

## Введение

Развитие методов многочастотного дистанционного зондирования предоставляет возможность количественного определения параметров исследуемой природной среды. Одним из объектов исследования методами дистанционного зондирования, включающими радиометрию, радиолокацию, диэлектрическую спектроскопию, являются грунты, горные породы и почвы. Они, как и большинство природных сред, не являются однородными, а представляют собой дисперсную систему, состоящую из двух и более фаз. Общими для всех дисперсных систем признаками являются гетерогенность, то есть наличие поверхностей разделов непрерывности свойств, и дисперсность (раздробленность), приводящая к большой величине удельной поверхности между внутренними границами раздела фаз. На границах раздела фаз в таких средах происходят фазовые переходы, а различия в свойствах отдельных фаз и межфазные взаимодействия играют определяющую роль в динамике этих сред.

Основными компонентами почв являются частицы грунта, воздух, вода в различных агрегатных состояниях, водные растворы солей, примеси. Разнообразие структуры порового пространства и различная природа поверхности частиц грунта приводят к специфическим особенностям их взаимодействия с водяными парами и водой. Механизм поглощения и удержания ими влаги зависит от величины и формы их порового пространства, а также площади и гидрофильности поверхности.

Вода в грунтах, горных породах и почвах может находиться в свободном или связанном состоянии. Свободная вода — это вода, находящаяся под действием сил гравитации в некапиллярных по размеру макропорах и трещинах породы, а также вода, удерживаемая в порах и трещинах капиллярными силами. В отличие от нее связанная вода удерживается в почвах за счет химических и физико-химических сил, действующих со стороны поверхности частиц и изменяющих ее свойства по сравнению со свободной водой.

Влажность почвы, то есть объемное или весовое количество воды в почве является важным фактором, необходимым для решения ряда задач гидрологии, строительства, сельского хозяйства,

климатологии. Определение влажности и профиля влажности почв, уровня поверхностных вод методами сверхвысокочастотного дистанционного зондирования основано на контрасте диэлектрических проницаемостей воды и сухой почвы. Переход почвенной влаги из связанного состояния в свободное, при увеличении влажности почвы, сопровождается значительным изменением ее диэлектрических свойств. Учет этих изменений необходим при построении физически обоснованных алгоритмов решения обратных задач дистанционного зондирования почв.

Рассмотрению свойств связанной воды в почвах при отрицательных и положительных температурах, обзору моделей диэлектрической проницаемости влажных и мерзлых почв, описанию предложенной авторами модели диэлектрических свойств связанной воды и вопросам применения этой модели для описания диэлектрических и излучательных характеристик влажных и мерзлых почв посвящена настоящая работа.

## 1. Вода в почвогрунтах

Природные дисперсные структуры, в том числе горные породы и почвы, — сложные полидисперсные образования с разнообразной структурой порового пространства и различной природой поверхности образующих их частиц. В связи с этим почвогрунты обладают специфическими особенностями при взаимодействии с водяными парами и жидкой водой (рис. 1). Механизм поглощения и удержания ими влаги зависит от величины и формы их порового пространства, а также площади и гидрофильности поверхности.

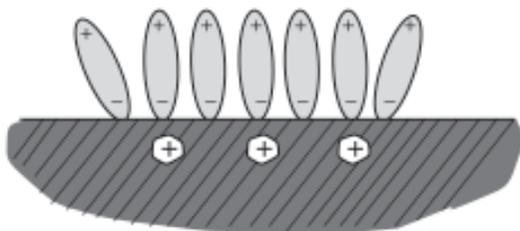


Рис. 1. Ориентация диполей молекул воды на активных адсорбционных центрах поверхности минерала

В настоящее время не существует единой классификации почвенной влаги. Специалисты различных областей неодинаково подходят к этой проблеме, как правило, выделяя тот или иной признак взаимодействия воды со скелетом почвы в качестве главного. Однозначными являются только два утверждения — свойства воды в почвогрунтах различны при отрицательных и положительных температурах; вода в почвогрунтах подразделяется на связанную и свободную [1–6]. Приведем две, наиболее принятые, классификации влаги в почвогрунтах при положительных температурах.

Согласно первой классификации, часто используемой в почвоведении и геологии [1, 2, 4, 5], почвенную влагу разделяют на свободную и связанную, причем последнюю делят на прочносвязанную и рыхлосвязанную (слабосвязанную).

I. Прочносвязанная вода подразделяется на:

- 1) химически связанную — входящую в состав минералов в виде ионов в молекуле минерала, или в виде молекул в кристаллической решетке минерала;
- 2) адсорбированную — физически поглощенную из растворов частицами почвы;
- 3) гигроскопическую — поглощенную частицами почвы из воздуха.

Прочносвязанная вода не способна к перемещению в почве без нагревания или уплотнения породы.

II. Рыхлосвязанная вода — вода, обволакивающая частицы почвы пленкой разной толщины и перемещающаяся вдоль пленки как жидкость от участков с большей толщиной пленки к участкам с ее меньшей толщиной.

III. Свободная вода, подразделяется на:

- 1) гравитационную — передвижению которой по порам под действием силы тяжести не препятствуют капиллярные и электромолекулярные силы, а также воду в отдельно локализованных порах больше 1 мм;
- 2) капиллярную — удерживаемую в порах и трещинах капиллярными силами.

Считается, что вся вода, за исключением химически связанной, может быть удалена из почвы при нагревании ее до температуры 105–110 °С [1].

Вторая классификация приводится в работе [6]. Согласно ей, существуют следующие типы воды в почвогрунтах:

I. Связанная вода — удерживается в почвогрунтах за счет химических и физико-химических сил, действующих со стороны поверх-

ности частиц и изменяющих ее свойства по сравнению со свободной водой (рис. 2). Подразделяется на два типа:

1. Вода кристаллической решетки (конституционная, кристаллизационно-связанная). Эта вода входит в состав минералов в виде ионов в молекуле минерала, или в виде молекул в кристаллической решетке минерала.

2. Адсорбционная вода (мономолекулярной и полимолекулярной адсорбции). Адсорбционно-связанная вода имеет различные энергетические виды:

а) наибольшей энергии связи (40–120 кДж/моль) — вода мономолекулярной адсорбции;

б) меньшей энергии связи (< 40 кДж/моль) — вода полимолекулярной адсорбции.

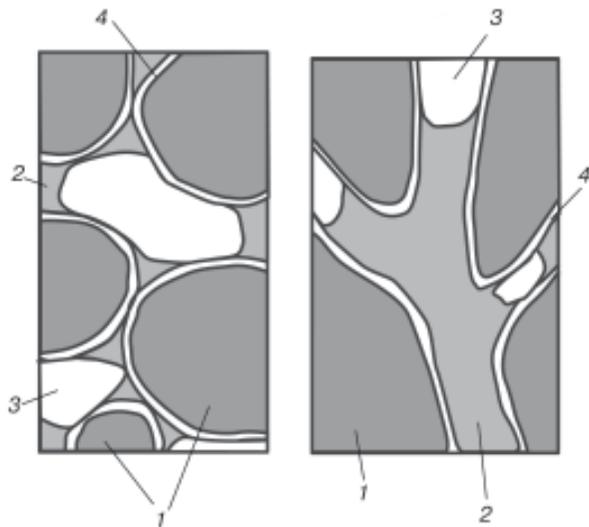


Рис. 2. Связанная вода в грунте: 1 — частицы грунта; 2 — капиллярная вода; 3 — воздух; 4 — адсорбционная вода

Появление влаги мономолекулярной (первичной) адсорбции связано с непосредственным взаимодействием молекул воды с активными адсорбционными центрами поверхности частиц (ионами, обменными катионами, кислородом и др.) с помощью электростатических и водородных связей, по типу близких к химическим, причем молекулы воды группируются вблизи этих центров и образуют дискретный условный «монослой». В свою очередь, молекулы воды (мо-

нослая) служат адсорбционными центрами для более удаленных, от поверхности частиц почвы, молекул воды полимолекулярной (вторичной) адсорбции, поэтому силы связи последних более слабые, типа физических, межмолекулярных (Ван-дер-Ваальса). Средняя толщина пленки адсорбционно-связанной воды в дисперсных природных системах, подобных глинистым породам, оценивается величинами  $1 \div 2 \times 10^{-7}$  см.

II. Вода переходного типа (от связанной к свободной) — определяется исходя из незначительного воздействия на нее поверхностных сил; свойства ее и подвижность близки к свободной воде, но при этом имеет место удержание ее вблизи поверхности части почвогрунтов за счет слабых «физико-механических» связей (рис. 2). Подразделяется на два типа влаги.

1. «Осмотически»-поглощенная вода — поглощенная за счет избирательной диффузии воды в направлении поверхности частиц («поверхностный осмос»). Слой «осмотически»-поглощенной влаги испытывает на себе некоторое воздействие поверхностных сил, что может сказаться на его структурных особенностях. При этом в слое воды до  $10^{-6}$  см возможно не только упорядоченное расположение ее молекул, но и образование переходного («подплавленного») слоя влаги с «разупорядоченным» расположением молекул в нем. В случае высокой минерализации взаимодействующего с породой раствора «осмотическая» вода не образуется.

2. Капиллярная вода (капиллярной конденсации и впитывания) — вода в капиллярных по размеру порах (< 1 мм), поглощенная за счет капиллярного давления и удерживаемая капиллярными силами менисков на границе фаз: вода — воздух — твердая поверхность.

III. Свободная вода (замкнутая в крупных порах и текучая). Вода в жидком состоянии («гравитационная»), находящаяся исключительно под действием сил гравитации в некапиллярных по размеру макропорах и трещинах породы (> 1 мм) и вода, находящаяся в замкнутых, закрытых макропорах.

Все указанные типы воды встречаются в различных по составу почвогрунтах, причем, чем больше удельная поверхность твердого компонента (площадь поверхности частиц в 1 г почвы) и меньше влажность почвы, тем большую роль играет связанная вода [6].

На наш взгляд, вторая классификация является более обоснованной и лучше отражает типы воды в почвогрунтах, так как она основана на энергетическом подходе, с учетом последовательности осуществления различных механизмов молекулярного взаимодействия при образовании форм влаги в почвах [7].

Количество и многообразие типов воды в почве характеризуется несколькими параметрами [5]. Основным параметром является весовая влажность почвы, которая определяется отношением разности массы образца почвы до и после его высушивания при температуре 105–110 °С до состояния абсолютно сухой почвы к массе абсолютно сухого образца почвы и выражается в долях или в процентах. Наравне с весовой влажностью, существует понятие объемной влажности почвы, которая представляет собой объем воды в единичном объеме почвы [1, 5]. Помимо влажности, существуют гидрологические константы или влагоемкости, которые отражают способность почвы поглощать и удерживать определенное количество влаги. Различают следующие влагоемкости:

- максимальную молекулярную — максимальное количество гигроскопической и пленочной воды удерживаемое частицами почвы;
- капиллярную — максимальное количество воды, удерживаемое в капиллярных порах;
- полную — максимальное количество воды, удерживаемое почвой при полном ее насыщении водой;
- максимальную гигроскопическую — максимальное количество воды, поглощенное почвой из воздуха [1, 2, 5].

В почвоведении используются еще две гидрологических константы:

- влажность устойчивого завядания (влажность увядания);
- полевая влагоемкость [5].

Влажность увядания — это влажность почвы, при которой растения начинают завядать. Полевая влагоемкость — это максимальное количество капиллярно-подвешенной влаги в почве (влага, удерживаемая капиллярными силами). Принято считать, что полевая влагоемкость характеризует количество рыхлосвязанной воды в почве [5]. В работах [8, 9] на основе данных [10, 11], проводится соответствие между этими двумя гидрологическими константами и отрицательным потенциалом давления, который характеризует взаимодействие воды с поверхностью частиц почвы. Согласно [8, 9], влажности увядания соответствует давление 15 бар, а полевой влагоемкости  $\frac{1}{3}$  бара. В этих же работах приводятся регрессионные зависимости влажности увядания и полевой влагоемкости от структурных характеристик почвы (типа почвы), созданные на основе большого числа экспериментальных данных. В работах [8, 9] эти зависимости используются для определения диэлектрических свойств воды в почвах.

Представления о свойствах связанной воды в почвогрунтах очень противоречивы из-за сложности описания взаимодействия воды с поверхностью частиц, при котором изменяются не только свойства воды, но и структура поверхности частиц почвы [12]. Долгое время считалось, что связанная вода имеет упорядоченную «льдоподобную» структуру. Однако было установлено, что ее структура зависит от природы и структуры взаимодействующей с ней поверхности, как бы подчиняясь последней [12,13]. По современным представлениям, чем ближе слой воды к поверхности тела, тем больше искажена структура воды, отличаясь от структуры свободной воды и от структуры льда [12]. Подвижность молекул связанной воды ниже, чем молекул воды в объемной жидкости (свободной воды), причем степень ее уменьшения зависит от количества адсорбированной воды. Но даже при толщине слоя связанной воды на поверхности частиц глинистых грунтов в два молекулярных слоя, подвижность ее ближе к свободной воде, чем к твердой фазе (льду) [13]. С увеличением влажности, подвижность молекул связанной воды приближается к подвижности молекул свободной воды [13,14].

Искажение структуры связанной воды вблизи поверхности тела (частиц почвы), по сравнению со свободной водой, влечет за собой изменение ее плотности [12, 13]. Однако, существующие данные о величине плотности связанной воды в почвах весьма разнообразны. Так, в [4, 5] утверждается, что она достигает величин  $\sim 1,7 \div 1,9$  г/см<sup>3</sup>. В работе [13] приводятся следующие данные плотности связанной воды в каолиновых глинах в зависимости от влажности: при малых влажностях, когда вода существует на поверхности частиц в виде отдельных островков, плотность связанной воды не превосходит величины 1,1 г/см<sup>3</sup>; при увеличении влажности плотность адсорбированной воды уменьшается и проходит через минимум, соответствующий значению 0,94 г/см<sup>3</sup>; дальнейшее увеличение влажности, до заполнения водой монослоя вокруг частиц, приводит к увеличению плотности до 1,01 г/см<sup>3</sup>. Для монтмориллонитовых глин значение плотности связанной воды осциллирует в пределах  $\sim 1,1 \div 1,25$  г/см<sup>3</sup> [13]. В работе [12] утверждается, что при влажностях, недостаточных для образования сплошной пленки вокруг частиц, понятие плотности вообще теряет физический смысл, а средняя плотность связанной воды, исключая первый мономолекулярный слой, не отличается от плотности свободной воды.

