m_w} = \frac{\gamma m_{s0}/m_d}{\gamma m_{s0}/m_d + m_w/m_d}. \quad (9)$$

Здесь γ – отношение массы растворенной в свободной воде соли к полной ее массе, содержащейся в грунте. Если учесть (8) и равенство

$$\frac{m_w}{m_d} = \Delta W \frac{\rho_f}{\rho_d},$$

формула (9) для концентрации почвенного раствора примет вид

$$S = \frac{\gamma Z \rho_d}{(W - W_t)(1 - Z)\rho_f + \gamma Z \rho_d}. \quad (10)$$

Запись (10) выполняется при $W > W_t$. Однако, как и для (6), зависимость (10) справедлива, когда $S < S_f$, что приводит к ограничивающему неравенству

$$W > W_t + \gamma Z \rho_d \frac{1 - S_f}{(1 - Z)S_f \rho_f}. \quad (11)$$

Формулы (6) и (10) для засоленности почвенного раствора на участке свободной воды требуется связать с дебаевскими параметрами. Предположим, что диэлектрические свойства ϵ_f не отличаются от диэлектрических свойств раствора в обычном состоянии и частотная зависимость $\epsilon_f(\omega)$ задается формулой Дебая. Зависимости дебаевских параметров от температуры t и концентрации N раствора можно найти по эмпирическим формулам, приведенным в работе [7]:

$$\begin{aligned} \epsilon_0(t, N) &= \epsilon_0(t, 0)a(N), \\ \tau(t, N) &= \tau(t, 0)b(t, N), \\ \sigma(t, N) &= \sigma(25, N)c(\Delta, N), \end{aligned} \quad (12)$$

где

$$\begin{aligned} \epsilon_0(t, 0) &= 88.045 - 0.4147t + \\ &+ 6.295 \times 10^{-4}t^2 + 1.075 \times 10^{-5}t^3, \end{aligned} \quad (13)$$

$$\begin{aligned} 2\pi\tau(t, 0) &= 1.1109 \times 10^{-10} - 3.824 \times 10^{-12}t + \\ &+ 6.938 \times 10^{-14}t^2 - 5.096 \times 10^{-16}t^3, \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} a(N) &= 1 - 0.255N + 5.15 \times 10^{-2}N^2 - \\ &- 6.89 \times 10^{-3}N^3, \end{aligned} \quad (15)$$

$$\begin{aligned} b(t, N) &= 1 + 1.146 \times 10^{-2}tN - 4.89 \times 10^{-2}N - \\ &- 2.97 \times 10^{-2}N^2 + 5.64 \times 10^{-3}N^3, \end{aligned} \quad (16)$$

$$\begin{aligned} \sigma(25, N) &= N(10.39 - 2.378N + \\ &+ 0.683N^2 - 0.135N^3 + 1.01 \times 10^{-2}N^4), \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} c(\Delta, N) &= 1 - 1.962 \times 10^{-2}\Delta + 8.08 \times 10^{-5}\Delta^2 - \\ &- N\Delta[3.020 \times 10^{-5} + 3.922 \times 10^{-5}\Delta + \\ &+ N(1.721 \times 10^{-5} - 6.584 \times 10^{-6}\Delta)]. \end{aligned} \quad (18)$$

В этих выражениях $\Delta = 25 - t$ (t – температура, °С), N – концентрация раствора, г-экв/л, которая связана с массовой концентрацией S следующим образом:

$$\begin{aligned} N &= S(1.707 \times 10^{-2} + \\ &+ 1.205 \times 10^{-5}S + 4.058 \times 10^{-9}S^2). \end{aligned}$$

Соотношения (12)–(18) справедливы в диапазоне концентраций $0\% < S < 15.7\%$. Но в случае малых влажностей раствор соли в образце грунта может оказаться насыщенным, т.е. его массовая концентрация достигает 26.5% при температуре 25°С и 26.3% при температуре 0°С. Поэтому требуется иметь зависимости (12), справедливые вплоть до $S = 26.5\%$. В связи с этим требуется экспериментальное уточнение.

