

Институт физики им. Л.В. Киренского Сибирского отделения Российской академии наук (ИФ СО РАН) – обособленное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения «Федеральный исследовательский центр «Красноярский научный центр Сибирского отделения Российской академии наук» (ФИЦ КНЦ СО РАН)

На правах рукописи



Каравайский Андрей Юрьевич

ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВ, УЧИТЫВАЮЩИЕ
ФАЗОВЫЕ ПЕРЕХОДЫ ПОЧВЕННОЙ ВОДЫ

01.04.07 – Физика конденсированного состояния

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель
доктор физико-математических наук,
профессор, член-корреспондент РАН
Миронов Валерий Леонидович

Красноярск – 2020

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Влажные почвы. Методы исследования диэлектрических свойств	12
1.1. Вода в почве и ее свойства	13
1.1.1. Вода в мерзлой почве. Фазовые переходы почвенной воды	17
1.2. Способы идентификации компонентов воды в почве	20
1.2.1. Диэлектрические характеристики влажных почв	22
1.2.2. Калориметрические исследования влажных почв	28
1.3. Сравнительный анализ диэлектрических моделей влажных почв	31
1.3.1. Модель Ванга (Wang) и Шмагги (Schmugge)	32
1.3.2. Модель Добсона (Dobson)	34
1.3.3. ОРДМС	36
1.3.4. Диэлектрические модели мерзлых почв	46
Глава 2. Совместные исследования фазовых переходов воды в На- бентонитовой глине калориметрическим и диэлектрическим методами	52
2.1. Характеристики почвы. Методы исследования	53
2.2. Калориметрические измерения	54
2.3. Диэлектрические измерения	61
2.4. Сравнительный анализ исследования фазовых переходов калориметрическим и диэлектрическим методами	68
Глава 3. Диэлектрическая модель для мерзлых и талых минеральных почв на частоте 1,4 ГГц	75
3.1. Температурно- зависимая диэлектрическая модель на частоте 1,4 ГГц для индивидуальной талой и мерзлой сельскохозяйственной почвы	76

3.2. Температурно- и гранулометрически зависимая диэлектрическая модель для талых и мерзлых минеральных почв на частоте 1,4 ГГц.....	85
3.2.1. Разработка диэлектрической модели.....	87
3.2.2. Проверка разработанной диэлектрической модели	95
Глава 4. Диэлектрическая модель почв арктической тундры, учитывающая влияние частоты, температуры и гранулометрического состава.....	105
4.1. Поиск параметров много-релаксационной спектроскопической диэлектрической модели	105
4.2. Температурно-зависимые параметры диэлектрической модели	115
4.3. Проверка разработанной спектроскопической диэлектрической модели	124
Заключение	129
Список сокращений и условных обозначений.....	132
Список литературы	136

Введение

Актуальность исследования.

С развитием аэрокосмических технологий широкое распространение получили методы микроволнового дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), что дало новые возможности для получения информации о земной поверхности, при решении экологических и других народнохозяйственных задач. В настоящее время методы микроволнового аэрокосмического зондирования активно используется для решения задач мониторинга влажности и температуры талых и мерзлых почв. С развитием аппаратно-космических средств дистанционного зондирования (ДЗ) микроволнового диапазона появляется необходимость в интерпретации полученных данных. Воздействие почвенного покрова на характеристики микроволнового излучения определяются таким электрофизическим параметром почвы, как ее комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП). В связи с этим разработка диэлектрических моделей, связывающих КДП с геофизическими характеристиками влажных почв верхнего покрова Земли, является важной частью создания алгоритмов ДЗ поверхности суши.

В настоящее время при разработке алгоритмов восстановления влажности и температуры, в микроволновом зондировании, применяется широкое разнообразие диэлектрических моделей. Например, в алгоритме ДЗ влажности используемом при обработке данных космического аппарата AirMOSS [16], который использует Р-диапазон частот, применяется модель разработанная в [17]. В L-диапазоне в алгоритмах ДЗ для спутниковых систем SMOS и SMAP [18–20] использованы диэлектрические модели предложенные в [21–23]. В X-диапазоне частот модели [23; 24] применялись в алгоритмах восстановления влажности почвы на основе радиометрических данных спутников AMSR-E [25] и GCOM-W1 [26]. Совокупность рассмотренных спутниковых систем работает в широкий диапазон частот: AirMOSS – 450 МГц, ALOS PALSAR – 1,26 ГГц, SMOS и SMAP – 1,4 ГГц, TerraSAR-x и

GCOM-W1 – 6,9 ГГц, AMSR-E – 10,7 ГГц, Метеор-М № 2 – 10,7–183,3 ГГц. применяемые на них модели были разработаны для конкретных почвенных зон и для положительных температур. При этом в [18] отмечается, что не существует универсальной диэлектрической модели, охватывающей все ландшафты и климатические условия. В связи с этим ожидается, что ряд новых диэлектрических моделей будет разработан для конкретных территорий, такими как бореальные леса, арктические тундровые районы для почв в талом и мерзлом состоянии. Некоторые другие авторы так же отмечают, что способность моделировать КДП почв арктической зоны в зависимости от температуры и гранулометрического состава может представлять большой интерес для разработки новых продуктов ДЗ применительно к северным регионам [27], определению талого и мерзлого состояния активного верхнего слоя почвы [28], восстановлению температуры почвы [29], исследованию снега [30].

В связи с этим особый интерес представляют мерзлые почвы, так как на большей части Российской Федерации в течении долгого времени температура почвенного покрова держится ниже 0 °С. Диэлектрические модели для мерзлых грунтов могут быть использованы в алгоритмах для определения влажности мерзлых почв, а также для определения талого или мерзлого состояний верхнего слоя почвы. В отличии от талого состояния, информация по диэлектрическим моделям для мерзлых почв в литературе очень ограничена [31; 32]. Эти работы дают лишь некоторое представление о возможных значениях КДП мерзлых почв. Для дальнейших исследований в области разработки диэлектрических моделей мерзлых почв необходимо проводить измерения КДП почв с различным гранулометрическим составом.

Существенным отличием состояния влажной почвы при отрицательной температуре является то, что часть воды может находиться в состоянии льда, если влажность в почве выше некоторого критического значения, такие почвы называются мерзлыми [33; 34]. Поэтому диэлектрические модели для описания почв в области отрицательных температур должны отражать процессы фазовых переходов (ФП) воды. Согласно данным различных авторов [33; 35–37], мерзлые почвы содержат некоторое количество воды в жидкой фазе, которую называют незамерзшей водой. При понижении температуры мерзлой почвы количество незамерзшей воды

постепенно уменьшается вследствие ее превращения в лед, при этом каждый грунт характеризуется определенной кривой содержания незамерзшей воды в зависимости от температуры.

Для построения диэлектрических моделей мерзлых почв необходимо знать как меняется количество незамерзшей воды с изменением температуры, то есть исследовать ФП воды в почве. Для определения количества незамерзшей воды существуют различные методы, основными из которых являются калориметрический метод, метод ядерно-магнитного резонанса и диэлектрический метод. В работах [38; 39] было предложено использование диэлектрических измерений для нахождения количественного содержания компонент почвенной воды, включая незамерзшую воду. Данный подход позволил оценить зависимость массы льда в мерзлой почве, образующегося в результате фазового перехода за счет незамерзшей воды. При этом изменение диэлектрической проницаемости от больших значений к меньшим принимался за фазовый переход, однако доказательств наличия фазового перехода не проводилось. В связи с этим есть необходимость подтверждения результатов, относящихся к определению массы льда образовавшегося из незамерзшей воды, полученных диэлектрическим методом. Проведение таких исследований даст возможность построения диэлектрических моделей влажных почв с учетом фазовых переходов почвенной воды.

Таким образом, разработка диэлектрических моделей, которые основываются на измеренных диэлектрических данных минеральных почв как для мерзлого так и для талого состояния, включая почвы арктического региона, с варьирующимся гранулометрическим составом и учитывающие ФП почвенной воды является актуальной задачей. Такие диэлектрические модели могут применяться в алгоритмах как индивидуальных спутниковых системах, разработанные на одной частоте, так и для обработки данных полученных одновременно с нескольких спутниковых систем, работающих в широком диапазоне частот (МГц и ГГц диапазоны).

Цель исследования заключается в изучении диэлектрических свойств компонент воды в почве в процессе фазовых переходов почвенной влаги методами диэлектрической спектроскопии и дифференциально сканирующей калориметрии, и

построение диэлектрических моделей влажных минеральных почв учитывающих влияние фазовых переходов.

Задачи диссертационного исследования:

- Провести измерения комплексной диэлектрической проницаемости естественных минеральных почв с различным содержанием глинистой фракции в диапазоне частот от 0,05 до 15 ГГц, температур от -30 до 25 °С, влажностей от нуля до наименьшей влагоемкости;
- Для образцов Na-бентонитовой глины в диапазоне температур от -40 до 20 °С и диапазоне влажностей от нуля до 0,69 г/г провести измерения тепловых потоков с помощью дифференциально сканирующей калориметрии;
- Используя данные калориметрических измерений обосновать возможность предложенного диэлектрического метода для исследований фазовых переходов воды в мерзлой почве;
- Разработать температурно- и гранулометрически зависимую диэлектрическую модель талых и мерзлых минеральных почв из одного региона арктической тундры на частоте 1,4 ГГц. И оценить погрешность созданной диэлектрической модели путем сопоставления рассчитанных с ее помощью и измеренных значений КДП почвенных образцов;
- Разработать спектроскопическую модель описывающую КДП для группы арктических почв в МГц и ГГц диапазоне частот с различными гранулометрическим составом и влажностями для талого и мерзлого состояния, учитывающую фазовые переходы компонент воды в почве.