Необходимо отметить, что помимо частиц грунта и воды (как связанной, так и свободной) во влажных почвах могут присутствовать разнообразные примеси. В первую очередь, это водные раство-

ры различных солей [2, 15, 16], диэлектрические свойства которых существенным образом могут отличаться от диэлектрических свойств свободной воды [16, 17]. Вопрос о степени растворимости солей почвенной влагой в настоящее время остается открытым [13]. Согласно одним работам — ближайший к поверхности частиц объем связанной воды не обладает способностью растворять соли [13], согласно другим — связанная вода лучше растворяет соли, чем свободная вода [18]. Исходя из анализа спектров ядерного магнитного резонанса пленок воды в глинистых породах, проведенного в [13], для определения растворимости солей в почвенной влаге, можно использовать одну из двух моделей. Согласно первой модели [13] — существует резкая граница между полностью нерастворяющим объемом и объемом нормальной растворимости. Причем толщина пленок нерастворяющей воды оценивается  $\sim 1 \times 10^{-7}$  см (около 5 мономолекулярных слоев). Вторая модель [13], представляет собой развитие первой, и предполагает существование частично нерастворяющего объема, растворимость солей в котором уменьшена по сравнению с растворимостью в свободной воде более чем в 10 раз (толщина пленки воды оценивается в  $1 \times 10^{-7}$  см), а также существования переходного слоя воды толщиной до  $1 \times 10^{-6}$  см, растворимость которого увеличивается до нормального значения с увеличением толщины пленки воды.

Свойства воды в почвогрунтах при отрицательных температурах (рис. 3) также имеют свои особенности. Температура кристаллизации свободной воды обычно немного ниже  $0^\circ\text{C}$  (на десятые доли градуса). Ее понижение обусловлено многими причинами, среди которых: действие капиллярных сил, присутствие в воде растворенных веществ, форма и размеры пор [12].

Относительно температуры и характера замерзания связанной воды в почвогрунтах единого мнения не существует. Большинство исследователей придерживается следующих утверждений. Поскольку, в общем случае, структура связанной воды отличается от структуры льда, то ее кристаллизация возможна лишь после того, как она освободится от взаимодействия с поверхностью тела (частицы почвы), то есть станет свободной. Это происходит при снижении температуры системы тело — вода до такого значения, при котором наступает фазовое равновесие между льдом и наиболее удаленным от поверхности тела молекулярным слоем воды. Следовательно, перестройка структуры связанной воды в «льдоподобную» в каждом ее слое идет при температуре кристаллизации воды в данном слое. Что касается структуры воды в слоях, расположенных ближе к поверхности тела, то она радикальных изменений не испытывает, так как тем-

пература ее кристаллизации ниже. Этим обусловлен механизм послойной кристаллизации связанной воды: по мере снижения температуры в лед сначала переходят наиболее удаленные от поверхности тела слои воды, а затем расположенные ближе к поверхности, температура кристаллизации которых ниже [12]. Отсюда следует, что температура замерзания связанной воды — термин несколько неопределенный, так как температура кристаллизации отдельных ее слоев разная и находится в широком диапазоне от  $0$  до  $-70\dots-80^\circ\text{C}$  [12]. Таким образом, пленка связанной воды на частицах почвы должна уменьшаться с понижением температуры, что подтверждается экспериментальными данными работы [13], которые представлены на рис. 4. Измерение количества не замерзшей воды на ряде глинистых пород показало постоянство толщины ее слоя для всех образцов, что подтвердило предположение о существовании универсальной зависимости толщины не замерзшей пленки воды от температуры [13].

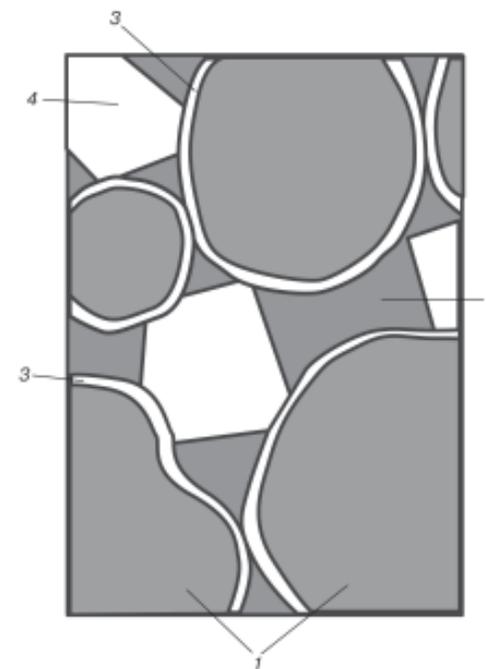


Рис. 3. Состояние незамерзшей воды в горных породах: 1 — минеральная частица; 2 — лед; 3 — пленка незамерзшей воды; 4 — воздух

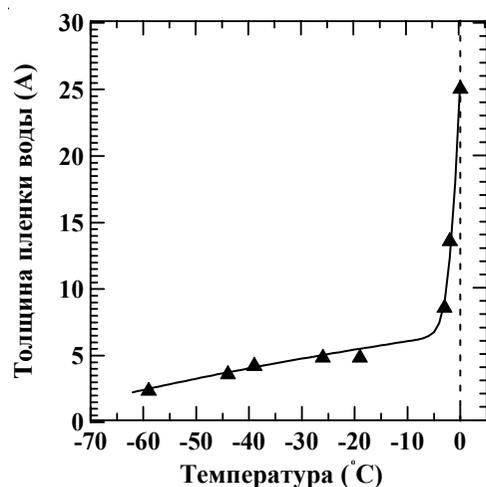


Рис. 4. Толщина пленки незамерзшей воды в глине в зависимости от температуры

Свойства льда, образовавшегося из связанной воды, как отмечает большинство авторов [12, 13, 19], не отличаются от свойств льда, образовавшегося из свободной воды, так как это один и тот же лед — лед 1. Температура плавления и замерзания такого льда разная и определяется свойствами окружающей его воды, а также размерами пор почвы [12, 13].

## 2. Диэлектрические свойства почвогрунтов в СВЧ-диапазоне

Одной из важных электродинамических характеристик почвогрунтов является комплексная диэлектрическая проницаемость  $\epsilon = \epsilon' + i\epsilon''$ , где мнимая часть показывает наличие диссипативных потерь в среде. Диэлектрическая проницаемость почвогрунтов определяется, в первую очередь, диэлектрическими свойствами слагающих их компонент. Основные компоненты почвы это — воздух, монолит грунта (кварц, полевые шпаты и т. д.), вода — связанная и свобод-

ная, и лед — в случае мерзлых почв. В связи с этим, прежде чем рассматривать диэлектрические свойства почв, рассмотрим диэлектрические свойства слагающих их веществ.

Действительная часть диэлектрической проницаемости льда, в диапазоне частот от 1 до 1000 ГГц, не зависит ни от частоты электромагнитной волны, ни от температуры, и составляет величину 3,15–3,17 [20, 21]. Мнимая часть диэлектрической проницаемости льда в том же диапазоне имеет как частотную, так и температурную зависимость и изменяется: при 0 °C от  $8 \times 10^{-4}$  (1 ГГц) до 0,1 (1000 ГГц), проходя через минимум  $5 \times 10^{-4}$  (2 ГГц), и при –30 °C от  $10^{-4}$  (1,5 ГГц) до  $5 \times 10^{-2}$  (1000 ГГц) [21].

Действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости свободной воды в диапазоне частот от 1 до 40 ГГц имеют сильно выраженную частотную и температурную зависимость. Действительная часть на частоте 1 ГГц изменяется от ~87 при 0 °C до ~80 при 20 °C и на частоте 40 ГГц от ~9 при 0 °C до ~16 при 20 °C [20, 22]. Мнимая часть изменяется при 0 °C от ~9 (1 ГГц) до ~17 (40 ГГц), проходя через максимум ~41 в области 9 ГГц, а при температуре 20 °C от ~5 (1 ГГц) до 27 (40 ГГц), проходя через максимум ~37 в области 17 ГГц [20, 22].

Действительная часть диэлектрической проницаемости таких минералов как кварц, полевые шпаты, монтмориллонит, каолинит и т. п. в диапазоне частот 1–50 ГГц имеет величину  $\sim 3 \div 6$  [1, 23, 24], а мнимая часть в этом же диапазоне  $\sim 0,05 \div 0,25$  [24, 25]. При более высоких частотах (~500 ГГц) действительная часть диэлектрической проницаемости этих минералов составляет  $\sim 2,5 \div 5$ , а мнимая часть уменьшается до значений  $\sim 0,001$  [26].

Из-за больших экспериментальных трудностей диэлектрические свойства связанной воды исследованы плохо [3, 15]. Большинство исследователей склоняется к мнению, что эти свойства определяются свойствами поверхности, с которой взаимодействует вода, и степенью связи воды с этой поверхностью [3, 27]. Имеющиеся данные о величине диэлектрической проницаемости связанной воды, при положительных температурах, носят противоречивый характер. В работе [3] приводятся результаты исследований, согласно которым, действительная часть диэлектрической проницаемости связанной воды на высоких частотах составляет ~2,2, а при низких частотах эта величина нерегулярно возрастает. В работе [15] утверждается: «Свойства связанной воды на низких частотах (КГц) подобны свойствам льда — малая подвижность, диэлектрическая проницаемость близка к  $1,06 \div 2,2$ ». Здесь второе утверждение противоречит первому,

поскольку действительная часть диэлектрической проницаемости льда на этих частотах составляет  $\sim 3,15 \div 80$  в зависимости от частоты [21, 28]. В [13] приводятся данные, свидетельствующие о том, что показатель преломления тонких пленок воды на кварце не отличается от показателя преломления свободной воды. Результаты моделирования диэлектрических свойств влажной почвы в диапазоне частот от 1 до 18 ГГц, показывают, что значения диэлектрической проницаемости связанной воды должны находится в пределах от значения диэлектрической проницаемости льда до значения диэлектрической проницаемости свободной воды в зависимости от влажности почвы [8,29–31]. Выводы, представленные в этих работах, кажутся вполне обоснованными, так как физические свойства связанной воды на частицах почвы находятся в прямой зависимости от толщины пленки воды, покрывающей эти частицы.

Данных относительно диэлектрических свойств связанной воды при отрицательных температурах обнаружить в имеющейся литературе не удалось.

Результаты экспериментальных исследований диэлектрических свойств влажных почвогрунтов в диапазоне частот 0,3–37 ГГц подробно представлены в работах [8, 32–38]. В них отмечается, что диэлектрические свойства влажных почв определяются, в основном, их влажностью: действительная часть диэлектрической проницаемости влажных почвогрунтов  $\epsilon'_{ws}$  практически постоянна в диапазоне частот до 1 ГГц и заметно снижается в диапазоне частот от 1 до 37 ГГц, а мнимая часть  $\epsilon''_{ws}$  возрастает с увеличением частоты до максимального значения в районе частот 10–20 ГГц в зависимости от температуры почвы и далее уменьшается с увеличением частоты.

В работах [34, 35] исследовалось затухание излучения в песке и глине при различных влажностях в диапазоне частот от 0,15 до 37 ГГц. В этих работах показано, что удельное затухание с увеличением влажности растет и увеличивается на 2-3 порядка при изменении частоты от 0,15 до 37 ГГц. В [35] приводится эмпирическая формула, с помощью которой можно рассчитать коэффициент поглощения грунтов в диапазоне 0,3–37 ГГц:

$$Q(\text{дБ/м}) = 2,62 \frac{(\epsilon' - 3)^{0,635}}{\lambda^{1,24}}, \quad (1)$$

где  $\epsilon'$  — действительная часть диэлектрической проницаемости грунта заданной влажности, соответствующая низким частотам.

Как показано в [8, 32–34, 36–38], влажность почвогрунтов является определяющим, но не единственным фактором, влияющим на их диэлектрические свойства. Диэлектрическая проницаемость влажных почв, также зависит и от типа почвы, причем эта зависимость проявляется по-разному на различных частотах излучения, при разных влажностях почвы.

Экспериментальные данные работ [8, 33, 34, 37–39] свидетельствуют о том, что значения  $\epsilon'_{ws}$  и  $\epsilon''_{ws}$  возрастают в зависимости от объемной влажности почвы  $V_w$  сначала относительно медленно, а начиная с определенной влажности заметно быстрее. Зависимости  $\epsilon'_{ws}$ ,  $\epsilon''_{ws}(V_w)$  можно аппроксимировать двумя прямыми, имеющими разные наклоны к оси влажностей. Типичный график такой зависимости представлен на рис. 5.

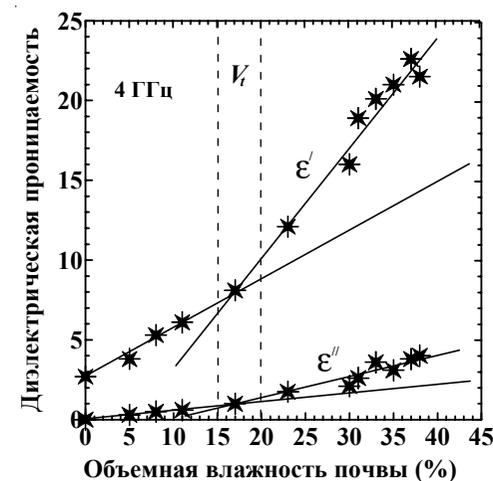


Рис. 5. Экспериментальная зависимость диэлектрической проницаемости глинистой почвы от влажности на частоте 4 ГГц и ее аппроксимация двумя прямыми

Одна прямая, имеющая меньший угол наклона к оси влажностей, аппроксимирует диэлектрическую проницаемость почвы при малых значениях влажности. Другая — имеющая больший угол наклона — при больших влажностях почвы. Необходимо отметить, что эта нелинейность практически сглаживается у чисто песчаных почв (рис. 6) [8, 40].