2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Лабораторные эксперименты проводились на частотах 0.6, 1.11 и 1.43 ГГц. Вначале измерялась КДП водного раствора NaCl в интервале концентраций от нуля до насыщения. На основе обработки этих данных получено обобщение эмпирических формул [7] для дебаевских модельных коэффициентов на высокие значения концентраций. Найдено, что при этом изменяются выражения (15), (16) для a и b , которые принимают следующий вид:

$$\begin{aligned} a(N) &= 1 - 0.257N + 4.011 \times 10^{-2}N^2 - \\ &- 2.356 \times 10^{-3}N^3, \end{aligned} \quad (19)$$

$$\begin{aligned} b(t, N) &= 1 + 1.407 \times 10^{-3}Nt - 4.460 \times 10^{-2}N - \\ &- 3.772 \times 10^{-2}N^2 + 1.049 \times 10^{-2}N^3 - 8.460 \times 10^{-4}N^4. \end{aligned}$$

Результаты измерений и модельные зависимости для КДП раствора NaCl на частоте 1.43 ГГц представлены на рис. 1. Видно, что значения, рассчитанные с помощью уточненных полиномов (19) данной работы (сплошная линия) хорошо совпадают с экспериментом, максимальное расхождение составляет 2.5% для ϵ' и 4.7% для ϵ'' . Формулы из [7] (пунктир) дают хорошее совпадение для ϵ'' во

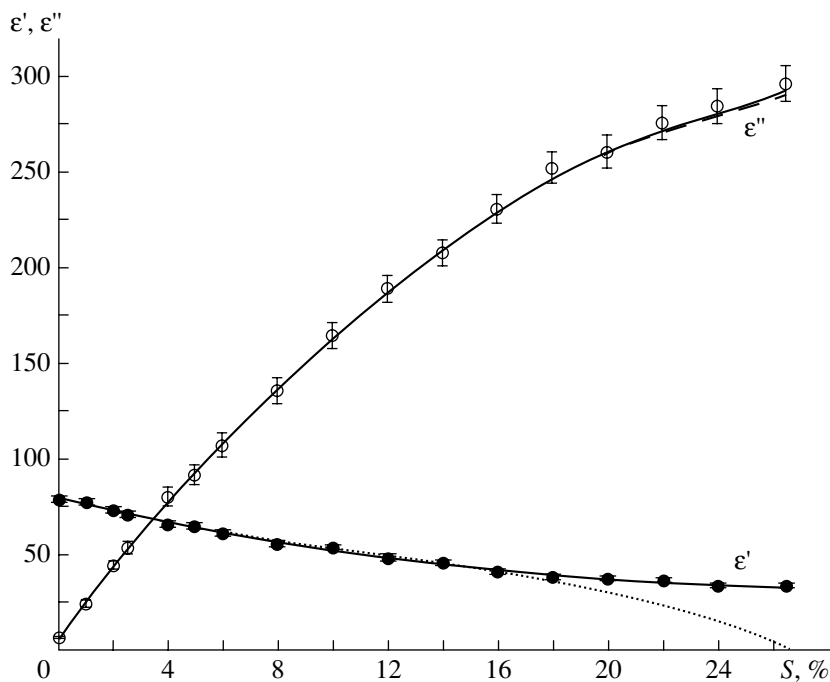


Рис. 1. Зависимость вещественной ϵ' и мнимой ϵ'' частей диэлектрической проницаемости раствора NaCl от концентрации S ; $t = 20^\circ\text{C}$, $f = 1.43$ ГГц; пунктирные линии – расчет по модели [4], сплошные – расчет по модели, предложенной в данной работе.

всем диапазоне концентраций, вплоть до насыщения, что связано с доминирующим влиянием проводимости раствора. В работе [7] для величины ϵ' отмечается значительное занижение при концентрациях соли более 16%.

Затем по методике варианта 1 измерялись значения КДП для песка с пренебрежимо малой долей связанной воды, так что $W_i = 0$, а также бентонитовой глины, в которой $W_i = 27.5\%$. Увлажнение производилось растворами концентраций $S_1 = 2.5, 5$ и 26.5% . В качестве примера на рис. 2а приведены графики влажностной зависимости для песка на частоте 1.43 ГГц и концентрации $S_1 = 5\%$. В соответствии с модельными представлениями экспериментальные данные $n(W)$ и $k(W)$ для песка хорошо аппроксимируются прямыми. Сплошными линиями показана модельная зависимость, рассчитанная по рефракционной формуле вида (1) с использованием полиномов (12)–(14), (17), (18) из [7] и данной работы (19) для нахождения ϵ_f по формуле Дебая.