Методы исследования: КДП талых и мёрзлых почвенных образцов измерялась коаксиально-волноводным методом с использованием векторного анализатора цепей и камеры тепла и холода. Влажность почвенных образцов контролировалась термостатно-весовым методом. Математическая модель КДП талых и мёрзлых почв, строилась на основе обобщенной рефракционной модели смеси. Обра-

ботка экспериментальных данных и построение диэлектрической модели осуществлялась в программной среде OriginPro при этом использовались методы минимизации функций многих переменных.

Объектом исследования являются естественные минеральные почвы с различным содержанием глинистой фракции. Предмет исследования – фазовые переходы компонент воды в почве.

Положения, выносимые на защиту:

- Следствием фазового перехода компонент воды в мёрзлой почве является зависящая от температуры и содержания глинистой фракции величина максимального содержания общего количества связанной воды, найденная с помощью диэлектрических измерений.
- Удельная теплота плавления имеет разные значения при переходе льда в незамерзшую связанную почвенную воду и при переходе льда в несвязанную почвенную воду, в области температур от -40 до 20 °С.
- Модель КДП мёрзлых арктических минеральных почв на частоте $1,4$ ГГц, учитывающая влажность от 0 до наименьшей влагоемкости, температуру от -30 до 25 °С, содержание глинистой фракции и фазовые переходы компонент воды в почве.
- Спектроскопическая модель КДП арктических минеральных талых и мерзлых почв в МГц и ГГц диапазоне частот с различным содержанием глинистой фракции от $9,1$ до 42% , влажностями от 0 до наименьшей влагоемкости, учитывающая фазовые переходы компонент почвенной воды.

Научная новизна результатов, полученных в диссертационном исследовании, заключается в следующем:

- Обоснованно использование метода диэлектрической спектроскопии для исследований фазовых переходов компонент почвенной воды.
- Впервые найдены значения удельной теплоты плавления в двух случаях: при переходе льда в незамерзшую связанную почвенную воду и при переходе льда в жидкую несвязанную почвенную воду.

- Предложен метод одновременной аппроксимации диэлектрических данных для группы почв с различным содержанием глинистой фракции для поиска параметров одночастотной и спектроскопической диэлектрических моделей.
- Впервые разработаны диэлектрические модели для группы минеральных почв собранных в районе арктической тундры на полуострове Ямал в широком диапазоне частот, для различных влажностей, как для мерзлого, так и для талого состояния.

Практическая значимость полученных результатов.

Разработан диэлектрический метод измерения максимального содержания незамерзшей воды как основного параметра определяющего фазовое состояние воды в мерзлой почве. Применение найденных значений удельной теплоты плавления дает возможность оценки теплоты, выделившейся или поглотившейся верхним покровом почвы, используя методы ДЗ.

Предложенные в диссертационной работе диэлектрические модели являются основой для разработки алгоритмов дистанционного зондирования минеральных почв арктического региона для восстановления таких физических характеристик как температура и влажность поверхностного слоя почвенного покрова в талом и мерзлом состоянии. Диэлектрическая модель разработанная на частоте 1,4 ГГц может быть применены в алгоритмах SMOS и SMAP, а спектроскопическая диэлектрическая модель, разработанная в МГц и ГГц диапазонах может быть применена для совокупности спутниковых систем, а также георадаров использующих широкий диапазон частот.

Включенные в диссертацию результаты получены автором при выполнении работ в рамках следующих грантов: Грант РФФ «Разработка радарного и радиотеплового метода космического дистанционного зондирования температуры в деятельном слое почвенного покрова полуострова Ямал», 2014 – 2016 гг., рег. № 14-17-00656; грант РФФИ «Многорелаксационная диэлектрическая модель влажных почв при положительных и отрицательных температурах», 2013 – 2015 гг. рег. №

13-05-00502; грант РФФИ «Одночастотные диэлектрические модели талых и мерзлых минеральных и органических почв», 2016 – 2018 гг. рег. № 16-05-00572.

Достоверность полученных результатов обеспечивается использованием апробированных методов и подходов, подтверждается совпадением измеренных значений максимального количества незамерзшей воды в исследуемых почвенных образцах измеренных диэлектрическим методом и методом дифференциальной сканирующей калориметрии, совпадением в пределах установленной погрешности рассчитанных и измеренных значений КДП почвенных образцов, в том числе и с независимыми экспериментальными данными, совпадением ряда экспериментальных данных с результатами, полученными другими исследователями.

Апробация результатов и публикации.

Основные результаты работы по теме диссертации докладывались и обсуждались на следующих конференциях всероссийского и международного уровня, таких как: Восемнадцатая всероссийская научная конференция студентов-физиков и молодых ученых (ВНКСФ-18) (Красноярск, 2012); Международная научная конференция «Решетневские чтения» (Красноярск, 2012); Международная научная конференция «Зондирование земных покровов радарными и радиометрами с синтезированной апертурой» (Улан-Удэ, 2013); Международные научно-практические конференции «Актуальные проблемы радиофизики» (Томск 2013, 2015); International Siberian Conference on Control and Communications (SIBCON) (Омск, 2015); International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) (Пекин, 2016); Progress in Electromagnetic Research Symposium (PIERS) (Shanghai, China, 2016, St. Petersburg, 2017); Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Москва, 2017)

Личный вклад автора.

Автор в составе коллектива «Лаборатория радиофизики дистанционного зондирования» принимал непосредственное участие в проведении измерения КДП почв с различным содержанием глины. Основная часть расчетов и моделирования

процессов диэлектрической проницаемости была выполнена соискателем самостоятельно.

Публикации. По материалам диссертационной работы опубликовано 15 работ: 8 статей в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных ВАК [1–8], и 7 публикаций в материалах международных и всероссийских конференций [9–15].

Объем и структура диссертации. Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения и списка литературы. Объем диссертации составляет 150 страниц, включая 40 рисунков и 8 таблиц. Список литературы содержит 136 наименований.

Глава 1. Влажные почвы. Методы исследования диэлектрических свойств

Процессы замораживания-оттаивания воды в почвах существенно влияют на значение диэлектрической проницаемости (ДП) почвы и радиояркой температуры почвенного покрова [19; 31; 40–42]. В настоящее время доступны различные информационные технологии, которые используются при восстановлении влажности верхнего слоя талых грунтов по данным радиометрии и радиолокационного дистанционного зондирования [43; 44] для использования в сельском хозяйстве, прогнозах погоды и изменениях климата. Диэлектрические модели почвы являются ключевым элементом, связывающим измеренные данные радиометрии и радиолокации с геофизическими характеристиками почвы, такими как влажность почвы, температура и другие [18; 45; 46]. В современных алгоритмах ДЗ для спутниковых аппаратов таких как SMOS (Soil Moisture Ocean Salinity) и SMAP (Soil Moisture Active Passive) и др., наиболее успешно применяются диэлектрические модели [17; 23; 47]. Данные модели обеспечивают восстановление влажности в рамках принятых в геофизике погрешностей. В последнее время возник интерес к использованию диэлектрических моделей для идентификации талого и мерзлого состояний [48] и для восстановления температуры мерзлой почвы [42; 49; 50]. Диэлектрические модели так же используются для объяснения вариаций радиояркой температуры с изменением толщины мерзлого слоя почвы в умеренных широтах [32] и в субарктических районах [51].

В связи с этим правильный учет количества незамерзшей воды является существенным при создании моделей диэлектрической проницаемости. Кроме того, доступно мало информации в литературе по диэлектрическим моделям описывающих относительную комплексную диэлектрическую проницаемость мерзлых и талых минеральных почв в зависимости от влажности, температуры, частоты и гранулометрического состава почвы. Поэтому актуальна проблема разработки адекватной

диэлектрической модели для мерзлых и талых грунтов, которая учитывает ФП различных компонент воды.

1.1. Вода в почве и ее свойства

Почва как многофазная, полидисперсная система с разнообразной структурой порового пространства и различной природой поверхности образующих их частиц, способна поглощать и удерживать воду. В ней всегда находится определенное количество влаги [52]. Механизмы удержания влаги на поверхности твердых частиц и в капиллярах зависит от объема и формы их порового пространства, а также площади и гидрофильности поверхности.

В настоящее время не существует единой классификации почвенной влаги. Специалисты различных областей знаний неодинаково подходят к этой проблеме. Как правило, выделяя для целей классификации тот или иной признак взаимодействия воды со скелетом почвы в качестве главного. Однозначными являются только два утверждения — свойства воды в почвах различны при отрицательных и положительных температурах; вода в почвах подразделяется на связанную и свободную [35; 52–55]. Отличием связанной воды от свободной обусловлено подвижностью их молекул, что оказывает влияние на диэлектрическую проницаемость воды в почве. Подвижность молекул связанной воды ниже, чем молекул воды в объемной жидкости (свободной воды), при чем 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) [56].

Количество типов воды в почве характеризуется несколькими параметрами [52]. Основным, является весовая (массовая) влажность почвы m_g , которая определяется как отношение массы воды в почве m_w , к массе сухой почвы m_d , то есть, $m_g = m_w/m_d$ и выражается в долях или в процентах. Масса воды в почве равна разности масс до и после высушивания образца при температуре 105 – 110 °С до

состояния абсолютно сухой почвы. Так же почвы характеризуются объемной влажностью, которая выражается в долях или процентах, но представляет собой объем воды в единичном объеме почвы. Между весовой и объемной влажностью есть взаимосвязь: $m_v = m_g \cdot \rho$, где ρ – плотность почвы в естественном сложении. Помимо влажности в почвоведении [52] существуют гидрологические константы или влагоемкости, которые отражают способность почвы поглощать и удерживать определенное количество влаги. Данные константы подробно описаны в работах [52; 57–59], а также в работе [60] приведена взаимосвязь между различными влагоемкостями и компонентами воды в почве.