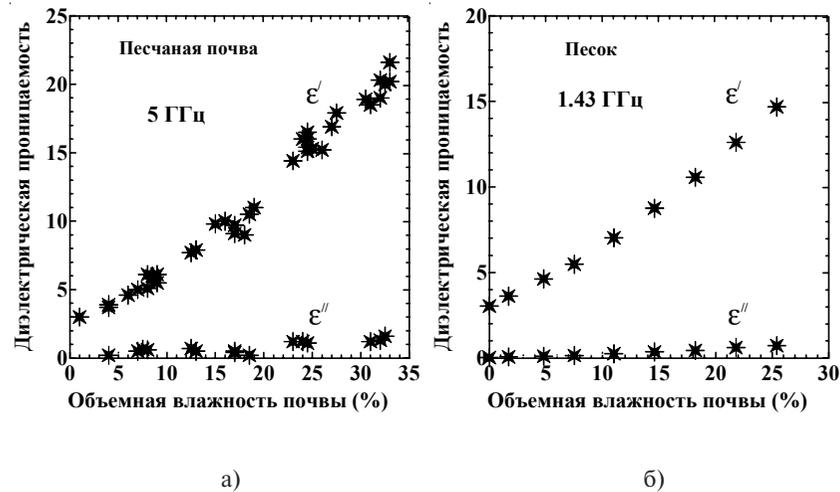


Рис. 6. Экспериментальная зависимость диэлектрической проницаемости песчаной почвы от влажности на частотах 5 ГГц (а), 1,43 ГГц (б)

Двойная линейная зависимость диэлектрической проницаемости почвы от ее влажности объясняется большинством авторов [8, 30, 37–39] тем, что при малых влажностях в почве существует только связанная вода, диэлектрическая проницаемость которой существенно меньше диэлектрической проницаемости свободной воды, а с определенной влажностью  $V_t$  в почве начинает появляться свободная вода, которая и вызывает быстрое изменение диэлектрических свойств почвы при дальнейшем увеличении ее влажности. Влажность почвы  $V_t$  называется точкой или областью переходной влажности. Переход от одного состояния влажности почвы к другому зависит от структуры почвы и ее пористости [8, 37–39].

Проведенный анализ диэлектрических свойств почвогрунтов позволил сделать следующие выводы:

- диэлектрическая постоянная сухих почвогрунтов определяется только их плотностью и диэлектрическими свойствами слагающих их минералов;
- потери в сухих почвогрунтах возрастают с увеличением частоты излучения;
- диэлектрические свойства влажных почв определяются, в основном, количеством воды в почве, которая имеет различные диэ-

лектрические свойства при разных влажностях почвы, а также зависит от структуры (гранулометрического состава) почвы.

Диэлектрические свойства мерзлых почв, до настоящего времени, изучены явно недостаточно. Относительно подробные исследования диэлектрических характеристик мерзлых почвогрунтов в СВЧ-диапазоне представлены в работах [33, 36, 37, 41]. В них отмечается, что диэлектрические свойства почв заметно изменяются с понижением температуры. Эти изменения проявляются в существенном уменьшении (по сравнению с влажной почвой) мнимой части диэлектрической проницаемости, а также (в меньшей степени) — действительной части, что обуславливается замерзанием почвенной влаги.

Частотная зависимость диэлектрической проницаемости мерзлых почв исследовалась: в работе [33] в диапазоне 0,1–26 ГГц, в [36] в диапазоне 3–37 ГГц, в [37] в диапазоне 3–18 ГГц. В них показано, что частотные зависимости действительной  $\epsilon'_{fs}$  и мнимой  $\epsilon''_{fs}$  частей диэлектрической проницаемости мерзлых почв существенно слабее аналогичных зависимостей, полученных при комнатной температуре, и значения  $\epsilon'_{fs}$  и  $\epsilon''_{fs}$  уменьшаются с понижением температуры. Однако в [33] отмечается, что максимум смещается в сторону высоких частот по сравнению  $\epsilon''_{fs}$ ; а в [36, 37] — в сторону более низких частот. Такие расхождения, на наш взгляд, связаны с большими погрешностями (~10–90 % [36, 37]) измерений  $\epsilon''_{fs}$  на частотах 3–18 ГГц (область максимума  $\epsilon''_{fs}$ ). Анализ частотных зависимостей  $\epsilon'_{fs}$  и  $\epsilon''_{fs}$  при отрицательных температурах позволил авторам работ [36, 37] сделать вывод о том, что в мерзлых почвах существует жидкая фаза воды вплоть до температур  $-50$  °С, которая и оказывает существенное влияние на их диэлектрические свойства.

Исследования зависимости диэлектрических свойств почвы от температуры выполнены в работах [33, 36, 37, 41]. В них показано, что понижение температуры ведет к относительному уменьшению  $\epsilon'_{fs}$  и  $\epsilon''_{fs}$ . Сравнение температурных зависимостей диэлектрической проницаемости песка, льда и глины показало сходство первых двух зависимостей: абсолютные значения диэлектрической проницаемости песка в области низких температур близки к значениям диэлектрической проницаемости льда; их температурный ход одинаков, и на зависимостях можно выделить области наиболее характерного изменения диэлектрической проницаемости от температуры, которые

могут быть связаны с замерзанием воды разных типов. Зависимость диэлектрической проницаемости глины от температуры имеет несколько иной характер, однако и здесь ход кривой обусловлен замерзанием воды в несколько стадий.

### 3. Диэлектрические модели почвогрунтов

С электродинамической точки зрения почвогрунты представляют собой дисперсную среду, состоящую из частиц грунта нескольких видов, имеющих разные размеры и минеральный состав. Помимо этого, почвенная влага неодинакова по своим свойствам, в первом приближении она может быть свободной и связанной, причем ее свойства меняются с изменением влажности почвы. В связи с этим, моделирование диэлектрических свойств почвогрунтов представляется сложной задачей и, как правило, для этих целей используются либо эмпирические и полуэмпирические модели, либо электростатические модели смесей. Эмпирические и полуэмпирические модели не отражают реальной картины среды и хорошо описывают диэлектрические свойства почвогрунтов в строго определенных рамках (определенные частоты, влажности, типы почвы и т. д.). Наибольший интерес, на наш взгляд, представляет модель, обсуждаемая в [8, 9], с помощью которой учитывается наличие в почве как свободной, так и связанной влаги. При этом считается, что первая из них имеет табличное значение диэлектрической проницаемости, а вторая обладает существенно меньшим значением, находящимся в промежутке между значениями диэлектрических проницаемостей льда и воды. Согласно этой модели, комплексная диэлектрическая проницаемость влажной почвы  $\epsilon_{ws} = \epsilon'_{ws} + i\epsilon''_{ws}$  определяется по следующим формулам [8,9]:

$$\begin{aligned} \epsilon_{ws} &= V_w \epsilon_{bw} + (P - V_w) \epsilon_0 + (1 - P) \epsilon_r \\ \epsilon_{bw} &= \epsilon_i + (\epsilon_w - \epsilon_i) \frac{V_w}{V_t} \gamma && \text{для } V_w < V_t, \\ \epsilon_{ws} &= V_t \epsilon_{bw} + (V_w - V_t) \epsilon_w + (P - V_w) \epsilon_0 + (1 - P) \epsilon_r \\ \epsilon_{bw} &= \epsilon_i + (\epsilon_w - \epsilon_i) \gamma && \text{для } V_w > V_t, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $V_w$  — объемная влажность почвы,  $V_t$  — объемная переходная влажность,  $\epsilon_{bw}, \epsilon_0, \epsilon_w, \epsilon_r, \epsilon_i$  — диэлектрические проницаемости связанной воды, воздуха, свободной воды, частиц грунта, льда,  $P$  — пористость почвы,  $\gamma$  — экспериментально определяемый параметр. В [8, 9] предлагаются аппроксимационные зависимости  $V_t$  и  $\gamma$ , связывающие эти параметры с влажностью увядания  $V_u$ , которые построены на основе большого числа экспериментальных данных:

$$\begin{aligned} V_t &= 0,49 V_u + 0,165 \\ \gamma &= -0,57 V_u + 0,481. \end{aligned} \quad (2a)$$

В свою очередь  $V_u$  также определяется по аппроксимационной формуле (с коэффициентом корреляции 0,96), связывающей ее с гранулометрическим составом почвы [8, 9]:

$$V_u = 0,06774 - 0,00064 SAND + 0,00478 CLAY, \quad (2b)$$

где  $SAND$  и  $CLAY$  — весовые части гранулометрических фракций почвы ( $d_{SAND} > 0,005$  см,  $d_{CLAY} < 0,0002$  см). Рассматриваемая модель интересна тем, что в ней (в отличие от большинства других моделей) сделана попытка учесть связанную воду в почве, диэлектрические свойства которой изменяются в зависимости от влажности и структуры почвы. Как показано в [8, 9], эта модель хорошо описывает зависимость диэлектрической проницаемости разных почв от влажности на частотах 1,4 и 5 ГГц.

В работах [8, 15, 42, 43] проведен анализ большого числа электростатических моделей смесей (Браггемана, Винера, Клаузиса — Мосоти, Вагнера, Лихтенекера и т. п.), используемых для описания диэлектрических свойств увлажненных почвогрунтов. Эти модели учитывают относительный объем компонентов почвы, их диэлектрические параметры, форму элементов включений. Наличие связанной воды в почвогрунтах, данными моделями, как правило, не рассматривается. Большинство моделей дают приближенные количественные оценки диэлектрических свойств влажных почвогрунтов в диапазоне частот до 10 ГГц, причем качество их уменьшается с увеличением частоты излучения [43]. Как отмечено в [42, 43], наилучшее согласие с экспериментальными данными, в диапазоне частот до 10 ГГц, удается достичь с помощью «рефракционной» модели, в соответствии с которой эффективная диэлектрическая проницае-

мость влажной почвы  $\epsilon_{ef}$  определяется по одному из следующих выражений [44,43]:

$$\begin{aligned}\sqrt{\epsilon_{ef}} &= V\sqrt{\epsilon_w} + (1-V_w)\sqrt{\epsilon_{ds}} \\ \sqrt{\epsilon_{ef}} &= V_w\sqrt{\epsilon_w} + \frac{\rho_{ds}}{\rho_r}\sqrt{\epsilon_r} + (1-V_w - \frac{\rho_{ds}}{\rho_r})\sqrt{\epsilon_0},\end{aligned}\quad (3)$$

где  $\epsilon_w, \epsilon_{ds}, \epsilon_r$  и  $\epsilon_0$  — диэлектрические проницаемости воды, сухой почвы, монолита грунта и воздуха, соответственно;  $\rho_{ds}$  и  $\rho_r$  — плотности сухой почвы и монолита грунта;  $V_w$  — объемная влажность почвы. В [15, 43] отмечается, что эти формулы правомерны в случае, когда размеры частиц почвы много меньше длины волны излучения.

На более высоких частотах диэлектрические свойства влажных почвогрунтов удалось описать с помощью электростатической модели смеси [30]. Согласно этой модели, почва представлялась 4-компонентной смесью, в которой твердые частицы являются матрицей, содержащей случайно распределенные и случайно ориентированные дискообразные включения связанной воды, свободной воды и воздуха. Эффективная диэлектрическая проницаемость почвы определялась по формуле де Лура [45], которая для данной среды записывалась в следующем виде [30]:

$$\epsilon_{ef} = \frac{3\epsilon_r + 2V_w(\epsilon_w - \epsilon_r) + 2V_{bw}((\epsilon_{bw} - \epsilon_r)) + 2V_0(\epsilon_0 - \epsilon_r)}{3 + V_w\left(\frac{\epsilon_r}{\epsilon_w} - 1\right) + V_{bw}\left(\frac{\epsilon_r}{\epsilon_{bw}} - 1\right) + V_0\left(\frac{\epsilon_r}{\epsilon_0} - 1\right)},\quad (4)$$

где  $\epsilon_r, \epsilon_w, \epsilon_{bw}$  и  $\epsilon_0$  — диэлектрические проницаемости монолита грунта, свободной воды, связанной воды и воздуха, соответственно;  $V_w, V_{bw}$  и  $V$  — объемные части свободной воды, связанной воды и воздуха, соответственно. Моделируя влажную почву, авторы [30] предполагали, что связанная вода покрывает частицы почвы слоем толщиной  $\delta = 3 \text{ \AA}$  (соответствует приблизительно одному мономолекулярному слою воды  $2,8 \text{ \AA}$  [7]). Объемная часть связанной воды рассчитывалась по следующей формуле:

$$V_{bw} = \delta A_s \rho_{ds},\quad (4a)$$

где  $\rho_{ds}$  — плотность сухой почвы, а  $A_s$  — удельная площадь поверхности частиц, которая определялась экспериментально. Эффективная диэлектрическая проницаемость почвы рассчитывалась по данной модели для трех значений  $\epsilon_{bw}$  равных: 1) диэлектрической

проницаемости льда  $3,15 - i0,2$ , 2) диэлектрической проницаемости соленой воды, с концентрацией соли 5 г/л, и 3)  $\epsilon_{bw} = 35 - i15$ . Сопоставление рассчитанных по (4) и экспериментальных значений диэлектрической проницаемости на частотах 1,4–18 ГГц для разных типов почв и их влажностей показало, что хорошее согласие достигается в случае, когда  $\epsilon_{bw} = 35 - i15$  [30]. Недостатками этой модели являются: необходимость экспериментального определения  $A_s$  для каждой почвы, малая толщина  $\delta$  (см. п. 1), вероятно приводящая к занижению значения  $V_{bw}$ , отсутствие частотной зависимости  $\epsilon_{bw}$ .

Рассмотренные модели эффективной диэлектрической проницаемости влажных почв ((2)–(4)) исследовались в [16, 46, 47] для описания экспериментальных данных коэффициента излучения влажных соленых почв. Анализ в [46] моделей (2), (4) показал, что они удовлетворительно описывают экспериментальные данные на частоте 1,4 ГГц, и дают заниженные значения коэффициента излучения при малых влажностях почвы на частоте 5 ГГц. Помимо этого оказалось, что влияние солёности почв на интенсивность излучения в диапазоне 1,4 ГГц по результатам экспериментов ниже, чем это следует из модельных оценок. Исследование применимости модели (3) для описания излучательных характеристик влажных соленых почвогрунтов на частотах до 6 ГГц, проделанное в работах [16, 47], показало, что расчетные значения хорошо соответствуют экспериментальным данным для однородно увлажненных по вертикали почв.