Для бентонита (рис. 2б) данные эксперимента $n(W)$ и $k(W)$ аппроксимируются кусочно-ломаной линией, состоящей из отрезков двух прямых. Однако при аппроксимации в окрестности точки W_i возникает небольшая “ступенька”, которая не наблюдается в экспериментах без засоления. Этот факт объясняется тем, что при влажностях несколько выше W_i концентрация раствора растет за счет растворения соли, выпавшей в осадок на

участке $W < W_i$. Это влечет за собой относительно резкий рост величин n и k при появлении свободной воды. Модельный расчет при $W > W_i$ проведен с использованием формулы (6) (сплошные линии на рис. 2б) и учитывает появление “ступеньки”. При моделировании предполагалось, что на участке $W < W_i$ в осадок выпадает 80% от количества соли, содержащейся в том объеме раствора, который соответствует уровню влажности W_i , т.е. в формуле (6) $\beta = 0.8$. Это значение обеспечило наилучшее соответствие экспериментальных и расчетных данных. Следует помнить, что существует ограничение (7), которое определяет справедливость модельного описания (6) при влажностях W в данном случае примерно больше 31%. Расхождение между расчетными и экспериментальными значениями составило в среднем 2.0% для n и 6.7% для k . Отметим, что при увлажнении бентонита насыщенным раствором ($S = 26.5\%$) “ступенька” не наблюдалась, что также подтверждает справедливость предположения об ее природе. При расчетах в [6] было принято $\rho_b = \rho_f = 1$ г/см³.

Рассмотрим вариант 2, связанный с увлажнением предварительно засоленного песка и бентонита дистиллированной водой. Для песка графики изображены на рис. 3а. Нелинейность влажностной зависимости показателя преломления песка обусловлена тем, что внесение в сухой засоленный грунт малого количества воды приводит к появлению в нем высококонцентрированного раствора соли, количество которого растет с рос-