По мнению большинства авторов [52; 55; 58; 61; 62] в почвах и породах содержится различные компоненты почвенной воды. При этом выделяют следующие основные компоненты и формы почвенной воды, различающиеся между собой прочностью связи с твердой фазой почвы и степенью подвижности:

1. Прочносвязанная (гигроскопическая) вода образуется в результате адсорбции паров воды на поверхности твердых частиц почвы, непосредственно примыкает к ним в виде пленки из 2-3 ориентированных слоев молекул воды. Гигроскопическая вода удерживается очень прочно на поверхности частиц, отличается по свойствам от свободной воды.
2. Рыхлосвязанная (пленочная) вода. Перекрывает в виде тонкой дополнительной пленки слой прочносвязанной воды на поверхности отдельных частиц почв. Удерживается частицами почв и пород с меньшей силой, чем прочносвязанная вода, может передвигаться от почвенной частицы с большей пленкой к тем частицам, где пленка тоньше. Толщина этой пленки может достигать нескольких десятков молекул воды. От свойств свободной воды отличается менее резко, чем прочносвязанная.
3. Несвязанная вода (свободная вода). Не связана силами притяжения с почвенными частицами. Различают две формы свободной воды в почве – капиллярную и гравитационную. Капиллярная вода заполняет капиллярные

поры, и удерживается в них силами поверхностного натяжения (капиллярных менисков). Гравитационная (свободная) вода образуется в породах при полном насыщении всех пор и трещин водой. Её особенностью является то, что она передвигается под действием сил тяжести.

Эта классификация представляет интерес для исследований, которые проводятся в данной диссертации, так как она основана на энергетическом подходе и является упрощением удобным для формулирования рефракционной диэлектрической модели почвы. При разработке таких диэлектрических моделей почвы количество различных компонент воды будет определяться исходя из диэлектрических свойств влаги в почвах, и компоненты почвенной воды будут различаться друг от друга по их диэлектрической проницаемости.

Концепция этих компонент воды схематически представляется различными источниками по-разному. Поверхностные силы, воздействуя на близлежащий мономолекулярный слой, заставляют упорядочиваться последующие слои [63; 64]. Схематически такие слои показаны на рисунке 1.1 на поверхности частиц дисперсной системы [63]. С точки зрения связывания воды с почвой за счет электростатических сил в работе [37] приводится схема, показанная на рисунке 1.2. Для более наглядного представления как формируется вода на поверхности минерала почвы представлена схема удержания воды частицами почвы на рисунке 1.3 [65]. Как видно из рисунков 1.1 – 1.3, везде представлены компоненты почвенной воды описанные выше.

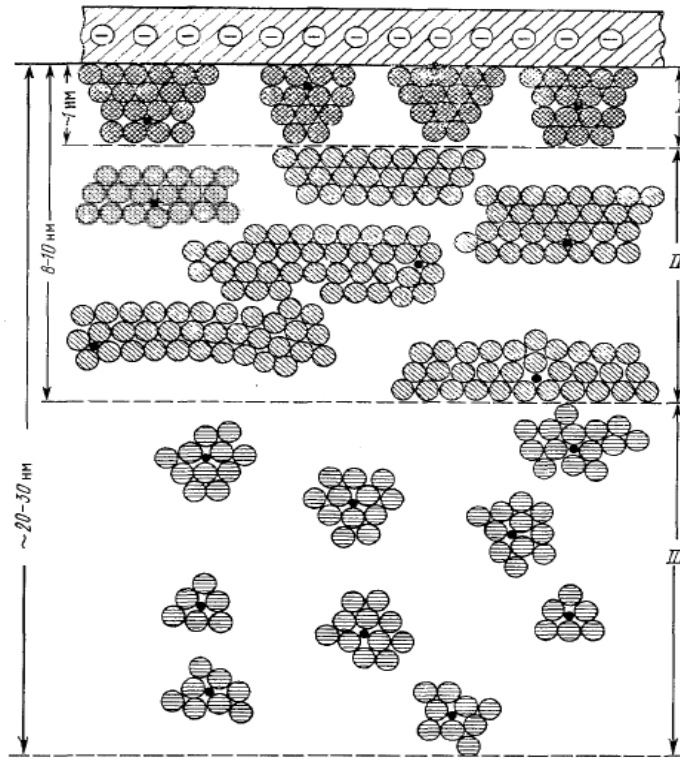


Рисунок 1.1 – Схема гидратных слоев на поверхности частиц дисперсной системы. [63]: *I* – прочно (адсорбционно) связанная вода; *II* – вода граничного слоя; *III* – осмотически связанная вода

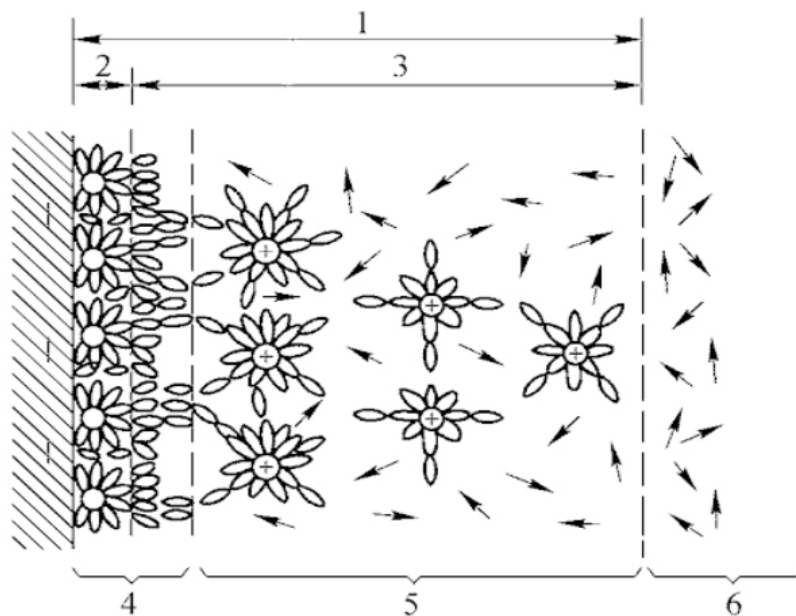


Рисунок 1.2 – Формирование связанной воды. 1 – двойной электрический слой, 2 – прочносвязанная вода, 3 – диффузионный слой, 4 – связанная вода, 5 – капиллярная вода, 6 – свободная вода

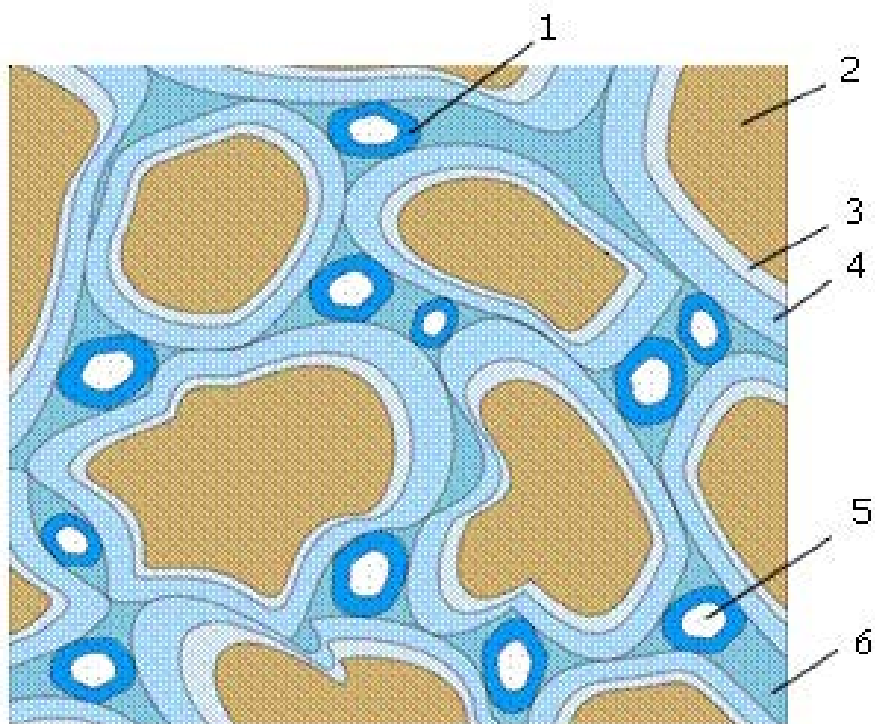


Рисунок 1.3 – Схема удержания влаги частицами почвы. 1 – свободная вода, 2 – минеральная частица почвы, 3 – прочносвязанная вода, 4 – рыхлосвязанная (слабосвязанная) вода, 5 – заземленный воздух, 6 – капиллярная вода

1.1.1. Вода в мерзлой почве. Фазовые переходы почвенной воды

При понижении температуры ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и замораживании почвы часть воды переходит в состояние льда. Такую почву можно назвать мерзлой, так как авторы [33; 34] говорят о том, что мерзлыми породами, грунтами, почвами называются влагосодержащие породы, имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние. Таким образом отличительным признаком мерзлых пород является присутствие в них твердой фазы воды (льда), которая содержится главным образом в граничных зонах между частицами твердой фазы породы.

Водой, которая переходит в состояние льда при температуре $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, или в области высоких, около $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, отрицательных температурах, является несвязанная вода. Процесс кристаллизации несвязанной воды происходит при одной температуре. Несвязанная вода в талой и мерзлой почве существует в виде жидкой воды и льда соответственно. В свою очередь связанная вода, которая, как показано в работах [52; 55; 66–69] замерзает при более низкой температуре от -4 до $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это не переохлаждённая вода, а особая жидкая фаза, кристаллизуется в лёд при более низкой температуре [34]. Связанную воду не следует рассматривать как свободную воду, находящуюся под воздействием внешних силовых полей, это новая равновесная модификация воды, отличающаяся от свободной своей структурой, то есть объёмным распределением водородных связей. Перестройка структуры воды происходит в соответствии с типом и характером воздействующих полей [33].