Как уже отмечалось выше, большинство существующих моделей диэлектрических свойств влажных почвогрунтов либо совсем не учитывают связанную воду в почвах, либо учитывают ее неким эмпирическим или искусственным образом как, например, в моделях (2) и (4). Исключением является работа [29], где была предложена релаксационная модель диэлектрических свойств воды в гетерогенных средах, и работа [31], в которой эта модель использовалась для описания эффективной диэлектрической проницаемости влажных почвогрунтов. Согласно работе [29], при увлажнении гетерогенного материала происходит образование молекулярных слоев воды на его поверхности. При этом, по мере увеличения влажности, сначала заполняется мономолекулярный слой, наиболее прочно связанный с поверхностью, затем второй слой, третий и т. д., последующие слои связаны менее прочно. С некоторого значения влажности, которая называется влажностью расслоения  $u_s$ , вода расслаивается на две фазы: пленочную, связанную с поверхностью материала, и свобод-

ную, которая начинает стекать под действием силы тяжести. Потенциальный барьер для молекул в связанной воде выше, чем в свободной, на величину потенциальной энергии связи. В связи с этим, время релаксации каждого молекулярного слоя отличается друг от друга и определяется следующей формулой [29]:

$$\tau_{ms} = \tau_w \exp\left(\frac{K_c(u_s^2 + u_s - u^2 - u)}{kT}\right), \quad (5)$$

где  $K_c$  — коэффициент связи,  $\tau_w$  — время релаксации свободной воды,  $u$  — влажность гетерогенной смеси,  $k$  — постоянная Больцмана,  $T$  — температура. Таким образом, в слое воды, содержащимся на поверхности материала, молекулы связанной воды имеют некое распределение по времени релаксации  $Y(\tau)$ . Диэлектрическую проницаемость связанной воды, в соответствии с этим, предлагается рассчитывать из следующих соотношений [29]:

$$\begin{aligned} \epsilon'_{bw}(\omega) - \epsilon_\infty &= \int_0^\infty \frac{Y(\tau)}{1 + \omega^2 \tau_{ms}^2} d\tau \\ \epsilon''_{bw}(\omega) &= \int_0^\infty \frac{Y(\tau) \omega \tau_{ms}}{1 + \omega^2 \tau_{ms}^2} d\tau, \end{aligned} \quad (5a)$$

где  $\epsilon'_{bw}(\omega)$  и  $\epsilon''_{bw}(\omega)$  — соответственно действительная и мнимая части диэлектрической проницаемости связанной воды,  $\epsilon_\infty$  — диэлектрическая проницаемость воды на высоких частотах,  $\omega$  — циклическая частота. Функция распределения  $Y(\tau)$  представляется в виде:

$$Y(\tau) = (\epsilon_s - \epsilon_\infty) \frac{kT}{\tau K_c (u^2 + u)}, \quad (5b)$$

в интервале

$$\tau_w \exp\left(\frac{K_c(u_s^2 + u_s)}{kT}\right) > \tau > \tau_w \exp\left(\frac{K_c(u_s^2 + u_s - u^2 - u)}{kT}\right) \quad (5b)$$

и  $Y(\tau) = 0$  — вне этого интервала. В (5b)  $\epsilon_s$  — статическая диэлектрическая проницаемость воды.

В работе [31], описанная выше модель диэлектрических свойств воды в гетерогенных смесях, использовалась для определения эффективной диэлектрической проницаемости влажных почвогрунтов

в диапазоне частот 1,4–18 ГГц. Расчет  $\epsilon_{ef}$  проводился по «рефракционной» формуле (3), а диэлектрическая проницаемость воды — по формулам (5), где  $Y(\tau)$  связывалась с почвенно-гидрологическими константами [4, 5, 31]. Сравнение рассчитанных по модели и экспериментальных зависимостей диэлектрической проницаемости почвы от влажности на частотах 1,4, 5, 10 и 18 ГГц показало их неплохое соответствие [31]. Однако в [29] отмечено, что на современном уровне развития физики диэлектриков аналитический расчет значений  $K_c$  и  $u_s$  не представляется возможным, и их предлагается определять экспериментально, например, по значениям частоты релаксации. Почвенно-гидрологические константы, которые используются в [31], также определяются экспериментально для каждого типа почвы [2, 4, 5]. Невозможность аналитического определения  $K_c$  и  $u_s$ , а также значений почвенно-гидрологических констант для каждого типа почвы затрудняет, на наш взгляд, применение данной модели для расчета  $\epsilon_{ef}$  почв. Кроме этого, из [29, 31] следует, что вся влага, находящаяся в пленочной фазе является связанной, что, по всей видимости, не соответствует реальному распределению почвенной влаги.

Все обсуждаемые выше модели описывают диэлектрические свойства почв, находящихся при положительных температурах. Работ, специально посвященных моделированию эффективной диэлектрической проницаемости мерзлых почв, в известной литературе, практически нет. Исключением являются работы [48, 49], где для определения  $\epsilon_{ef}$  мерзлых почв используются известные модели: аппроксимационная [48] или смеси [49], в которых жидкая фаза считается обыкновенной переохлажденной водой. Сравнение рассчитанных по этим моделям и экспериментальных значений мерзлых почв показывает их качественное соответствие [48, 49].

#### 4. Модель диэлектрической проницаемости связанной воды в почвогрунтах

При классификации форм влаги в почвах используются самые разнообразные критерии: взаимодействие воды с поверхностью частиц, подвижность молекул воды, ее местонахождение, потенциал влаги и т. д. [2, 4–6]. Однако большинство классификаций подвергалось критике из-за недостаточно строгой их обоснованности и про-

извольности установления границ между отдельными видами влаги. Трудности в установлении строгой и обоснованной классификации форм влаги в почвах связаны с тем, что вода в них находится под действием нескольких сил различной природы [6]. Помимо этого, как отмечено в [6], при классификации форм влаги в почвах существуют и терминологические трудности. Так, например, широко используемые в почвоведении и геологии принципы деления связанной воды на прочно-, слабо- или рыхлосвязанную оказываются в значительной степени нестрогими и научно необоснованными. Как показали исследования, проведенные в [50, 51], каждый из указанных видов влаги содержит молекулы воды, существенно отличающиеся по подвижности и энергетическим особенностям по мере удаления их от поверхности частиц почвы. Однако, как правило, в почвоведении и геологии принято считать связанной водой влагу, удерживаемую в почвах электромолекулярными и молекулярно-поверхностными силами, а свободной водой — влагу, находящуюся исключительно под действием сил гравитации в некапиллярных по размеру макропорах ( $> 1$  мм) и трещинах породы [2, 6].

Различия классификаций воды в почвогрунтах сказываются при электродинамическом моделировании почв. Так, например, в работе [30] связанной водой считается один молекулярный слой воды, покрывающий частицы почвы; в работах [8, 9] количество связанной воды определяется по аппроксимационной формуле, зависящей от влажности увядания; а в работах [29, 31] под связанной водой понимается вся влага, находящаяся в капиллярно-подвешенном состоянии (то есть вся влага удерживаемая молекулярно-поверхностными силами). Различными способами в этих моделях определяется и диэлектрическая проницаемость связанной воды.

По всей видимости, при разработке электродинамических моделей почв для определения количества связанной воды в почве нужно исходить не из классификаций принятых в почвоведении и геологии, а из диэлектрических свойств влаги в почвах, и считать связанной водой в почвогрунтах ту воду, диэлектрическая проницаемость которой отличается от диэлектрической проницаемости свободной воды (в дальнейшем мы будем придерживаться именно этой классификации).

Для определения объемного содержания связанной воды в почвах, а также величины ее диэлектрической проницаемости, обратимся к следующим известным фактам. В работах [13, 27], на основе экспериментальных данных показано, что время релаксации молекул связанной воды  $\tau_{bw}$  отличается от времен релаксации молекул

свободной воды  $\tau_w$  и льда  $\tau_i$ , причем  $\tau_w < \tau_{bw} < \tau_i$ . С другой стороны, при увеличении объемного содержания воды в глинистых минералах  $\tau_{bw}$  приближается по своему значению к  $\tau_w$  [13, 14]. В работе [13] из анализа спектров ядерного магнитного резонанса пленок связанной воды в глинистых почвах определялись значения верхнего предела времени релаксации молекул связанной воды при температуре  $+27$  °С, в зависимости от количества мономолекулярных слоев воды, покрывающих частицы почвы. Эти исследования показали, что  $\tau_{bw}$  уменьшается с увеличением числа мономолекулярных слоев воды, покрывающих частицы (см. табл.), и  $\tau_{bw}$  не отличается от  $\tau_w$  при толщине пленки воды порядка 8–12 мономолекулярных слоев. По другим данным [14, 15], эта толщина пленки оценивается в 3–8 мономолекулярных слоев. Исходя из перечисленных фактов, и предполагая, что диэлектрическая проницаемость связанной воды, также как и свободной воды описывается моделью Дебая, сделаем следующие выводы:

1. С увеличением влажности почвы от нуля до некоторого значения, влага, находящаяся в почве, является связанной.

2. Изменение количества связанной воды в почве влечет за собой изменение ее диэлектрических свойств, так как изменяется время релаксации молекул связанной воды.

3. При определенной влажности почвы диэлектрические свойства связанной воды становятся сходными с диэлектрическими свойствами свободной воды. Дальнейшее увеличение влажности почвы никак не влияет на диэлектрическую проницаемость связанной воды, которая становится равной диэлектрической проницаемости свободной воды.

Таблица

Число мономолекулярных слоев воды	Время релаксации молекул воды $\tau_{bw}$ ( $+27$ °С), с
1	$5,0 \times 10^{-10}$
2	$5,0 \times 10^{-11}$
4	$2,2 \times 10^{-11}$
8–12 (свободная вода)	$7,7 \times 10^{-12}$

В соответствии со значениями  $\tau_{bw}$ , полученными в [13] и приведенными в таблице, нами была определена аппроксимационная зависимость  $\tau_{bw}$  от толщины пленки  $h$  (см), покрывающей частицы почвы, которая имеет следующий вид:

$$\tau_{bw}(27^\circ\text{C}) = \left( -4,9648 \times 10^{24} h^2 - 3,0867 \times 10^{11} \ln(h) - \frac{7,5092 \times 10^3}{h} + 3,9121 \times 10^{18} h - 5,2036 \times 10^{12} \right)^{-1}. \quad (6)$$

При определении этой зависимости предполагалось, что  $\tau_{bw} = \tau_w$  при толщине пленки воды, равной 10 диаметрам молекулы воды  $h_{10}$  (диаметр молекулы воды  $2,8 \times 10^{-8}$  см [7]). При  $h \geq h_{10}$  считалось, что  $\tau_{bw} = \tau_w$ . На рис. 7 представлены экспериментальные значения  $\tau_{bw}$  от толщины пленки воды (количества мономолекулярных слоев), покрывающей частицы почвы, а также аппроксимирующая эти данные зависимость (6). Среднеквадратичное отклонение значений  $\tau_{bw}$  аппроксимационной зависимости от экспериментальных данных не превышало  $4,2783 \times 10^{-14}$  с, максимальное отклонение составило  $1,8842 \times 10^{-13}$  с.

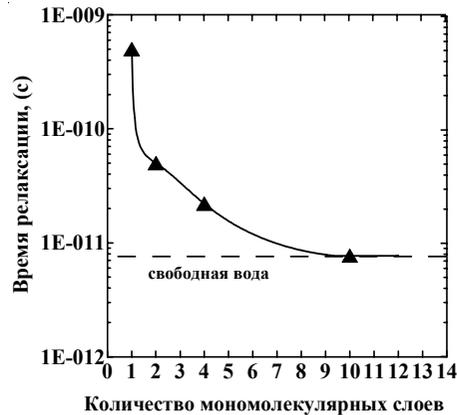


Рис. 7. Экспериментальные значения  $\tau_{bw}$  от толщины пленки воды (количества мономолекулярных слоев) на частицах почвы (▲). Сплошная линия — аппроксимирующая зависимость

Для определения диэлектрической проницаемости связанной воды  $\epsilon_{bw}$  ( $\epsilon_{bw} = \epsilon'_{bw} + i\epsilon''_{bw}$ ) была использована релаксационная модель диэлектрической проницаемости свободной воды  $\epsilon_w$  ( $\epsilon_w = \epsilon'_w + i\epsilon''_w$ ), описанная в [22]:

$$\begin{aligned} \epsilon'_w &= \epsilon_\infty + \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty)}{1 + (\lambda_w/\lambda)^2}, \\ \epsilon''_w &= \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty)(\lambda_w/\lambda)}{1 + (\lambda_w/\lambda)^2}. \end{aligned} \quad (7)$$

Здесь  $\lambda$  — длина волны, выраженная в сантиметрах, а остальные параметры определяются из следующих зависимостей [22]:

$$\begin{aligned} \epsilon_s(t) &= 87,74 - 0,4008t + 9,398 \times 10^{-4}t^2 + 1,41 \times 10^{-6}t^3, \\ \epsilon_\infty &= 4,9, \\ \lambda_w(t) &= 3 \times (1,1109 - 3,824 \times 10^{-2}t + 6,938 \times 10^{-4}t^2 - 5,096 \times 10^{-6}t^3), \end{aligned} \quad (7a)$$

где  $t$  — температура воды в градусах Цельсия. Отличительной особенностью этой модели является то, что она хорошо описывает как диэлектрическую проницаемость, так и релаксационную длину волны  $\lambda_w$  свободной воды [52, 53].