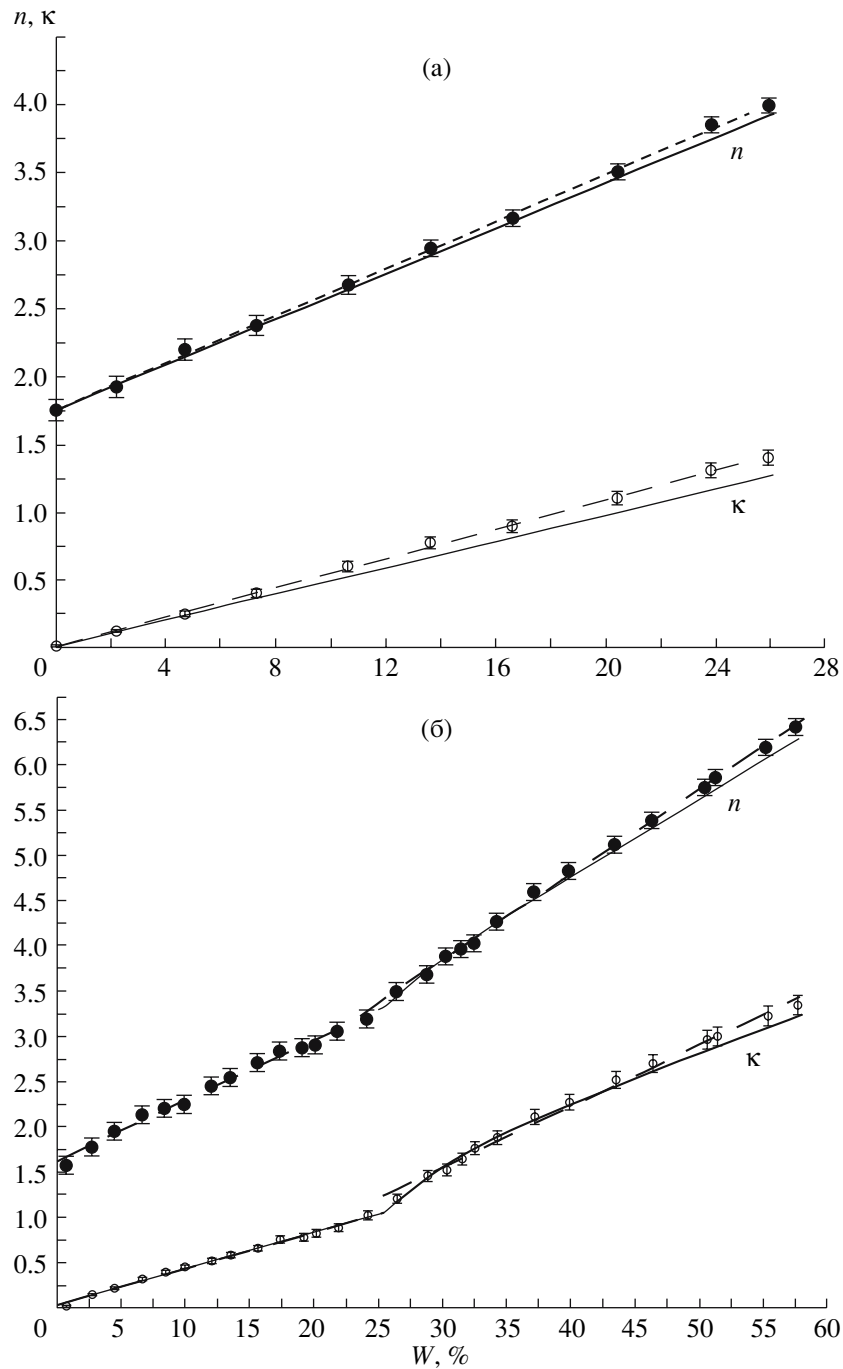


Рис. 2. Зависимость коэффициентов преломления n и поглощения k песка (а) и бентонита (б) от объемной влажности W . Увлажнение раствором NaCl с концентрацией $S_1 = 5\%$; $t = 20^\circ\text{C}$, $f = 1.43$ ГГц; сплошной линией показаны модельные зависимости.

том W при малых влажностях. Дальнейший рост влажности ведет к разбавлению почвенного раствора и снижению его проводимости, что сказывается на величине КДП смеси. Предложенная в данной работе модель диэлектрической проницаемости почв учитывает именно такой механизм растворения соли в почве. Модельный расчет по

формуле (1) для песка с учетом найденных эмпирических полиномов изображен на рис. За сплошной линией. Как видно из графиков, наблюдается хорошее совпадение экспериментальных и расчетных значений, расхождение составляет в среднем 3.1% для n и 5.9% для k при температуре 25°C и 2.8% для n и 5.5% для k при температуре 0°C .