Таким образом мерзлые почвы содержат некоторое количество воды в жидкой фазе, которую называют незамерзшей водой. Свойства льда, образовавшегося из связанной воды, как отмечается разными авторами [56; 70], не отличаются от свойств льда, образовавшегося из свободной воды, так как это один и тот же лёд — лёд 1. Температура плавления и замерзания такого льда разная и определяется размерами пор почвы или ее гранулометрическим составом [56; 70].

К настоящему времени установлено, что при замораживании почвы замерзание части воды происходит в некотором диапазоне отрицательных температур. При каждой из фиксированных температур этого диапазона для данного грунта характерно содержание определенного количества незамерзшей воды. Известно, что это количество возрастает с увеличением удельной площади поверхности твердых частиц. Понижение температуры приводит к уменьшению количества незамерзшей воды и к изменению ее свойств, а при повышении отрицательной температуры мерзлой почвы содержащийся в ней лёд частично тает. При этом с понижением температуры мерзлой почвы, количество незамерзшей воды постепенно уменьшается вследствие ее превращения в лёд. Это связано с фазовым переходом воды. Такое представление фазового перехода воды, в мерзлых почвах и грунтах, преоб-

ладает в современных источниках [35; 36; 71–73]. Так же считается [33], что незамерзшая вода в криогенных породах является физически связанной, как за счет влияния поверхностей твердых частиц, так и за счет содержащейся в ней ионов, что зависит от характерной величины концентрации порового раствора, обусловленной разным типом твердых матриц криогенных пород. Как и в талых почвах ее обычно подразделяют на прочно и рыхло связанную воду [33; 36; 37; 71]. Таким образом все компоненты почвенной воды, которые присутствуют в талой почве, продолжают присутствовать и в мерзлой почве, с той лишь разницей, что несвязанная вода превращается в лед.

Присутствие незамёрзшей воды является одним из важных компонентов влажных мерзлых почв. Количество незамёрзшей воды в мерзлой почве влияет на ее диэлектрическую проницаемость, при построении диэлектрических моделей мерзлых почв этот параметр является существенным. В работах [36; 71; 74] говорится о существовании незамерзающей и незамёрзшей воде в мерзлых глинах. В [55] незамерзшая воду определяют как влага в мерзлых дисперсных горных породах, сохраняющаяся в жидкой фазе при отрицательных температурах, свойственных естественным (природным) климатическим условиям. Количество незамёрзшей воды зависит не от начальной влажности дисперсной породы, а от температуры окружающей горной породы; наибольшее ее количество при температуре близкой к 0 °С. В литературе говорится [33], что незамерзшая вода находится в связанном состоянии. Это вода, как показано в работе [14], имеет свою собственную диэлектрическую проницаемость в зависимости от температуры, незамерзшая вода – это вода, которая не находится в состоянии льда. Таким образом, в мерзлой почве связанная вода составляет незамерзшую воду, и превращается в лед в широком диапазоне температур, а несвязанная вода превращается в лед в пределах 0 °С.

Представленные в литературе данные о величине плотности связанной воды в почвах показывают, что она отличается от плотности свободной воды, хотя эти данные довольно противоречивы. В работе [55] предполагается, что она достигает величин 1,7 – 1,9 г/см³. По данным [75] плотность прочносвязанной воды колеблется

в пределах значений $1,5 - 1,8 \text{ г/см}^3$. Авторы работы [56] считают, что в каолинитовых глинах при малых влажностях, когда вода существует на поверхности частиц в виде отдельных островков, плотность связанной воды не превосходит величины $1,1 \text{ г/см}^3$. При увеличении влажности она уменьшается и, пройдя через минимум ($\rho = 0,94 \text{ г/см}^3$), возрастает до значения $1,01 \text{ г/см}^3$. Для монтмориллонитовых глин плотность воды находится в пределах $1,1 - 1,25 \text{ г/см}^3$, в случае, когда пленка имеет островковый характер – $\rho_{\max} \sim 1,8 - 1,9 \text{ г/см}^3$ [76]. В работе [77] плотность связанной воды зависит от состава и от структуры поверхности, от толщины водной пленки и может варьироваться от $0,66$ до $2,7 \text{ г/см}^3$ [58]. Но в [54] делается вывод, что при влажностях, когда монослой не образует сплошной пленки вокруг частиц, понятие плотности вообще теряет физический смысл, а средняя плотность связанной воды, исключая первый мономолекулярный слой, не отличается от плотности свободной. В связи с этим, в дальнейшем в данной диссертации плотность связанной воды будет приравнена к плотности свободной воды.

1.2. Способы идентификации компонентов воды в почве

Существует ряд экспериментальных методов исследования, с помощью которых можно определить, количество незамерзшей воды в почве в зависимости от температуры из которых можно выделить следующие:

- Калориметрия [78; 79];
- дифференциально сканирующая калориметрия [36; 71; 72; 80; 81];
- ядерный магнитный резонанс (ЯМР) [82];
- диэлектрическая спектроскопия [58; 60; 77; 83–90].

Все эти методы предполагают, что существует прямой ФП незамерзшей воды в лед бесконечно малыми порциями, когда температура постепенно снижается. В основном в работах измерялась температурная зависимость массы возникающего льда, а масса незамерзшей воды определялась как разность общей массы воды,

находящейся в образце, и массы льда. Таким образом, в рамках общей классификации измерялась сумма масс рыхлосвязанной и прочносвязанной воды. В свою очередь диэлектрический метод позволяет определить количество каждой из компонент почвенной воды непосредственно из измеренных данных.

Из представленных методов можно выделить диэлектрическую спектроскопию, так как необходимость исследования диэлектрических свойств почв возникла в рамках развития методов дистанционного зондирования природных сред и, в частности почв. Диэлектрические измерения свойств влажных почв являются весьма информативными, в первую очередь потому, что они дают возможность учесть вклад каждой из компонент влажной почвы в суммарную диэлектрическую проницаемость. Кроме того, с диэлектрическими характеристиками влажных почв неразрывно связаны их радиофизические характеристики: собственная радиояркость температура, коэффициенты поглощения, отражения, обратного рассеяния. Таким образом, измерение диэлектрических характеристик является физической основой дистанционных методов исследования почв и грунтов. Для решения задач дистанционного мониторинга почв возникла необходимость тщательного исследования влияния физических параметров на их диэлектрическую проницаемость и создания модели, позволяющие адекватно описывать ДП в зависимости от физических параметров почв. Часто исследователей интересуют значения комплексной диэлектрической проницаемости в СВЧ-диапазоне волн. Это связано с тем, что данный диапазон в силу ряда причин (всепогодность, малое поглощение в атмосфере [91], наличие высокоточной аппаратуры) часто используется для дистанционного зондирования природных объектов, таких как почвы, грунты, соленость океанов. Так же это касается исследований компонент почвенной воды содержащихся в мерзлой почве.

К настоящему времени разработаны достаточно точные методы их исследования в СВЧ диапазоне волн. В ряде работ [21; 23; 24; 42; 47; 58; 60; 77; 84–87; 92; 93] лабораторные измерения диэлектрической проницаемости влажных почв, которые моделируют реальную природную ситуацию, можно рассматривать и как фун-

даментальные исследования. При этом авторы цитируемых работ обращают основное внимание на зависимости ДП от температуры, влажности, плотности и гранулометрического состава. Однако построение моделей, которые бы описывали ДП влажных минеральных почв для талого и мерзлого состояния, с точки зрения фазовых переходов воды, в различных интервалах влажности, температуры, частоты и гранулометрического состава, как многокомпонентных систем на основе экспериментальных данных остается актуальной задачей.

1.2.1. Диэлектрические характеристики влажных почв

Микроволновое зондирование поверхностных слоев почвы в значительной степени основано на знании ее диэлектрических и радиоизлучательных характеристик. Так, для решения задач восстановления гидрофизических параметров почв по их собственному излучению необходимо получить зависимость между комплексной диэлектрической проницаемостью почвы и искомыми параметрами. Для этого требуется изучить влияние на диэлектрические характеристики почв влажности, частоты электромагнитной волны, температуры, гранулометрического состава [18; 23; 46; 94–96].

Существенная зависимость на диэлектрическую проницаемость влажных почв оказывает содержание в них влаги. Это связано с большим различием между диэлектрической проницаемостью воды (около 80) и сухой почвы (около 3–4). Вследствие чего, во всем микроволновом диапазоне частот с увеличением влажности почвы наблюдается рост ее диэлектрической проницаемости.

Однако, для почв различного состава при одной и той же полной объемной влажности наблюдаются ощутимые вариации комплексной диэлектрической проницаемости при изменении относительной доли связанной воды в общем количестве влаги в почве. В ряде работ [17; 23; 24; 47; 92; 97] показано, что учет количества связанной воды в объеме общей влаги вносит существенный вклад при моделировании диэлектрических свойств влажных почв.

Чтобы обеспечить более высокую точность дистанционного зондирования влажности и температуры почв, требуется использовать такие алгоритмы восстановления, которые учитывают региональный или даже локальный характер зависимости коэффициента излучения от содержания в ней влаги. Для этих целей эффективнее всего использовать модели КДП, которые содержали бы ограниченное число параметров связанных с общепринятыми классами и типами почв. Существует ряд классических моделей, описывающих свойства дисперсных систем, в которые тем или иным образом входят диэлектрические проницаемости составляющих их веществ: Лихтенекера, Бруггемана—Хана, Брауна и Оделевского [98]. Сравнение результатов расчетов, полученных при использовании трехфазных моделей (минерал – вода – воздух) с экспериментальными данными [98] показало, что наилучшее совпадение дает рефракционная модель [99]. Однако при этом не учитывается то обстоятельство, что часть влаги в почве присутствует в форме связанной воды, комплексная диэлектрическая проницаемость которой существенно меньше, по сравнению с величиной для свободной воды.