Время релаксации молекул связанной воды легко связать с релаксационной длиной волны связанной воды при той же самой температуре ( $27^\circ\text{C}$ ):

$$\lambda_{bw}(27^\circ\text{C}) = 2\pi c \tau_{bw}(27^\circ\text{C}), \quad (8)$$

где  $c$  — скорость света. Предполагая, что существует пропорциональная зависимость между  $\lambda_{bw}(27^\circ\text{C})$ ,  $\lambda_w(27^\circ\text{C})$  и  $\lambda_{bw}(t)$ ,  $\lambda_w(t)$ , было получено:

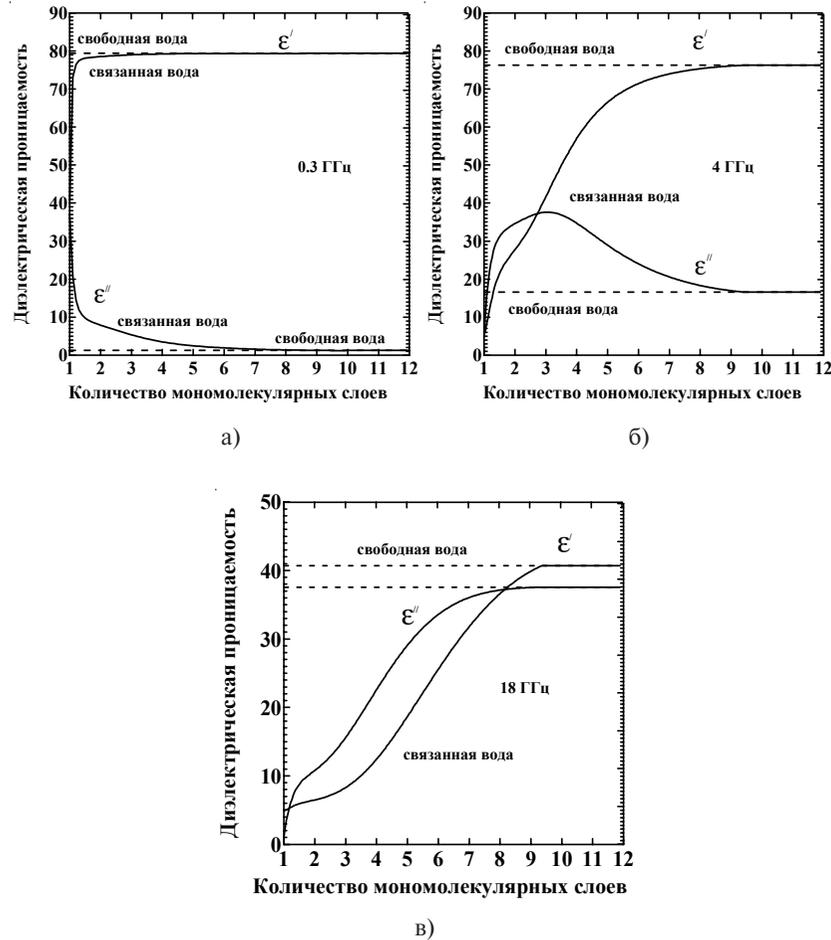
$$\lambda_{bw}(t) = \lambda_{bw}(27^\circ\text{C}) \frac{\lambda_w(t)}{\lambda_w(27^\circ\text{C})}. \quad (9)$$

Исходя из этого, диэлектрическая проницаемость связанной воды определялась нами из выражений аналогичных (7), где вместо  $\lambda_w(t)$  подставлялась  $\lambda_{bw}(t)$ :

$$\begin{aligned} \epsilon'_{bw} &= \epsilon_\infty + \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty)}{1 + (\lambda_{bw}(t)/\lambda)^2}, \\ \epsilon''_{bw} &= \frac{(\epsilon_s - \epsilon_\infty)(\lambda_{bw}(t)/\lambda)}{1 + (\lambda_{bw}(t)/\lambda)^2}. \end{aligned} \quad (10)$$

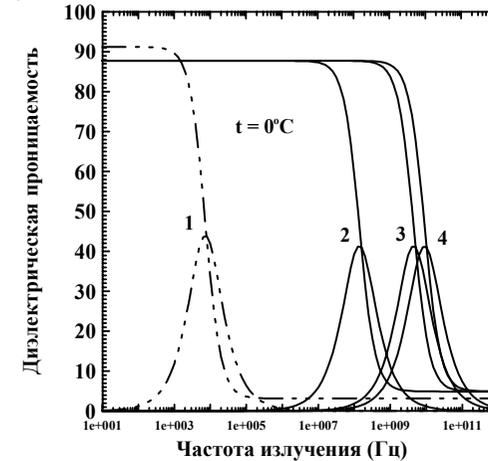
Здесь  $\epsilon_s$  и  $\epsilon_\infty$  определялись по тем же зависимостям, что и для свободной воды (7a).

Таким образом, мы определили аппроксимационные выражения, по которым можно рассчитать действительную и мнимую часть диэлектрической проницаемости связанной воды в почве в зависимости от толщины пленки связанной воды, покрывающей частицы. Толщина пленки может быть определена на основании известной влажности почвы и способа моделирования почвенной среды.



**Рис. 8.** Зависимости диэлектрической проницаемости связанной воды от количества мономолекулярных слоев воды на частицах почвы на частотах 0,3 ГГц (а), 4 ГГц (б) и 18 ГГц (в). Пунктирная линия — диэлектрическая проницаемость свободной воды

На рис. 8 представлены зависимости действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости связанной воды от количества мономолекулярных слоев, покрывающих частицы почвы, на частотах 0,3 ГГц (а), 4 ГГц (б) и 18 ГГц (в), полученные из выражений (10). Из рисунков видно, что вид зависимости мнимой части диэлектрической проницаемости связанной воды от влажности различен для разных частот.



**Рис. 9.** Рассчитанные по (10) частотные зависимости диэлектрической проницаемости льда (кривые 1), связанной воды при толщине пленки в один мономолекулярный слой (кривые 2), связанной воды при толщине пленки в пять мономолекулярных слоев (кривые 3) и свободной воды (кривые 4) при температуре 0 °С

На рис. 9 показаны, рассчитанные из (10), частотные зависимости действительной и мнимой частей диэлектрической проницаемости льда (кривые 1), связанной воды при толщине пленки в один мономолекулярный слой (кривые 2), связанной воды при толщине пленки в пять мономолекулярных слоев (кривые 3) и свободной воды (кривые 4) при температуре 0 °С. Представленные графики показывают, что частотные зависимости диэлектрической проницаемости связанной воды находятся между частотными зависимостями диэлектрических проницаемостей льда и свободной воды, однако они находятся гораздо ближе к свободной воде, чем ко льду. С увеличением толщины пленки воды диэлектрические свойства связанной воды приближаются к диэлектрическим свойствам свободной воды.

## 5. Модель эффективной диэлектрической проницаемости влажных почв при положительных температурах

В настоящее время существует большое разнообразие в классификации гранулометрического состава почв. Наиболее простой и часто применяемой при радиофизических исследованиях [8, 9, 30, 36, 37] является классификация Американского Департамента Сельского Хозяйства [54]. Согласно этой классификации, выделяют следующие три гранулометрические фракции почв: sand (песок) — частицы с диаметром  $d > 0,005$  см, silt (алеврит) —  $0,0002 \leq d \leq 0,005$  см, clay (глина) —  $d < 0,0002$  см, и выражают их в процентах от общего веса почвы. При рассмотрении состава пород и диэлектрических характеристик (в диапазоне частот 1–50 ГГц) этих фракций выясняется: песчаные (sand) частицы состоят в основном из кварца и полевого шпата [2, 55] с комплексной диэлектрической проницаемостью  $\epsilon_{sa} = 5,5 + i0,05$  [23, 25, 26], алевритовые (silt) частицы — из кварца и слюды [2] с  $\epsilon_{si} = 5,5 + i0,1$  [23, 26], глинистые (clay) частицы — из каолинита и монтмориллонита [2, 30, 55] с  $\epsilon_{cl} = 5,5 + i0,2$  [23, 25, 26]. Плотности этих пород схожи между собой —  $\rho = 2,5 \div 2,8$  г/см<sup>3</sup>.

Для расчета эффективной диэлектрической проницаемости почвы  $\epsilon_{ef} = \epsilon'_{ef} + i\epsilon''_{ef}$  использовалась модель, подробно изложенная в [56–59]. Влажная почва представлялась воздушной средой, содержащей сферические частицы грунта трех фракций: песка, алеврита и глины. Частицы грунта покрыты оболочками воды. Причем, по мере увеличения влажности почвы, вода послойно увеличивается вокруг частиц — вначале заполняется первый мономолекулярный слой, потом второй и т. д. до влажности  $V_{FC}$ . Влажность  $V_{FC}$  называется полевой влагоемкостью и представляет собой максимальное количество капиллярно-подвешенной влаги. Согласно работам [8, 9],  $V_{FC}$  можно определить из регрессионной зависимости следующего вида:

$$V_{FC} = (0,3 - 0,0023 M_{sa} + 0,005 M_{cl}) \times 100, \quad (11)$$

где  $V_{FC}$  является объемной влажностью почвы, выраженной в процентах, а  $M_{sa}$  и  $M_{cl}$  — весовые части песчаных и глинистых частиц почвы, выраженные в процентах к общему весу сухой почвы. При

влажностях почвы  $V_w > V_{FC}$  избыточная (гравитационная) влага собирается в виде сферических капель в порах почвы (рис. 10). Эффективная диэлектрическая проницаемость влажной почвы определяется из следующего выражения:

$$\epsilon_{ef}^{-1} = 1 - \frac{4\pi n_{sa} (\epsilon_{sa}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{sa}}{k^2}}{2\epsilon_{ef} + \epsilon_{sa}^{bw}} - \frac{4\pi n_{si} (\epsilon_{si}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{si}}{k^2}}{2\epsilon_{ef} + \epsilon_{si}^{bw}} - \frac{4\pi n_{cl} (\epsilon_{cl}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{cl}}{k^2}}{2\epsilon_{ef} + \epsilon_{cl}^{bw}} - \frac{4\pi n_w (\epsilon_w + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_w}{k^2}}{2\epsilon_{ef} + \epsilon_w}, \quad (12)$$

где  $n_{cl}$ ,  $n_{sa}$  и  $n_{si}$  — концентрации частиц трех фракций: глины, песка и алеврита, соответственно;  $n_w$  — концентрация капель воды;  $\epsilon_{sa}^{bw}$ ,  $\epsilon_{si}^{bw}$  и  $\epsilon_{cl}^{bw}$  — эффективные значения диэлектрических проницаемостей песчаной, алевритовой и глинистой частиц, покрытых оболочкой воды, соответственно;  $\epsilon_w$  — диэлектрическая проницаемость свободной воды;  $\langle f_{\omega} \rangle_{sa}$ ,  $\langle f_{\omega} \rangle_{si}$ ,  $\langle f_{\omega} \rangle_{cl}$  и  $\langle f_{\omega} \rangle_w$  — усредненные по размерам частиц амплитуды рассеяния вперед песчаной, алевритовой, глинистой частицы с оболочкой воды, и капли воды, соответственно.

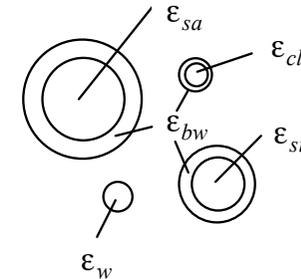


Рис. 10. Модельное представление влажной почвенной среды

Для дисперсных природных сред, таких как снег и различные почвогрунты, типичным распределением размеров частиц является

логарифмически-нормальное распределение [2, 60, 61]. Функция логарифмически-нормального распределения имеет следующий вид:

$$\varphi(d) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma d} \exp\left(-\frac{(\ln(d)-a)^2}{2\sigma^2}\right), \quad (13)$$

где  $-\infty < a < +\infty$ ,  $\sigma^2 > 0$  — параметры, представляющие собой первый и второй моменты распределения  $\ln(d)$ . Параметры  $a$  и  $\sigma$  можно связать со средним диаметром частиц  $\langle d \rangle$  и относительной дисперсией их размеров  $D$ , выраженной в долях, следующим образом [61]:

$$\begin{cases} a = \ln(\langle d \rangle) - \frac{\sigma^2}{2} \\ \sigma = [\ln(1 + D^2)]^{\frac{1}{2}}. \end{cases} \quad (13a)$$

Поскольку величина логарифмически-нормальной функции быстро спадает при удалении аргумента от среднего значения (график функции имеет колоколообразный вид), пределы интегрирования при усреднении  $f_\omega$  можно расширить от 0 до  $+\infty$ :

$$\langle f_\omega \rangle = \int_0^{+\infty} f_\omega \varphi(d) dd. \quad (14)$$

Эффективные значения диэлектрических проницаемостей почвенных частиц с оболочкой воды —  $\epsilon_{sa}^{bw}$ ,  $\epsilon_{si}^{bw}$  и  $\epsilon_{cl}^{bw}$ , определялись, в соответствии с [62], следующим образом:

$$\begin{aligned} \epsilon_{sa}^{bw} &= \frac{2\alpha_{sa} + R_{sa}^3}{R_{sa}^3 - \alpha_{sa}}, \\ \epsilon_{si}^{bw} &= \frac{2\alpha_{si} + R_{si}^3}{R_{si}^3 - \alpha_{si}}, \\ \epsilon_{cl}^{bw} &= \frac{2\alpha_{cl} + R_{cl}^3}{R_{cl}^3 - \alpha_{cl}}, \end{aligned} \quad (15)$$

где  $R_{sa}, R_{si}, R_{cl}$  — радиусы частиц почвы разных типов с оболочкой воды, а значения  $\alpha_{sa}, \alpha_{si}, \alpha_{cl}$  рассчитывались из следующих выражений [62]:

$$\begin{aligned} \alpha_{sa} &= \frac{(\epsilon_{bw} - 1)(2\epsilon_{bw} + \epsilon_{sa})R_{sa}^3 + (\epsilon_{sa} - \epsilon_{bw})(2\epsilon_{bw} + 1)r_{sa}^3}{(\epsilon_{bw} + 2)(2\epsilon_{bw} + \epsilon_{sa})R_{sa}^3 + 2(\epsilon_{sa} - \epsilon_{bw})(\epsilon_{bw} - 1)r_{sa}^3}, \\ \alpha_{si} &= \frac{(\epsilon_{bw} - 1)(2\epsilon_{bw} + \epsilon_{si})R_{si}^3 + (\epsilon_{si} - \epsilon_{bw})(2\epsilon_{bw} + 1)r_{si}^3}{(\epsilon_{bw} + 2)(2\epsilon_{bw} + \epsilon_{si})R_{si}^3 + 2(\epsilon_{si} - \epsilon_{bw})(\epsilon_{bw} - 1)r_{si}^3}, \\ \alpha_{cl} &= \frac{(\epsilon_{bw} - 1)(2\epsilon_{bw} + \epsilon_{cl})R_{cl}^3 + (\epsilon_{cl} - \epsilon_{bw})(2\epsilon_{bw} + 1)r_{cl}^3}{(\epsilon_{bw} + 2)(2\epsilon_{bw} + \epsilon_{cl})R_{cl}^3 + 2(\epsilon_{cl} - \epsilon_{bw})(\epsilon_{bw} - 1)r_{cl}^3}, \end{aligned} \quad (15a)$$

где  $r_{sa}, r_{si}, r_{cl}$  — радиусы частиц каждого вида без оболочки воды, остальные обозначения пояснены выше.