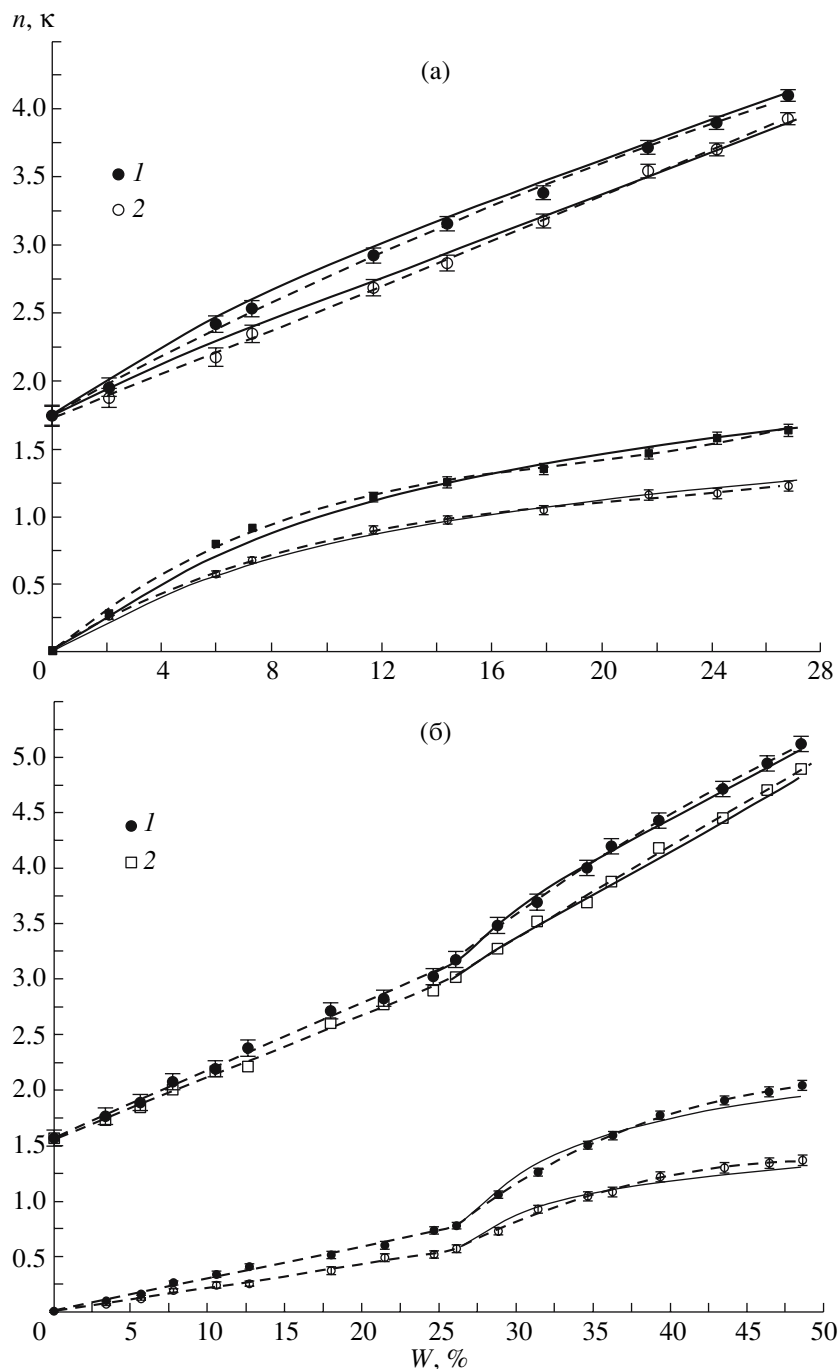


Рис. 3. Зависимость коэффициентов преломления n и поглощения k засоленного песка (а) и бентонита (б) от объемной влажности W . Засоленность $Z = 1\%$, $f = 1.43$ ГГц, $t = 25$ (1), 0°C (2); сплошной линией показаны модельные зависимости.

Влажностные зависимости комплексного показателя преломления $\sqrt{\epsilon} = n + ik$ засоленного бентонита изображены на рис. 3б. Как и в первом варианте, при увлажнении бентонита раствором соли в этой ситуации на графиках $n(W)$ и $k(W)$ наблюдается точка W_1 , однако отклонение от кусочно-линейного поведения проявляется сильнее. Для

модельных расчетов в формуле (4) $\gamma = 0.8$. Расхождение между экспериментом и моделью при $W > W_1$ (сплошные линии на графиках) не превышает 2% для n и 3.4% для k при температуре 25°C и 2.1% для n и 4.8% для k при температуре 0°C .

Графически результаты исследований представлены нами только для рабочей частоты 1.43 ГГц.

Это связано с тем, что для частот 0.6 и 1.11 ГГц наблюдается качественно подобное поведение диэлектрических характеристик солевого раствора и грунтов от засоленности и влажности, а также хорошее количественное соответствие между модельными расчетами и экспериментом.

Все полученные в работе количественные результаты справедливы для соли NaCl. Для других типов растворимых солей необходимо проводить дополнительные экспериментальные исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развита модельное описание КДП грунтов, содержащих соль NaCl, в зависимости от влажности в дециметровом диапазоне длин волн.

В основе модельного описания КДП засоленного грунта использована рефракционная модель с учетом содержания связанной воды и модель Дебая для почвенного раствора с эмпирическими зависимостями дебаевских констант от температуры и засоленности.

На основе экспериментальных данных расширена область применимости эмпирических зависимостей для времени релаксации молекул воды, статической диэлектрической проницаемости и проводимости вплоть до насыщенного раствора соли.

Введены коэффициенты, определяющие долю растворенной соли в связанной воде, находящейся в грунте. На этой основе получены формулы,

описывающие зависимость засоленности почвенного раствора от объемной влажности в области свободной воды. Это позволило найти явную связь коэффициентов модели Дебая от влажности в области свободной воды для засоленного грунта. В результате формулы рефракционной модели приобретают нелинейный характер зависимости от влажности.

Получено соответствие между развитым модельным представлением и результатами эксперимента для КДП на частотах 0.6, 1.11 и 1.43 ГГц для песка и бентонита при различных засоленностях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ulaby F.T., Moor R.K., Fung A.K.* Microwave Remote Sensing, Active and Passive. Dedham, MA: Artech House, 1986. V. 2.
2. *Shutko A.M., Reutov E.A.* // IEEE Trans. 1982. V. GE-20. № 1. P. 29.
3. *Birchak J.R., Gardner C.G., Hipp J.E., Victor J.M.* // Proc. IEEE. 1974. V. 62. № 1. P. 93.
4. *Миронов В.Л., Комаров С.А., Клещенко Н.В., Рычкова Н.В.* // Исслед. Земли из космоса. 1994. № 4. С. 18.
5. *Клещенко В.Н., Комаров С.А., Миронов В.Л.* // Исслед. Земли из космоса. 1997. № 2. С. 37.
6. *Mironov V.L., Dobson M.C., Kaup V.H. et al.* // IEEE Trans. 2004. V. GE-22. № 4. P. 773.
7. *Stogryn A.* // IEEE Trans. 1971. V. MTT-19. № 18. P. 733.