Как показывают эксперименты, при малых значениях влажности, когда все молекулы воды связаны с поверхностью почвенных частиц, при добавлении порции влаги наблюдается медленный рост КДП. Если добавлять воду далее, то после того как все связи с твердыми частицами окажутся реализованными, то следующая порция воды будет находиться в свободном состоянии. В результате возрастает КДП воды в почве, и ее дальнейшее добавление приводит к существенно более быстрому росту КДП почвы при одних и тех же приращениях относительной объемной влажности грунта. Для глинистых почв участок медленного роста КДП более продолжителен, чем для песчаных. Это можно увидеть на рисунке 1.4 и рисунке 1.5, где показаны зависимости приведенных показателя преломления и коэффициента затухания от влажности для песчаной и глинистой почвы, соответственно. Такое поведение объясняется тем, что эффективная поверхность частиц в единице объема для глины существенно больше, поэтому она связывает большее количество воды, чем песок. Так же из рисунка 1.4 и рисунка 1.5 видно, что приведенный показатель преломления и коэффициент поглощения в зависимости от влажности

могут быть описаны кусочно-ломаными прямыми, что было применено в работе [21]. 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. Каждую прямую кусочно-линейной функции можно отнести к соответствующей компоненте почвенной воды. Точка излома отделяет линейные участки друг от друга и определяет максимальное значение влажности соответствующей компоненты воды в данной почве. Необходимо отметить, что эта нелинейность практически сглаживается у чисто песчаных почв, что можно наблюдать на рисунке 1.5

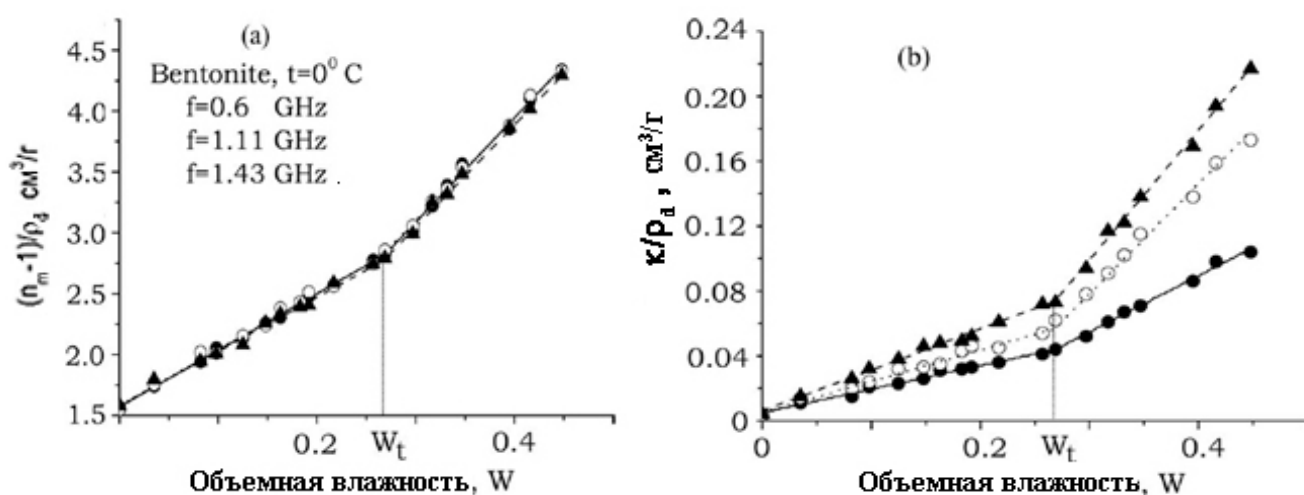


Рисунок 1.4 – Зависимость приведенного коэффициента преломления $((n_m-1)/\rho_d)$ и поглощения (k/ρ_d) бентонитовой глины от объемной влажности

при температуре 20°C . При этом в мерзлой песчаной почве продолжает наблюдаться четкая граница между наклонами кусочно-линейной функции, что свидетельствует о наличии различных компонент почвенной воды в мерзлой почве (предположительно льда и незамерзшей (связанной) воды).

В свою очередь, на основе экспериментальных данных было установлено, что на КДП так же оказывают общие физические свойства почвы, такие как плотность твердой фазы, плотность почвы в естественном сложении и пористость. Так плот-

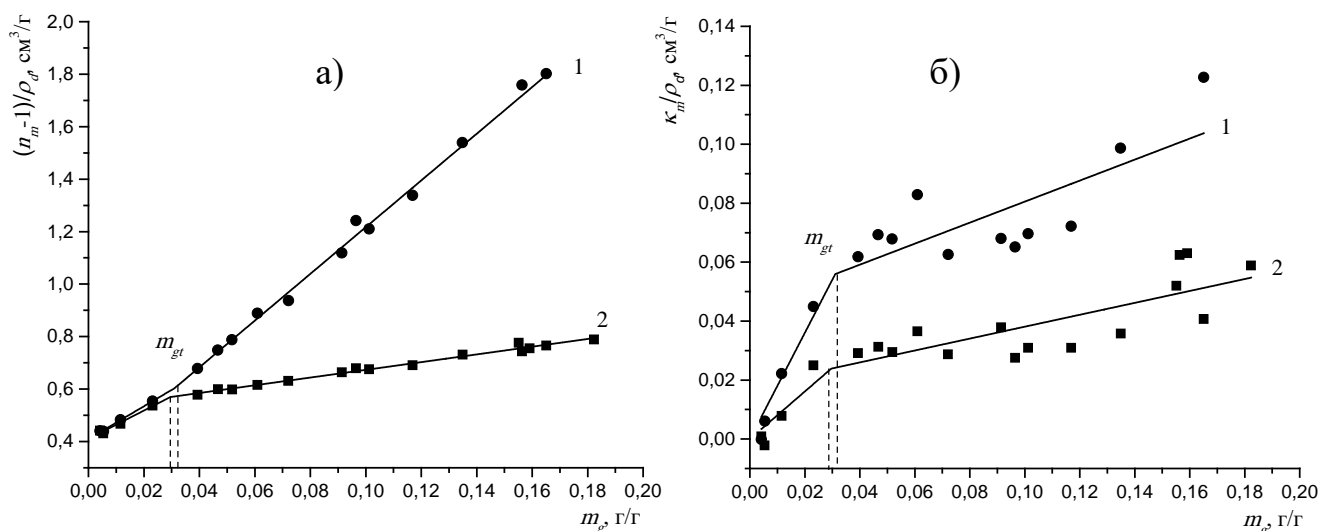


Рисунок 1.5 – Зависимость приведенного коэффициента преломления $((n_m-1)/\rho_d)$ и поглощения (κ_m/ρ_d) для песчаной почвы от весовой влажности на частоте 1,4 ГГц и температурах: 1 – $T=20\text{ }^\circ\text{C}$, 2 – $T=-10\text{ }^\circ\text{C}$

ность твердой фазы для минеральных почв колеблется $2,4 - 2,8\text{ г/см}^3$, для почв богатых органическими компонентами $1,4 - 1,8\text{ г/см}^3$. Плотность почвы в естественном сложении всегда ниже плотности твердой фазы из-за наличия пор и изменяется у минеральных почв от $0,9$ до $1,8\text{ г/см}^3$ у болотных торфяных от $0,15$ до $0,4\text{ г/см}^3$ [52].

Из многочисленных экспериментов в широком диапазоне частот ($1-50\text{ ГГц}$) было определено, что действительная часть КДП сухих почв слабо зависит от частоты и имеет величину $3 - 6$. Мнимая часть для сухих почв может принимать значения от $0,005$ до $0,25$ [100; 101]. С увеличением влажности почвы наблюдается постепенное возрастание ДП. Также по данным широкого ряда исследований [58; 60; 98; 102–104] на диэлектрическую проницаемость водно-почвенной смеси оказывает влияние гранулометрический состав почвы, частота, температура, наличие гумуса и разных примесей.

При этом вода оказывает решающее влияние на физические, физико-химические и механические свойства почв. С изменением содержания воды в почвах изменяются их прочность, пластичность, текучесть, а также распределение пор по размерам и ряд других функциональных свойств почв [58–60; 87].

Действительная и мнимая части КДП 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 °С до 80 при 20 °С; на частоте 40 ГГц – от 9 при 0 °С до 16 при 20 °С [105]. Мнимая часть может изменяться при 0 °С от 9 (1 ГГц) до 17 (40 ГГц), проходя через максимум около 41 в области 9 ГГц; при температуре 2 °С – от 5 (1 ГГц) до 27 (40 ГГц), проходя через максимум 37 в области 17 ГГц [106].

Для случая мерзлого состояния, когда свободная вода переходит в состояние льда, его действительная часть КДП, 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 [107]. Мнимая часть диэлектрической проницаемости льда в том же диапазоне имеет как частотную, так и температурную зависимость и изменяется: при 0 °С от 8×10^{-4} (1 ГГц) до 0,1 (1000 ГГц), проходя через минимум 5×10^{-4} (2 ГГц), и при –30 °С от 10^{-4} (1,5 ГГц) до 5×10^{-2} (1000 ГГц) [107].