## 6. Модель эффективной диэлектрической проницаемости мерзлой почвы

Присутствие жидкой воды в мерзлых почвах оказывает существенное влияние на ее излучательные и диэлектрические характеристики [36, 37, 49, 63]. При разработке модели эффективной диэлектрической проницаемости мерзлой почвы необходимо учитывать наличие в почвенной среде двух фаз влаги: твердую и жидкую.

В работе [13] на основе исследований, проведенных методом ядерного магнитного резонанса, изменение температуры фазового перехода вода — лед в почвах объясняется взаимодействием воды с поверхностью твердого тела (частицами почвы). Принимая во внимание данные, представленные в [13, 27], будем считать, что в мерзлой почве в жидком состоянии остается только связанная вода, причем ее количество уменьшается с понижением температуры почвы. В соответствии с [13] была определена аппроксимационная зависимость толщины пленки связанной воды на частицах почвы  $h_{bw}^-$  от температуры почвы  $t$  для  $-60^\circ\text{C} \leq t < 0^\circ\text{C}$ . Зависимость имеет следующий вид:

$$h_{bw}^- = (\ln(11,0931 \exp(t) + 0,0113t + 1,9489)) \times 10^{-7}, \quad (16)$$

где  $h_{bw}^-$  выражается в см (рис. 4).

Определив из (16)  $h_{bw}^-$ , можно рассчитать объемное содержание жидкой (связанной) влаги в почве при данной отрицательной температуре  $V_{bw}^-$ . Тогда, в соответствии с известной влажностью почвы  $V_w$ , мерзлая почва будет представляться смесью сферических частиц трех фракций грунта, покрытых оболочкой связанной воды, а также сферических ледяных частиц, находящихся в воздухе (рис. 11). Причем пленочная влага будет соответствовать  $V_{bw}^-$ , а объемное содержание ледяных включений будет  $(V_w - V_{bw}^-)/\rho_i$ , где  $\rho_i$  — плотность льда.

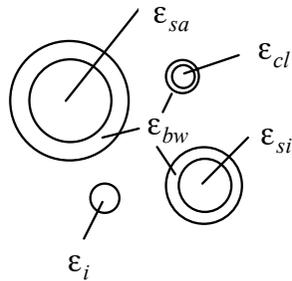


Рис. 11. Модельное представление мерзлой почвы

Общее выражение для определения эффективной диэлектрической проницаемости мерзлой почвы, в соответствии с [56, 64], будет иметь следующий вид:

$$\epsilon_{\text{эф}}^{-1} = 1 - \frac{4\pi n_{sa}(\epsilon_{sa}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{sa}}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}} + \epsilon_{sa}^{bw}} - \frac{4\pi n_{si}(\epsilon_{si}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{si}}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}} + \epsilon_{si}^w} - \frac{4\pi n_{cl}(\epsilon_{cl}^{bw} + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_{cl}}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}} + \epsilon_{cl}^w} - \frac{4\pi n_i(\epsilon_i + 2) \frac{\langle f_{\omega} \rangle_i}{k^2}}{2\epsilon_{\text{эф}} + \epsilon_i}, \quad (17)$$

где обозначения те же, что и в (12), а индекс  $i$  относится к ледяным включениям.

## 7. Сравнение рассчитанных и экспериментальных зависимостей диэлектрической проницаемости влажных и мерзлых почв

Рассчитанные по предложенным моделям значения влажных и мерзлых почв сопоставлялись с экспериментальными данными, представленными в [30, 36, 37]. В этих работах описаны лабораторные эксперименты по определению диэлектрической проницаемости различных почв на частотах от 3 до 37 ГГц в широком диапазоне температур и влажностей. При вычислениях использовались реальные структурные параметры почв, которые также представлены в [30, 36, 37].

На рис. 12 и 13 демонстрируются рассчитанные по моделям зависимости и экспериментальные значения [36] действительной (а) и мнимой (б) частей диэлектрической проницаемости почвы от частоты электромагнитного излучения, для sandy loam почвы (песчано-суглинистой почвы [65]), при температурах почвы +10 и –10 °С, и объемных влажностях почвы 4,3 % (рис. 12) и 24,3 % (рис. 13).

На рис. 14, 15 представлены рассчитанные по моделям зависимости и экспериментальные значения [36] действительной (а) и мнимой (б) частей диэлектрической проницаемости почвы от частоты электромагнитного излучения, для silt loam почвы (пылеватой суглинистой почвы [65]), при температурах почвы +10 и –10 °С и объемных влажностях почвы 4,8 % (рис. 14) и 26 % (рис. 15). В соответствии с фракционным составом этих почв, а также предложенной моделью связанной воды в почве, при малых влажностях (4,3 и 4,8 %) вся влага в почве оказывается связанной, а при больших влажностях (24,3 и 26 %) — свободной.

Экспериментальные значения на рис. 12–15 приведены с соответствующими погрешностями измерений, которые для действительной части диэлектрической проницаемости были не более 5 % во всем диапазоне частот, влажностей и температур почвы, а для мнимой части на частотах  $\leq 18$  ГГц ошибки измерений составляли 10–90 % в зависимости от влажности и температуры почвы и 5–10 % на частотах 18–37 ГГц [36, 37].

Для сравнения на рис. 12–15 также показаны зависимости, рассчитанные по «рефракционной» модели, которая широко применяется для определения почв при положительных температурах в диапазоне до 10 ГГц [15, 16, 44, 66]. Согласно этой модели, почва представляется смесью грунта, воздуха и свободной воды. Расчет проводился для температуры почвы +10 °С.

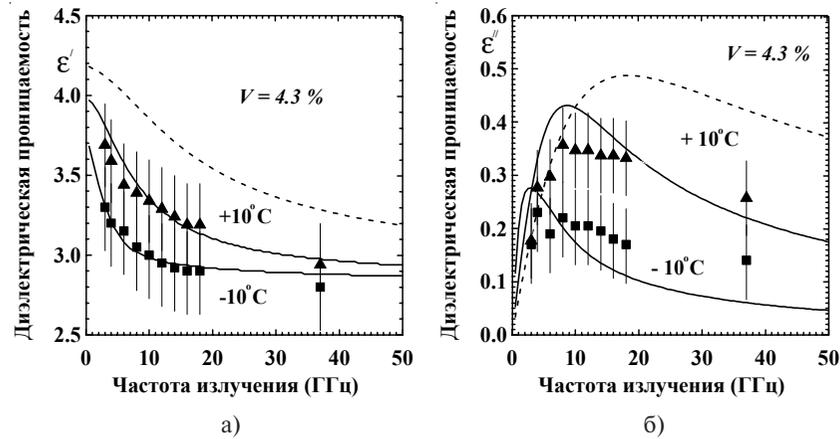


Рис. 12. Экспериментальные ( $\blacktriangle$ ,  $\blacksquare$ ) [36] и рассчитанные (сплошная линия) зависимости действительной (а) и мнимой (б) частей  $\epsilon_{ef}$  песчано-суглинистой почвы от частоты электромагнитного излучения при  $t$  равной  $+10$  и  $-10^\circ\text{C}$  и  $V_w = 4,3\%$ . Пунктирная линия — расчет по «рефракционной» модели при  $t = +10^\circ\text{C}$

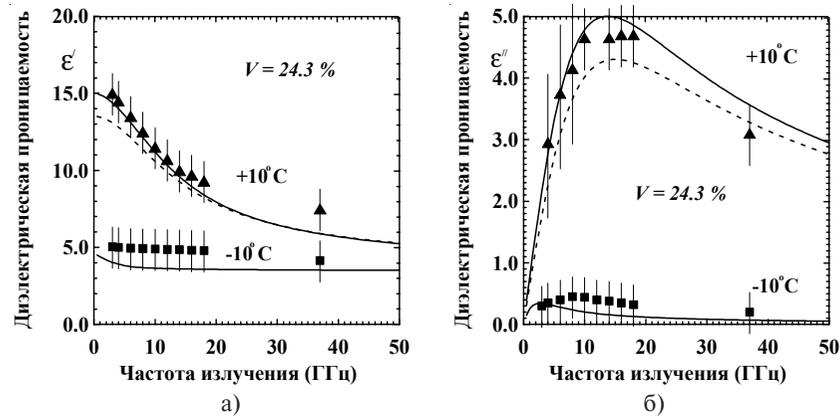


Рис. 13. Экспериментальные ( $\blacktriangle$ ,  $\blacksquare$ ) [36] и рассчитанные (сплошная линия) зависимости действительной (а) и мнимой (б) частей  $\epsilon_{ef}$  песчано-суглинистой почвы от частоты электромагнитного излучения при  $t$  равной  $+10$  и  $-10^\circ\text{C}$  и  $V_w = 24,3\%$ . Пунктирная линия — расчет по «рефракционной» модели при  $t = +10^\circ\text{C}$

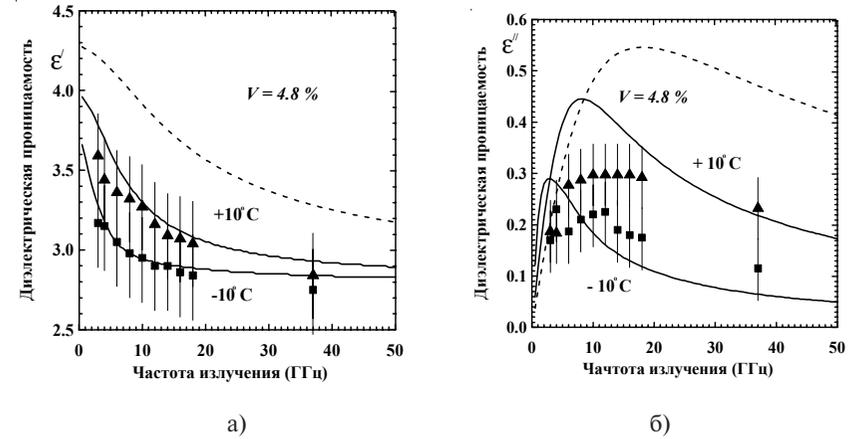


Рис. 14. Экспериментальные ( $\blacktriangle$ ,  $\blacksquare$ ) [36] и рассчитанные (сплошная линия) зависимости действительной (а) и мнимой (б) частей  $\epsilon_{ef}$  пылевато-суглинистой почвы от частоты электромагнитного излучения при  $t$  равной  $+10$  и  $-10^\circ\text{C}$  и  $V_w = 4,8\%$ . Пунктирная линия — расчет по «рефракционной» модели при  $t = +10^\circ\text{C}$

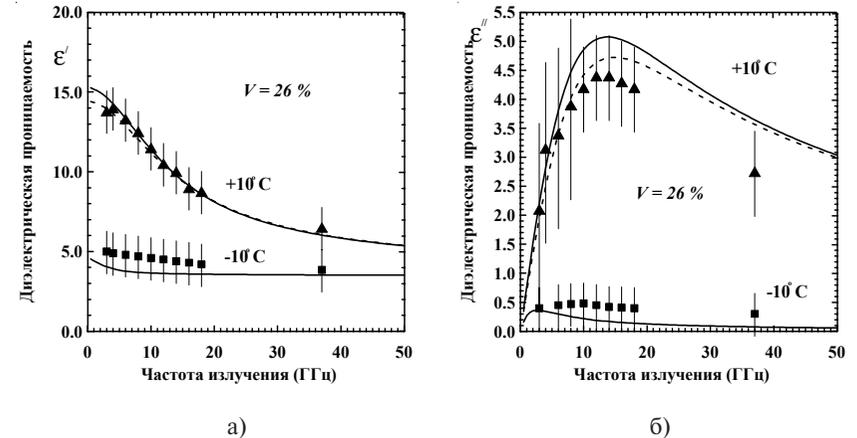


Рис. 15. Экспериментальные ( $\blacktriangle$ ,  $\blacksquare$ ) [36] и рассчитанные (сплошная линия) зависимости действительной (а) и мнимой (б) частей  $\epsilon_{ef}$  пылевато-суглинистой почвы от частоты электромагнитного излучения при  $t$  равной  $+10$  и  $-10^\circ\text{C}$  и  $V_w = 26\%$ . Пунктирная линия — расчет по «рефракционной» модели при  $t = +10^\circ\text{C}$

Анализ зависимостей, приведенных на рис. 12–15, позволяет сделать следующие выводы:

1. Частотные зависимости, рассчитанные по предложенным моделям  $\epsilon_{ef}$  влажной и мерзлой почвы, хорошо согласуются с экспериментальными значениями в широком диапазоне частот при различных влажностях и температурах почвы.

2. При малых влажностях почвы (меньше  $V_t$ ), а также в случае мерзлых почв в модели  $\epsilon_{ef}$  необходимо учитывать связанную влагу. Предложенная модель диэлектрической проницаемости связанной воды в почве позволяет правильно описать частотную зависимость  $\epsilon_{ef}$  почвы при малых влажностях и в случае отрицательных температур почвы.