В работе [87] были исследованы диэлектрические свойства связанной воды в бентонитовой глине, на основе чего было обнаружено, что когда воды, находящейся в породе, недостаточно для образования сплошной пленки на поверхности твердых частиц, действительная и мнимая части комплексного показателя преломления бентонита растут с возрастанием влажности быстрее, чем в диапазоне влажностей, когда вода образует на поверхности минеральных частиц пленку в один мономолекулярный слой. При дальнейшем увеличении влажности возрастание действительной и мнимой частей показателя преломления замедляется. Таким образом, можно сделать вывод о том, что при возникновении на поверхности частиц сплошных пленок связанной воды происходит резкое изменение ее диэлектрической проницаемости. В работе [60] говорится, что прочносвязанная вода обладает сильно выраженной дисперсией в области частот от 0,5 до 2 ГГц и может менять свое значение действительной части КДП от 120 до 40. При этом рыхлосвязанная вода обладает в диапазоне частот 0,5 – 4 ГГц примерно одинаковой действительной частью КДП, немного меньшей, чем у свободной воды и имело значение около 70 при температуре 20 °С. Согласно результатам приведённых в [38], диэлектрическая

проницаемость рыхлосвязанной воды, на частоте 8 ГГц уменьшалась от значения 90 до 9 при переходе от талой почвы к мерзлой (см. рисунок 1.6).

В [56] 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 [23; 24; 39; 60; 108].

Определение количества различных компонент почвенной воды из диэлектрических измерений было предложено в работах [5; 38; 39], которые имеются как в талых, так и мерзлых почвах. Принимая во внимание что диэлектрическая проницаемость, изменилась между значениями близкими для жидкой воды и льда в ра-

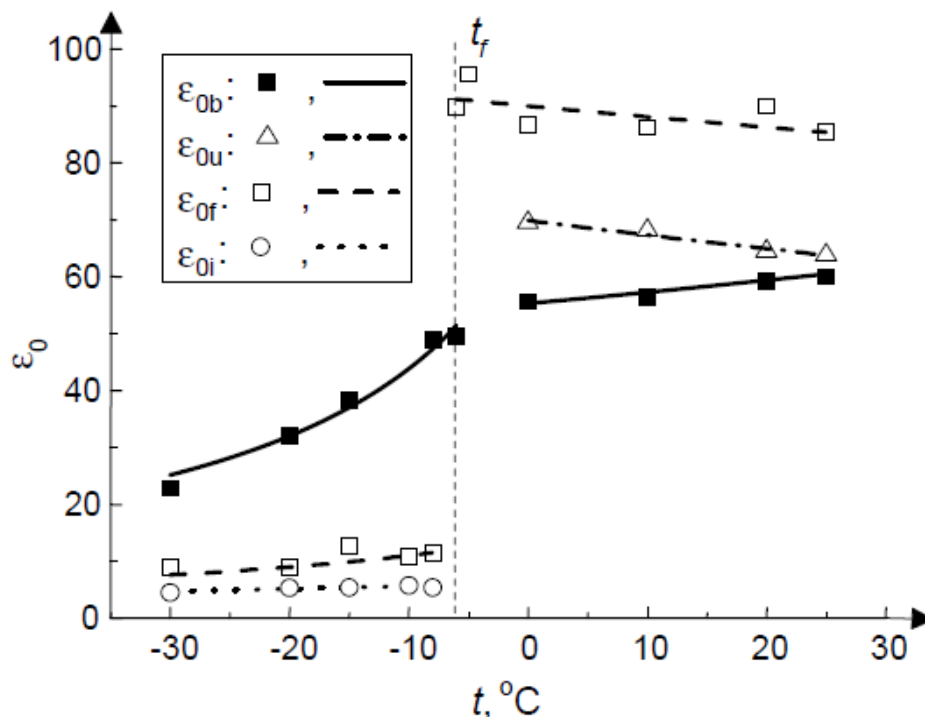


Рисунок 1.6 – Температурная зависимость низкочастотного предела диэлектрической проницаемости прочносвязанной воды ϵ_{0b} , рыхлосвязанной воды ϵ_{0f} , несвязанной воды ϵ_{0u} и влажного льда ϵ_{0i} в бентонитовой глине

боте [38] было сделано предположение что уменьшение массы незамерзшей (рыхлосвязанной) воды при одновременном увеличении массы льда можно отнести за счет фазового перехода незамерзшей (рыхлосвязанной) воды в лед. При этом развитый в работе [38] подход позволил оценить зависимость массы льда в мерзлой почве, образующегося в результате фазового перехода за счет незамерзшей воды. Однако, изменение диэлектрической проницаемости от температуры, не являлось окончательным признаком наличия фазового перехода. Так как использование только диэлектрических измерений для анализа фазовых состояний воды во влажных почвах ограничивает возможности рассмотрения физики данного явления и может привести к неверным выводам. Следовательно, вопрос применения этой методологии, разработанной в работе [38], на основе диэлектрической проницаемости при исследовании фазового перехода остается неубедительным.

В настоящей работе на примере Na-бентонитовой глины были проведены диэлектрические и калориметрические измерения и сопоставлены результаты этих измерений с точки зрения оценки возможностей изучения фазовых переходов с помощью диэлектрического метода. В качестве результата получено обоснование методики интерпретации диэлектрических измерений, предложенной в работе [38].

1.2.2. Калориметрические исследования влажных почв

Во влажных почвах и грунтах при охлаждении или нагревании могут происходить ФП. Проведение калориметрических измерений позволяет обнаружить и исследовать ФП [36; 71]. Калориметрические измерения позволяют исследовать удельную теплоту фазового перехода или теплоемкости и таким образом обеспечить идентификацию различных фаз во влажных почвах.

Калориметрические методы применяются для измерения энтальпии, теплоемкости и теплоты фазовых переходов, для изучения взаимодействия газ – твердое вещество, жидкость – твердое вещество, для измерений температурно- и теплопроводности, теплот образования сплавов, гидратации, диссоциации, адсорбции, изомеризации и т.п. [81; 109]. Наиболее ценную информацию о физических свойствах

систем дают калориметрические измерения, проводимые в комплексе с другими методами исследования, например, измерениями диэлектрической проницаемости, электрического сопротивления, излучательной способности и т.д.

Существует несколько наиболее часто встречающихся видов калориметров [109; 110]:

1) адиабатические калориметры, в которых теплообмен реакционной камеры с окружающей средой минимален, и количество выделившегося или поглощенного в реакционной камере тепла определяют из выражения $Q = C\Delta T$, где ΔT – изменение температуры в камере за время протекания теплового процесса. Теплоемкость C исследуемого вещества или объекта при таких измерениях предполагается известной. Однако если температура системы меняется быстро, то применение адиабатических калориметров затруднено. Это связано с довольно большой тепловой инерционностью калориметра;

2) кондуктивные (диатермические), в которых между реакционной камерой и термостатом размещено вещество с известным коэффициентом теплопроводности χ или датчики, равномерно охватывающие реакционную камеру (χ должен быть достаточно большим). При этом мощность теплового процесса определяется из соотношения $W = \chi\Delta T$, где ΔT – перепад температур между реакционной камерой и термостатом. Эти приборы в основном сконструированы по дифференциальному принципу с двумя идентичными ячейками – одна с эталонным веществом, другая – с исследуемым объектом. Нагрев ячеек осуществляется с постоянной скоростью, при этом температура исследуемого объекта изменяется с некоторым временным запаздыванием, так как между исследуемым объектом и эталонным веществом существует определенное сопротивление. О величине мощности теплового процесса судят по разности температур между ячейками (методы дифференциального температурного анализа и дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК));

3) изотермические, в которых исследуемый объект и калориметрическая система имеют постоянную и равную температуру. Для того чтобы создать такое состояние при изотермических измерениях необходима компенсация возникающего теплового потока. Поэтому изотермические калориметры содержат устройства для

поддержания постоянной температуры реакционной камеры независимо от мощности выделения или поглощения тепла исследуемого объекта. Такими устройствами являются электрический нагреватель или термоэлектрическая батарея; их мощность поддерживается равной мощности поглощенного или выделенного (только в случае термобатареи) тепла. Регулировка мощности производится либо вручную (для постоянных или медленно меняющихся во времени тепловых потоков), либо путем автоматической компенсации системой с обратной связью;

4) проточные, в которых тепловую мощность определяют при известной массе m газа или жидкости, уносящих тепло из реакционной камеры, удельной теплоемкости C газа или жидкости и величины ΔT их разогрева или охлаждения при теплообмене: $W=Cm\Delta T$.

Остановимся чуть более подробно на одном из наиболее важных видов калориметрии, а именно на дифференциальной сканирующей калориметрии [81; 109]. Используя ДСК, можно получить термограммы, представляющие собой температурную зависимость измеренной тепловой мощности. Характерный вид такой термограммы представлен на рисунке 1.7. Площадь пика в методе ДСК прямо пропорциональна изменению энтальпии. Таким образом, с помощью метода ДСК можно непосредственно определять значения теплоты ФП.

Этот метод имеет определенные преимущества перед другими видами калориметрии [81]: относительное быстрое действие (в течение нескольких часов можно исследовать широкий диапазон температур), малый вес образца, универсальность (образцы могут быть жидкостями и твердыми телами), простота и легкость операций и анализа результатов. К недостаткам метода следует отнести трудность применения для определения скрытой теплоты перекрывающихся по температуре размытых ФП.

Используя метод ДСК в работах [36; 71] был разработан метод определения количества незамерзшей воды на примере влажной бентонитовой глины. В результате были получены экспериментальные зависимости количества незамерзшей воды от температуры. В работах [36; 71] было показано, что с понижением темпе-

ратуры количество незамерзшей воды перестает изменяться и эта вода была определена как незамерзающая, которая не испытывает ФП в исследуемом температурном диапазоне. Эту воду можно отнести к прочносвязанной воде, и это открыло возможность найти количество рыхло связанной незамерзшей воды калориметрическим методом. Так же были проведены измерения скрытой теплоты плавления для дистиллированной воды находящейся вне почвы, значения которой автор использовал для нахождения количества незамерзшей воды в бентонитовых глинах.