На рис. 16 представлены зависимости действительной и мнимой части  $\epsilon_{ef}$  sandy loam почвы (рис. 16а) и silt loam почвы (рис. 16б) от объемной влажности почвы при частотах 4 и 18 ГГц, и температуре +22 °С, рассчитанные по предложенной модели. Здесь же отмечены экспериментальные значения [37] диэлектрической проницаемости этих почв. Чтобы не загромождать рисунок, погрешности экспериментальных значений не отмечены, их значения составляют такие же величины, как и на рис. 12–15 [37]. Теоретические зависимости имеют излом, который соответствует той влажности почвы, при ко-

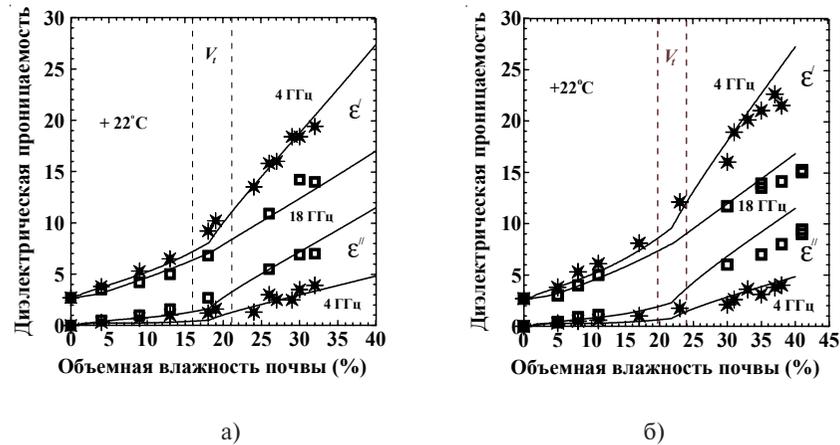


Рис. 16. Экспериментальные [36] и рассчитанные (сплошная линия) зависимости  $\epsilon_{ef}$  песчано-суглинистой (а) и пылевато-суглинистой (б) почвы от объемной влажности на частотах 4 (\*) и 18 (■) ГГц и  $t = +22$  °С.  $V_w$  — переходная область

торой связанная вода становится свободной. Этот излом находится в так называемой переходной области экспериментальной зависимости диэлектрической проницаемости почвы от влажности  $V_t$ . В большинстве работ [8, 9, 67] эта область трактуется как промежуток влажности, при которой в почве начинает появляться свободная вода. В соответствии с предлагаемыми моделями почвы и связанной воды в почве, переходная область получает новое объяснение — это промежуток влажности, при котором связанная вода в почве становится свободной водой.

Необходимо отметить, что в соответствии с рассматриваемыми моделями  $\epsilon_{ef}$  и  $\epsilon_{bw}$ , связанная влага в почве определяется в основном наличием глинистой фракции. Связано это с тем, что из-за малости размеров, частицы глины (clay) имеют большую удельную площадь поверхности (до 900 м<sup>2</sup>/г [7]), которая и определяет количество связанной влаги в почве. Связанная вода присутствует в виде оболочек и на частицах других фракций (sand и silt). Однако если считать, что максимальная толщина пленки связанной воды ~10 мономолекулярных слоев ( $2,8 \times 10^{-7}$  см), то оценки показывают, что количество связанной влаги на sand и silt частицах будет меньше 1 %. Подтверждением этих рассуждений служит рис. 17, где показаны экспериментальные значения диэлектрической проницаемости песчаной (sand)

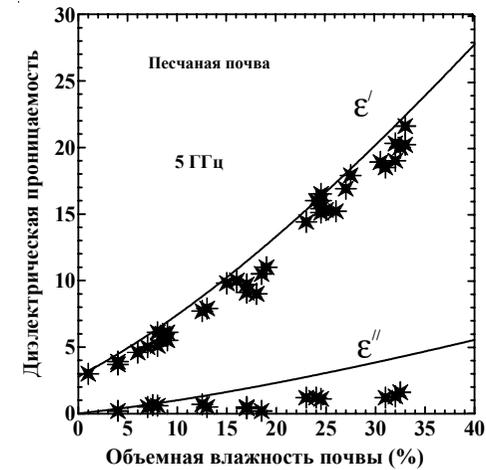


Рис. 17. Экспериментальные (\*) [8] и рассчитанные (сплошная линия) зависимости  $\epsilon_{ef}$  песчаной почвы от влажности на частоте 5 ГГц

почвы [8], а также теоретические зависимости  $\epsilon_{ef}$  этой почвы, рассчитанные по предложенной модели, от влажности. На рисунке область переходной влажности не наблюдается, то есть, согласно предлагаемому модели, связанная влага в этой почве практически отсутствует.

В заключение этого раздела нужно сказать несколько слов о границах применимости предложенной модели диэлектрической проницаемости связанной воды в почвах, а также о соответствии рассчитанных по модели значений  $\epsilon_{bw}$  в почве с реальными. В настоящее время диэлектрические свойства связанной воды применительно к различным типам почв изучены недостаточно. Открытым остается вопрос о значениях диэлектрической проницаемости связанной воды на низких  $\epsilon_s$  и высоких частотах  $\epsilon_\infty$ , которые входят в выражения (10) (при расчетах использовались значения этих величин для свободной воды). Вероятнее всего, в рассматриваемом диапазоне частот (до 100 ГГц), диэлектрическая проницаемость связанной воды имеет зависимость подобную модели Дебая и ее значения находятся между значениями диэлектрической проницаемости льда и свободной воды (рис. 9). Поскольку величина диэлектрической проницаемости льда на низких и высоких частотах не намного отличается от таковой для свободной воды, то более точное определение этих величин не внесет большой поправки в расчетные значения диэлектрической проницаемости связанной воды и влажных почв. Что касается зависимости времени релаксации молекул связанной воды от температуры, то этот вопрос требует дальнейшего исследования. В предлагаемой модели предполагалось, что время релаксации молекул связанной воды имеет такую же зависимость от температуры, что и время релаксации свободной воды.

Согласно модели, диэлектрическая проницаемость связанной воды зависит от толщины пленки воды, покрывающей частицы почвы  $h$ . Однако толщина этой пленки не может быть меньше диаметра молекулы воды. Из этого следует, что аппроксимационная зависимость  $\tau_{bw}$  (6) будет соответствовать экспериментальным данным (см. табл.) только при  $h \geq 2,8 \times 10^{-8}$  см. Таким образом, если количество влаги в почве меньше некоторой величины (назовем ее  $V_w^{\min}$ ), при которой воду можно равномерно распределить в виде оболочек толщиной  $\sim 2,8 \times 10^{-8}$  см на частицах почвы, то определение  $\tau_{bw}$  по предложенной модели будет некорректным. При влажностях почвы меньших  $V_w^{\min}$  вода будет распределяться в виде локальных островков на частицах, а часть их поверхности будет оставаться свободной

[19]. В этом случае можно, по всей видимости, говорить от так называемой прочносвязанной воде в почвах, диэлектрические свойства которой будут сходны со свойствами льда.

Проведенный анализ показывает, что предложенная модель диэлектрических свойств связанной воды в почвах соответствует известным экспериментальным данным. Однако модель имеет ограничение, которое определяется текстурой и влажностью почвы. Определение  $\tau_{bw}$  по предложенной модели будет корректным при  $h \geq 2,8 \times 10^{-8}$  см, или при  $V_w \geq V_w^{\min}$ . Все представленные в данной работе расчеты проводились при соблюдении этого условия.

## 8. Радиометрия

Рассмотренные модели  $\epsilon_{ef}$  и  $\epsilon_{bw}$  были использованы для расчета коэффициента излучения однородного слоя влажной почвы. Коэффициент излучения определялся из следующего соотношения:

$$T_a = \chi T, \quad (18)$$

где  $T_a$  — яркостная температура почвы,  $T$  — физическая температура почвы. В зависимости от поляризации  $\chi_{H,V}$  выражается через коэффициенты Френеля  $R_{H,V}$  следующим образом:

$$\chi_{H,V} = 1 - R_{H,V}, \quad (19)$$

где  $H$  и  $V$  — соответственно, горизонтальная и вертикальная поляризации.  $R_{H,V}$  определялись из следующих выражений:

$$R_H = \left( \frac{\cos \theta - \sqrt{\epsilon_{ef} - \sin^2 \theta}}{\cos \theta + \sqrt{\epsilon_{ef} - \sin^2 \theta}} \right)^2, \\ R_V = \left( \frac{\epsilon_{ef} \cos \theta - \sqrt{\epsilon_{ef} - \sin^2 \theta}}{\epsilon_{ef} \cos \theta + \sqrt{\epsilon_{ef} - \sin^2 \theta}} \right)^2, \quad (20)$$

где  $\theta$  — угол падения излучения.

Для учета шероховатости поверхности почвы была использована модель, предложенная в [67], в соответствии с которой:

$$\chi_{H,V} = 1 - R_{H,V} \exp(-h \cos^2 \theta), \quad (21)$$

где  $h$  — параметр шероховатости, который определяется следующим образом [67]:

$$h = 4\sigma^2 \left(\frac{2\pi}{\lambda}\right)^2, \quad (22)$$

где  $\sigma$  — среднеквадратичное отклонение шероховатостей на поверхности почвы. Согласно [9, 67, 68], принимается: для слабо шероховатой поверхности  $\sigma < 0,2$  см, для поверхности со средней шероховатостью  $0,2 \text{ см} \leq \sigma \leq 1$  см, а для сильно шероховатой поверхности  $\sigma > 1$  см.

Рассчитанные по формулам (20)–(21) значения коэффициента излучения почвы сравнивались с экспериментальными результатами, приведенными в работах [46, 63].

В работе [46] представлены данные полигонных измерений на частотах 1,4 и 5 ГГц коэффициента излучения влажной loamy sand почвы (суглинисто-песчаной почвы). Измерения проводились на вертикальной и горизонтальной поляризациях при углах 10 и 20°. Поверхность полигонов имела слабую шероховатость. В ходе эксперимента определялась влажность почвы. Физическая температура почвы была +27 °С, плотность сухой почвы составляла  $\rho_{ds} = 1,5 \text{ г/см}^3$ .

В работе [63] описываются самолетные измерения коэффициента излучения влажных и мерзлых тяжелосуглинистых почв (clay loam) на частоте 1,67 ГГц. Измерения проводились с высоты 25–50 м в надир ( $\theta = 0^\circ$ ). Во время измерений, контактным методом, определялись: плотность сухой почвы  $\rho_{ds} = 1 \div 1,2 \text{ г/см}^3$ ; физическая температура почвы, которая составила для мерзлых почв  $T = -1 \div -5$  °С, для влажных почв  $T = 15 \div 24$  °С. Помимо этого, по данным лабораторных измерений диэлектрической проницаемости влажных почв, отобранных с естественных участков, оценивалось точка переходной влажности  $V_t$ , которая составила  $\sim 23 \div 24$  %.

На рис. 18 представлены теоретические зависимости и экспериментальные значения [46] коэффициента излучения влажной суглинисто-песчаной почвы от влажности на частотах: 1,4 ГГц — рис. 18а и 5 ГГц — рис. 18б, полученные для горизонтальной поляризации излучения и  $\theta = 20^\circ$ . Теоретические зависимости коэффициента излучения определялись по формулам (20)–(21), а  $\epsilon_{ef}$  почвы, входящая в (20), рассчитывалась по предложенной модели  $\epsilon_{ef}$  влажных почв в

соответствии с реальными структурными параметрами почвы, представленными в [46].

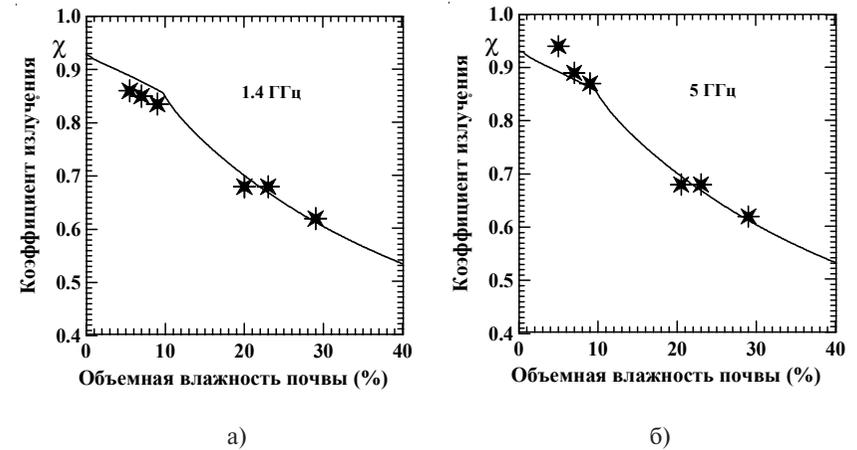


Рис. 18. Теоретические и экспериментальные (\*) [46] зависимости коэффициента излучения влажной суглинисто-песчаной почвы от влажности на частотах: 1,4 ГГц (а) и 5 ГГц (б), полученные для горизонтальной поляризации излучения и  $\theta = 20^\circ$

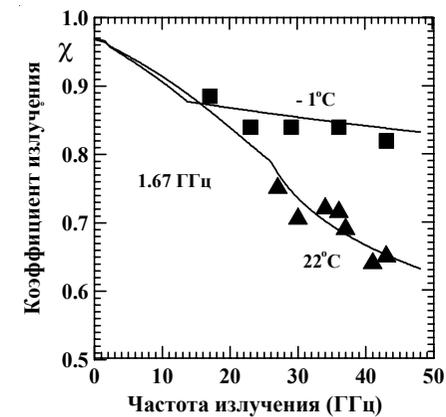


Рис. 19. Теоретические и экспериментальные (▲, ■) [63] зависимости коэффициента излучения влажной и мерзлой тяжелосуглинистой почвы от влажности на частоте 1,67 ГГц, полученные для  $\theta = 0^\circ$

На рис. 19 представлены теоретические зависимости и экспериментальные значения [63] коэффициента излучения влажной и мерзлой тяжелосуглинистой почвы от влажности на частоте 1,67 ГГц, полученные для  $\theta = 0^\circ$ . Теоретические зависимости коэффициента излучения так же, как и в предыдущих случаях, определялись по формулам (20)–(21), а  $\epsilon_{ef}$  рассчитывалась в соответствии с предложенными моделями  $\epsilon_{ef}$  влажных и мерзлых почв. Коэффициент излучения почв рассчитывался для поверхности имеющей среднюю шероховатость.