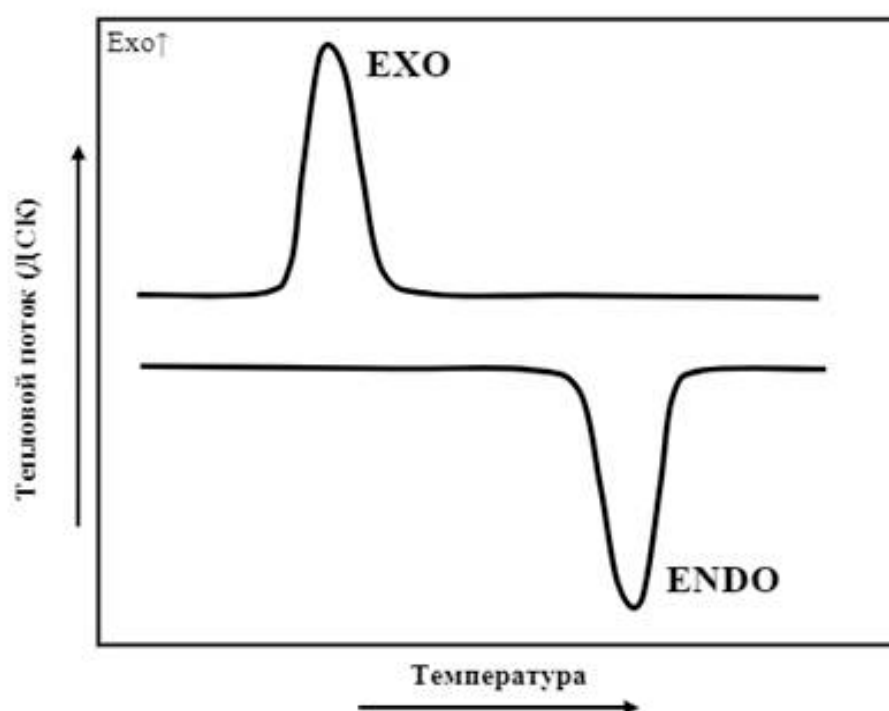


Рисунок 1.7 – Термограмма метода дифференциально сканирующей калориметрии

1.3. Сравнительный анализ диэлектрических моделей ВЛАЖНЫХ ПОЧВ

В настоящее время в литературе существует круг публикаций, где приводятся различные эмпирические и полуэмпирические модели для расчёта комплексной диэлектрической проницаемости гетерогенных смесей и проведены работы по их

адаптации конкретно для влажных почв а также сделаны попытки к построению теоретических моделей [17; 24; 85; 98; 103; 111–113]. Для описания КДП почвы, в области СВЧ диапазона, как правило используются компонентные модели, в которых учитывается относительное количество составляющих почвы и их КДП. Основными компонентами таких моделей являются минеральная составляющая, воздух и вода.

1.3.1. Модель Ванга (Wang) и Шмагги (Schmugge)

Попытки учета влияния связанной воды на величину КДП влажной почвы были предприняты в работах [24], где впервые была использована формула для вычисления КДП четырехкомпонентной смеси, состоящей из твердых частиц, воздуха, связанной и свободной воды. Предложенная диэлектрическая модель позволила описать КДП влажных почв на различных частотах, с различным гранулометрическим составом при фиксированной положительной температуре. При этом постулируется присутствие двух компонент воды, а именно связанной воды, которая возникает в результате взаимодействия добавленной в почву воды с поверхностью минеральных частиц и свободной воды. При построении диэлектрической модели на частоте 1,4 ГГц были использованы экспериментально измеренные значения действительной и мнимой частей КДП свободной воды, которые равны 79,5 и 6,63, соответственно. Для минеральных частиц также используются экспериментальные значения КДП. Относительную долю и ДП связанной воды авторы работы [24] определяют из аппроксимации измеренных значений КДП влажной почвы с использованием своей модели КДП. Для этих целей авторы используют диэлектрическую модель смеси, в которой проводится суммирование диэлектрических проницаемостей отдельных компонентов смеси с весовыми коэффициентами, соответствующими относительному объему содержания каждого из компонентов. Выражение для действительной части КДП смеси почва-вода имеет следующий вид:

$$\varepsilon = W_c \varepsilon_x + (P - W_c) \varepsilon_a + (1 - P) \varepsilon_r, \quad W_c \leq W_t \quad (1)$$

$$\varepsilon_x = \varepsilon_i + (\varepsilon_w - \varepsilon_i) \frac{W_c}{W_t} \gamma \quad (2)$$

и

$$\varepsilon = W_t \varepsilon_x + (W_c - W_t) \varepsilon_w + (P - W_c) \varepsilon_a + (1 - P) \varepsilon_r, \quad W_c > W_t \quad (3)$$

$$\varepsilon_x = \varepsilon_i + (\varepsilon_w - \varepsilon_i) \gamma \quad (4)$$

Где P пористость сухой почвы, ε_a , ε_w , ε_r и ε_i являются диэлектрической проницаемостью воздуха, воды, минерала и льда, соответственно. ε_x это диэлектрическая проницаемость первоначально адсорбированной воды, γ это параметр который подбирался в результате аппроксимации для наилучшего соответствия с экспериментальными данными используя уравнения (1) и (3). W_c это влажность почвы, W_t – переходная влажность. Для мнимой части КДП на низких частотах необходимо добавить потери проводимости и общие диэлектрические потери

$$\varepsilon_t'' = \varepsilon'' + \varepsilon_\sigma'' = \varepsilon'' + 60\lambda\sigma = \varepsilon'' + \alpha W_c^2 \quad (5)$$

где потери проводимости ε_t'' предполагается пропорциональным W_c^2 основывается на данных измеренных по 18 почвам. σ это ионная проводимость, в $мОм/см$, λ длина волны в $см$. ε'' относится к мнимой части КДП смеси для поровой воды и сухой почвы. α это параметр, который подбирается в результате аппроксимации для наилучшего соответствия с измеренными данными ε_t'' .

Таким образом в предложенной модели предельное наибольшее значение объемной влажности связанной воды рассматривалось как свободный параметр, значение которого может быть получено из наилучшего соответствия расчетов (с применением модели) с экспериментальными данными для КДП конкретного типа почвы. В результате в работе [24] значение максимального количества связанной воды (переходной воды) было оценено для 18 типов почв путем аппроксимации экспериментальных данных регрессионной зависимостью, построенной с применением метода наименьших квадратов. Достоинством рассмотренной в [24] модели

состоит в том, что здесь впервые предпринята попытка ввести электрофизические параметры, характеризующие связанную воду. Кроме того, предложенная модель позволила выразить зависимость КДП влажной почвы от ее гранулометрического состава при фиксированных значениях частоты электромагнитных волн и температуры почвы. К недостаткам этой модели можно отнести суммирование диэлектрических проницаемостей, а не комплексных показателей преломления отдельных компонентов смеси, что не позволяет аппроксимировать экспериментальные данные с минимальным среднеквадратическим отклонением. Кроме того, сделанное в этой работе предположение о том, что КДП связанной воды линейно зависит от объемной влажности во влажной почве, экспериментально не было обосновано.

1.3.2. Модель Добсона (Dobson)

Позже, при исследовании КДП пяти типов влажных почв штата Канзас, в работах [23; 113] была предложена спектроскопическая модель КДП влажных почв в диапазоне частот от 1,4 до 18 ГГц, которая наиболее широко цитируется в литературе. В целом в этой работе содержится 809 экспериментальных точек для КДП как функции влажности, температуры и частоты электромагнитной волны. Эта модель также как и предыдущая одночастотная [24] основывается на формуле смеси.

Авторы этих работ предприняли попытку провести с использованием полученной совокупности экспериментальных данных проверку применимости моделей КДП, учитывающих влияние связанной воды, и пришли к заключению о хорошем согласии результатов измерений с расчетом только для рефракционной модели. Вместе с тем, они сделали вывод о трудностях практического применения данной модели, так как им не удалось определить КДП связанной воды и ее предельное объемное содержание в почве. В итоге, чтобы исключить эти две неизвестные величины, они предположили перейти к трехкомпонентной модели, не содержащей параметров для связанной воды, а ее влияние учитывать путем суммирования значений КДП компонентов смеси, возведенных в некоторую степень, которая

находиться путем сопоставления с экспериментальными данными. В результате было получено следующее уравнение для КДП влажных почв:

$$\varepsilon_m'^{\alpha} = 1 + \frac{\rho_b}{\rho_s} (\varepsilon_s'^{\alpha} - 1) + m_v^{\beta'} \varepsilon_{fw}'^{\alpha} - m_v \quad (6)$$

$$\varepsilon_m''^{\alpha} = m_v^{\beta''} \varepsilon_{fw}''^{\alpha} \quad (7)$$

где ε_m' и ε_m'' являются действительной и мнимой частью КДП влажной почвы, соответственно, ε_s' это диэлектрическая проницаемость минеральной составляющей почвенной смеси, ε_{fw}' и ε_{fw}'' – действительная и мнимая часть КДП свободной воды, соответственно, m_v это объемное содержание влажности, ρ_b – плотность минерала, ρ_s – плотность сухой почвы, $\alpha = 0,65$ это константа определенная в результате аппроксимации диэлектрической проницаемости исследуемых почв для наилучшего соответствия с экспериментальным данным, а так же β' и β'' являются эмпирически найденными константами, позволяющие определить зависимость КДП почвы от гранулометрического состава, которые рассчитываются по следующим формулам:

$$\beta' = 1,2748 - 0,00519S - 0,00152C \quad (8)$$

$$\beta'' = 1,3397 - 0,00603S - 0,00166C \quad (9)$$

где S и C представляют процентное содержание песка и глины, соответственно. Показатель степени β , который при таком подходе заменяет два неизвестных параметра для связанной воды. Эти параметры были определены путем сравнения расчетов, с помощью модифицированной таким образом трехкомпонентной модели, с данными измерений, пытаясь связать значения показателя степени с процентным содержанием песка и глины в почве. Таким образом, влияние связанной воды учитывается за счет использования эффективной влажности, которая зависит от гранулометрического состава почвы. Показатель степени модели смеси и эффективное количество воды для каждой из измеренных почв определялись в [23] путем наилучшего соответствия КДП теоретических значений модели и измеренных экспериментальных данных. Однако этот прием исключает поиск параметров связанной воды, что может приводить к росту ошибки модели.