Из рис. 18, 19 видно, что существует хорошее соответствие теоретических зависимостей и экспериментальных значений коэффициента излучения влажных и мерзлых почв на разных частотах, при различных влажностях почвы.

### Заключение

Проведенные расчеты эффективной диэлектрической проницаемости и коэффициента излучения почв, на основе предложенной модели  $\epsilon_{ef}$ , хорошо согласуются с экспериментальными данными в рассмотренном диапазоне частот для разных почв при различных влажностях и температурах. Это согласие было достигнуто благодаря учету в модели  $\epsilon_{ef}$  структурных особенностей почвы и диэлектрической проницаемости связанной воды в почве.

Предложенные электродинамические модели влажной и мерзлой почв в СВЧ-диапазоне позволяют установить однозначное соответствие между эффективной диэлектрической проницаемостью и коэффициентом излучения почвы и ее гидрофизическими и структурными параметрами.

Таким образом, предложенные модели  $\epsilon_{ef}$  почв, могут быть использованы для определения структурных и гидрологических характеристик почв из данных контактного и дистанционного зондирования.

Авторы признательны Н.Ю. Комаровой за помощь при оформлении работы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ — гранты № 01-02-16055, № 02-02-16119, № 03-05-64374.

### Литература

1. Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 680 с.
2. Геологический словарь. М.: Недра, 1978. 942 с.
3. Черняк Г.Я., Мясковский О.М. Радиоволновые методы исследований в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Недра, 1973. 176 с.
4. Добровольский В.В. Практикум по географии почв с основами почвоведения. М.: Просвещение, 1982. 127 с.
5. Почвоведение / Под ред. И.С.Капричева. М.: Колос, 1975, 480 с.
6. Злочевская Р.И. Формы влаги в дисперсных системах // Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах. М.: МГУ, 1988. С. 67–73.
7. Злочевская Р.И., Королев В.А. Образование поверхностных пленок и слоев воды // Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах. М.: МГУ, 1988. С. 4–18.
8. Wang J.R., Schmugge T.J. An Empirical Model for the Complex Dielectric Permittivity of Soils as a Function of Water Content // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1980. V.GE-18. N. 4. P. 288–295.
9. Schmugge T.J. Effect of Texture on Microwave Emission from Soils // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1980, V.GE-18. N. 4. P. 353–361.
10. Reginato R.J., van Bavel C.H.M. Pressure cells for soil cores // Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 1962. V. 26. P. 1–3.
11. Richards L.A. Pressure membrane apparatus construction and use // Agr. Eng. 1947. V. 28. P. 243–249.
12. Чудинов Б.С. Вода в древесине. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1984. 272 с.
13. Квливидзе В.И., Краснушкин А.В., Злочевская Р.И. Свойства поверхностных пленок и слоев воды // Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах. М.: МГУ, 1988. С. 48–67.
14. Габуда С.П. Связанная вода. Факты и гипотезы. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1982. 160 с.
15. Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов. М.: Наука, 1986. 192 с.
16. Реутов Е.А., Шутко А.М. Теоретические исследования СВЧ-излучения однородно увлажненных засоленных почв // Исследования Земли из космоса. 1990. № 3. С. 73–81.
17. Ахадов Я.Ю. Диэлектрические свойства бинарных растворов. М.: Наука, 1977. 400 с.

18. *Блох А.М.* Проблема поровых растворов в геологии. Минск, 1973. 27 с.
19. *Квливидзе В.И.* Структура поверхностных пленок и слоев воды // Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах. М.: МГУ, 1988. С. 32–47.
20. *Ray P.S.* Broadband Complex Refractive Indices of Ice and Water // *J. Applied Optics*. 1972. V. 11. N. 8. P. 1836–1844.
21. *Hufford G.* A Model for the Complex Permittivity of Ice at Frequencies Below 1 THz // *Intern. J. Infrared and Millimeter Waves*. 1991. V. 12. N. 7. P. 677–682.
22. *Stogryn A.* Equations for calculating the dielectric constant of saline water // *IEEE Transactions on Microwave Theory Tech.*, 1971. V. MTT-19. P. 733–736.
23. Справочник физических констант горных пород / Под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969. 544 с.
24. *Campbell M.J., Ulrichs J.* Electrical properties of rocks and their significance for lunar radar observations // *J. Geophys. Research*, 1969. V. 74. N. 25. P. 5867–5881.
25. *Виняйкин Е.Н., Зиничева М.Б., Наумов А.П.* Ослабление миллиметровых и сантиметровых радиоволн и изменение их фазы в среде, состоящей из сухих и обводненных пылевых частиц. Препринт Научно-исследовательского радиофизического института (НИР-ФИ). Нижний Новгород, 1993. Пр. № 370. 40 с.
26. *Золотарев В.М., Морозов В.Н., Смирнова Е.В.* Оптические постоянные природных и технических сред. Л.: Химия, 1984. 243 с.
27. *Белая М.Л., Левадный В.Г.* Молекулярная структура воды // Новое в жизни, науке, технике. Сер. Физика. 1987. № 11. С. 3–61.
28. *Hoekstra P., Delaney A.* Dielectric properties of sea and sodium chloride ice at VHF and microwave frequencies // *J. Geophys. Research*. 1971. V. 76. P. 4922–4931.
29. *Спиридонов В.И.* Релаксационная модель диэлектрических свойств воды в гетерогенных смесях // *Измерительная техника*. 1982. № 5. С. 68–70.
30. *Dobson M.C., Ulaby F.T., Hallikainen M.T., El-Rayes M.A.* Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil - Part II: Dielectric Mixing Models // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1985. V. GE-23. N. 1. P. 35–46.
31. *Подковко Н.Ф.* Модель комплексной диэлектрической проницаемости почвогрунтов в диапазоне СВЧ // Вопросы радиоэлектроники. Сер. Общие вопросы радиоэлектроники. 1990. Вып. 1. С. 73–80.

32. *Xunn Дж.Е.* Зависимость электромагнитных характеристик почвы от влажности, плотности почвы и частоты // *ТИИЭР*. 1974. Т. 62. № 1. С. 122–127.
33. *Hoekstra P., Delaney A.* Dielectric Properties of Soil at UNF and Microwave Frequencies // *J. Geophys. Research*. 1974. V. 79. N. 11. P. 1699–1708.
34. *Лещанский Ю.И., Лебедева Г.Н., Шумилин В.Д.* Электрические параметры песчаного и глинистого грунтов в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн // *Изв. вузов. Радиофизика*. 1971. Т. 14. № 4. С. 562–569.
35. *Лещанский Ю.И., Лебедева Г.Н.* Исследование поглощения дециметровых и сантиметровых волн в грунте // Там же. 1968. Т. 11. № 2. С. 205–208.
36. *Hallikainen M.T., Ulaby F.T., Dobson M.C., El-Rayes M.A.* Dielectric Measurements of Soils in the 3- to 37-GHz Band Between –50 °C and 23 °C // *Proceeding of International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'84)*. Strasbourg. August 27–30, 1984. P. 163–168.
37. *Hallikainen M.T., Ulaby F.T., Dobson M.C., El-Rayes M.A., Li Kun Wu.* Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil: Part I: Empirical Models and Experimental Observations // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1985. V. GE-23. N. 1. P. 25–34.
38. *Беляева Т.А., Зверко И.Н., Бобров П.П., Чучерилова Е.А., Эткин В.С.* Исследование частотной зависимости комплексной диэлектрической проницаемости влажных почв // *Радиофизика и исследование свойств вещества*. Омск, 1990. С. 55–60.
39. *Schmugge T.J., Jackson T.J., McKim H.L.* Survey of methods for soil moisture determination // *Water Resources Res.* 1980. V. 16. P. 961–979.
40. *Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н.* Аэрокосмическое зондирование гидрологического состояния почв радиофизическими методами. Барнаул: Алтайский государственный университет, 1997. 104 с.
41. *Argone S., Delaney A.* Electrical Properties of Frozen Ground at VHF Near Point Barrow, Alaska // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1982. V. 20. N. 4. P. 485–492.
42. *Башаринов А.Е., Шутко А.М.* Определение влажности земных покровов методами СВЧ-радиометрии (обзор) // *Радиотехника и электроника*. 1978. Т. 23. № 9. С. 1778–1791.
43. *Shutko A.M., Reutov E.M.* Mixture Formulas Applied in Estimation of Dielectric and Radiative Characteristics of Soils and Grounds at Microwave Frequencies // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1982. V. GE-20. N. 1. P. 29–32.

44. Бирчак Я.Р., Гарднер Ц.Г., Хунн Дж.Е., Виктор Я.М. Определение влажности грунта с помощью СВЧ-датчиков из диэлектрика с большой диэлектрической проницаемостью // ТИИЭР. 1974. Т. 62. № 1. С. 115–121.
45. De Loor G.P. Dielectric Properties of Heterogeneous Mixtures Containing Water // J. Microwave Power. 1968. V. 3. P. 67–73.
46. Jackson T.J., O'Neill P.E. Salinity Effects on Microwave Emission of Soils // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1987. V. GE-25. N. 2. P. 214–220.
47. Реутов Е.А., Шутко А.М. Экспериментальные исследования СВЧ-излучения засоленных почв // Исследования Земли из космоса. 1990. № 4. С. 78–83.
48. England A.W. Radiobrightness of Diurnally Heated, Freezing Soil // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1990. V. GE-28. N. 4. P. 464–475.
49. Поляков В.М., Тищенко Ю.Г., Чухланцев А.А. О возможности контроля влажностно-температурного режима мерзлых грунтов // Радиотехника и электроника. 1994. Т. 39. № 3. С. 405–410.
50. Злочевская Р.И. Связанная вода в глинистых грунтах. М., 1969. 175 с.
51. Тарасевич Ю.И., Овчаренко Ф.Д. Адсорбция на глинистых минералах. Киев, 1975. 352 с.
52. Шарков Е.А. О выборе релаксационной модели диэлектрических свойств воды для задач дистанционного зондирования. Препринт ИКИ АН СССР. М., 1983. Пр-800. 24 с.
53. Шарков Е.А. Анализ и развитие релаксационных моделей диэлектрических свойств воды для задач дистанционного зондирования // Исследования Земли из космоса. 1995. № 6. С. 18–28.
54. Birkeland P.W. Pedology, Weathering and Geomorphological Research. N.Y.: Oxford University Press, 1974.
55. Юбельт Р., Шрайтер П. Определитель горных пород. М.: Мир, 1977. 240 с.
56. Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleeorin N.I., Mirovskii V.G. Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. of Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. N. 11. P. 1395–1410.
57. Боярский Д.А., Тихонов В.В. Учет диэлектрических свойств связанной воды при моделировании эффективной диэлектрической проницаемости влажных почв в СВЧ-диапазоне // Радиотехника и электроника. 1998. Т. 43. № 4, С.446-454.

58. Boyarskii D.A., Tikhonov V.V. The Influence of Stratigraphy on Microwave Radiation from Natural Snow Cover // J. of Electromagnetic Waves and Applications. 2000. V. 14. N. 9. P. 1265–1285.
59. Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Komarova N.Yu. Model of Dielectric Constant of Bound Water in Soil for Applications of Microwave Remote Sensing // Progress In Electromagnetics Research. PIER 35. 2001. P. 251–270.
60. Colbeck S.C. Snow metamorphism and classification // Seasonal Snowcovers: Physics, Chemistry, Hydrology. NATO ASI Series. 1987. V. 211. P. 1–35.
61. Математический энциклопедический словарь. М.: Советская энциклопедия, 1988. 845 с.
62. Tinga W.R., Voss W.A.G., Blossey D.F. Generalized Approach to Multiphase Dielectric Mixture Theory // J. Applied Phys. 1973. V. 44. N. 9. P. 3897–3903.
63. Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н., Клещенко В.Н. Влияние влажности и засоленности на радиоизлучение мерзлых почв в СВЧ-диапазоне // Исследования Земли из космоса. 1995. № 2. С. 22–30.
64. Боярский Д.А., Тихонов В.В. Модель эффективной диэлектрической проницаемости влажных и мерзлых почв в сверхвысокочастотном диапазоне // Радиотехника и электроника. 1995. Т. 40. № 6. С. 914–917.
65. Тимофеев П.П., Алексеев М.Н., Софиано Т.А. Англо-русский геологический словарь. М.: Русский язык, 1988. 544 с.
66. Комаров С.А., Миронов В.Л., Романов А.Н. Дистанционное зондирование почвенного покрова методами СВЧ-радиометрии. Препринт Алтайского Государственного Университета. Барнаул, 1993. Пр. АГУ-93/1. 30 с.
67. Choudhury B.J., Schmugge T.J., Chang A., Newton R.W. Effect of Surface Roughness on the Microwave Emission From Soils // J. of Geophys. Research. 1979. V. 84. N. C9. P. 5699–5706.
68. Wang J.R., O'Neill P.E., Jackson T.J., Engman E.T. Multifrequency Measurements of the Effects of Soil Moisture, Soil Texture, and Surface Roughness // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1983. V. GE-21. N. 1. P. 44–51.

## Содержание

Введение .....	1
1. Вода в почвогрунтах .....	2
2. Диэлектрические свойства почвогрунтов в СВЧ-диапазоне .....	10
3. Диэлектрические модели почвогрунтов .....	16
4. Модель диэлектрической проницаемости связанной воды в почвогрунтах .....	21
5. Модель эффективной диэлектрической проницаемости влаж- ных почв при положительных температурах .....	28
6. Модель эффективной диэлектрической проницаемости мерз- лой почвы .....	31
7. Сравнение рассчитанных и экспериментальных зависимостей диэлектрической проницаемости влажных и мерзлых почв .....	33
8. Радиометрия .....	39
Заключение .....	42
Литература .....	43

Отпечатано на ротапинтере ИКИ РАН с диапозитивов,  
изготовленных с оригинала рукописи автора.

055(02)2

Ротап rint ИКИ РАН  
Москва, 117997, Профсоюзная ул., 84/32

Подписано к печати 2003 г.

Заказ

Формат 70×108/32

Тираж 75

2 уч.-издл.