Кроме того, авторы работы [23] сделали предположение, что спектры КДП воды в почве совпадают со спектрами КДП воды вне почвы. Для описания данных спектров применилось уравнение Дебая при фиксированной температуре почвы, модифицированное слагаемым учитывающим вклад диэлектрических потерь проводимости почвенной воды:

$$\varepsilon'_{fw} = \varepsilon_{w\infty} + \frac{\varepsilon_{w0} - \varepsilon_{w\infty}}{1 + (2\pi f \tau_w)^2} \quad (10)$$

$$\varepsilon''_{fw} = \frac{2\pi f \tau_w (\varepsilon_{w0} - \varepsilon_{w\infty})}{1 + (2\pi f \tau_w)^2} + \frac{\sigma_{eff} (\rho_s - \rho_b)}{2\pi \varepsilon_0 f \rho_s m_v} \quad (11)$$

где ε_0 это ДП свободного пространства, которая равна $8,854 \times 10^{-12}$ Ф/м, τ_w – время релаксации свободной воды, f – частота электромагнитной волны в Гц, ε_{w0} – низкочастотный предел ДП свободной воды, и $\varepsilon_{w\infty} = 4,9$ – высокочастотный предел ДП свободной воды. Выражения для τ_w и ε_{w0} даны как функции температуры [95]. Эффективная проводимость σ_{eff} была определена эмпирически как функция гранулометрического состава почвы:

$$\sigma_{eff} = -1,645 + 1,939\rho_b - 0,02013S + 0,01594C \quad (12)$$

Согласно результатам работы [23] модель хорошо описывает измеренные данные в диапазоне частот от 4 до 18 ГГц, при фиксированной положительной температуре 20 °С.

1.3.3. ОРДМС

Проанализировав приведенные выше модели КДП влажных почв можно сделать вывод, что учет свойств связанной воды осуществляется некими эмпирическим или косвенным образом. Такой подход может приводить к погрешностям при определении КДП влажных почв. Одной из наиболее популярных моделей для описания диэлектрических характеристик влажных почв используется рефракционная модель. В общем случае для многокомпонентной диэлектрической смеси она описывается формулой [99], имеющей вид:

$$\sqrt{\varepsilon_s^*} = \sum_{i=1}^n \sqrt{\varepsilon_i^*} W_i, \quad (13)$$

где ε_s^* , ε_i^* – комплексная диэлектрическая проницаемость смеси и i -ой компоненты смеси, W_i – относительная объемная доля i -ой компоненты смеси, которая определяется отношением объема занимаемого i -ой компоненты к объему всей смеси:

$$W_i = \frac{V_i}{V}. \quad (14)$$

Очевидно что сумма объемных долей всех компонент смеси должна быть равной 1:

$$\sum_{i=1}^n W_i = 1 \quad (15)$$

Формула (13) справедлива для электромагнитных волн СВЧ диапазона, когда длина волны много больше размеров частиц, составляющих дисперсную смесь.

При использовании рефракционных диэлектрических моделей в СВЧ диапазоне чаще всего определяется комплексный показатель преломления (КПП) $n_s^* = n_s + ik_s$, где n_s и k_s являются соответственно показателем преломления (ПП) и нормированным коэффициентом затухания (НКЗ) электромагнитной волны в измеряемом образце. КПП связан с КДП $\varepsilon_s^* = \varepsilon_s' + i\varepsilon_s''$ следующим образом:

$$n_s^* = n_s + ik_s = \sqrt{\varepsilon_s^*} = \sqrt{\varepsilon_s' + i\varepsilon_s''}, \quad (16)$$

где ε_s' – относительная диэлектрическая проницаемость вещества (ДП), ε_s'' – коэффициент диэлектрических потерь (КП). Из формулы (16) нетрудно получить следующие соотношения:

$$\varepsilon_s' = n_s^2 - k_s^2, \quad (17)$$

$$\varepsilon_s'' = 2n_s k_s. \quad (18)$$

Рефракционная модель (13) в работах [21; 47] была обобщена на случай присутствия в почве различных компонент воды. Согласно классификации типов воды, рассмотренной в параграфе 1.1, в почве можно выделить следующие компоненты воды: 1) прочносвязанная вода, молекулы которой адсорбированы на поверхности минеральных частиц; 2) рыхлосвязанная воды, которая взаимодействует с молеку-

лами прочносвязанной воды; 3) несвязанная вода, которая заполняет поровое пространство. Принимая это во внимание, рефракционная модель для КПП талой почвы может быть записана следующим образом:

$$n_s^* = n_m^* W_m + n_a^* W_a + n_b^* W_b + n_t^* W_t + n_u^* W_u, \quad (19)$$

где индексы m , a , b , t и u обозначают соответственно минеральную компоненту, воздушную компоненту, прочносвязанную воду, рыхлосвязанную и несвязанную воду в талых почвах. Считая, что $\varepsilon_a^* = 1$ и принимая во внимание уравнение (15), получим следующее уравнение для талых почв:

$$n_s^* = n_d^* + (n_b^* - 1)W_b + (n_t^* - 1)W_t + (n_u^* - 1)W_u, \quad (20)$$

где

$$n_d^* = (n_m^* - 1)W_m + 1, \quad (21)$$

и где параметр n_d^* соответствует КПП сухой почвы. Если мы предположим, что объем почвы не меняется при увеличении или уменьшении содержания воды в смеси, т.е. вода заполняет поры, вытесняя воздух, тогда объем влажного образца будет равен объему сухой смеси и выражение (21) можно переписать в виде:

$$n_d^* = (n_m^* - 1) \frac{\rho_d}{\rho_m} + 1, \quad (22)$$

где ρ_d и ρ_m – плотность сухого сложения почвы и плотность минеральных частиц, соответственно. Уравнение (20) может быть записано относительно массового содержания каждой компоненты воды, учитывая, что выражение для объемной доли p -ой компоненты воды (где $p = b, t, u$, i обозначают соответственно прочносвязанную, рыхлосвязанную, несвязанную воду и лед) относительно массовой доли имеет следующий вид:

$$W_p = \frac{m_p \rho_d}{m_d \rho_p} = m_{gp} \frac{\rho_d}{\rho_p}, \quad (23)$$

где

$$m_{gp} = \frac{m_p}{m_d}. \quad (24)$$

В результате, уравнение (20) принимает следующий вид для талой почвы:

$$n_s^* = n_d^* + (n_b^* - 1)m_{gb} \frac{\rho_d}{\rho_b} + (n_t^* - 1)m_{gt} \frac{\rho_d}{\rho_t} + (n_u^* - 1)m_{gu} \frac{\rho_d}{\rho_u}. \quad (25)$$

где ρ_b , ρ_t , ρ_u – плотности прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды и несвязанной воды, соответственно. Массовая влажность m_g равна сумме долей всех водных компонент, присутствующих в почве, так что:

$$m_g = m_{gb} + m_{gt} + m_{gu}. \quad (26)$$

Как видно из рисунка 1.1 и рисунка 1.2, вода в талых почвах имеет слоистую структуру, так слой молекул воды, примыкающий к поверхности частиц, состоит из молекул прочносвязанной воды. Когда влажность образца становится выше, чем максимально возможное содержание прочносвязанной воды в данной почве m_{g1} , формируется следующий слой воды – рыхлосвязанная вода. Данный компонент почвенной воды формируется в образцах почвы с влажностями $m_{g1} \leq m_g \leq m_{g2}$, где m_{g2} является максимальным весовым содержанием общего количества связанной воды. При дальнейшем увеличении влажности $m_g > m_{g2}$ в почве формируется слой несвязанной воды. Следовательно, можно выделить три диапазона влажности, m_g :

1. $m_g \leq m_{g1}$, вся вода находится в прочносвязанном состоянии;
2. $m_{g1} \leq m_g \leq m_{g2}$, часть воды ($m_{gb} = m_{g1}$) находится в прочносвязанном состоянии, тогда как оставшаяся вода ($m_g - m_{g1}$) находится в рыхлосвязанном состоянии;
3. $m_g > m_{g2}$, вода в почве может быть в трех состояниях, при этом количество прочносвязанной воды равно $m_{gb} = m_{g1}$, количество рыхлосвязанной воды равно $m_{gt} = m_{g2} - m_{g1}$, оставшаяся часть воды ($m_g - m_{g2}$) является несвязанной водой в талых почвах.

Из уравнений (22) и (25) нетрудно получить выражение рефракционной модели для приведенных ПП $\frac{n_s - 1}{\rho_d}$ и НКЗ $\frac{\kappa_s}{\rho_d}$, как это было сделано в [114], для анализа экспериментальных данных образцов, плотности сухого сложения которых зависят от влажности. Опираясь на вышесказанное, запишем рефракционную модель в следующем виде:

$$\frac{n_s(m_g, f, T) - 1}{\rho_d(m_g)} = \begin{cases} \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{n_b(f, T) - 1}{\rho_b} m_g, & m_g \leq m_{g1}, \\ \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{n_b(f, T) - 1}{\rho_b} m_{g1} + \frac{n_t(f, T) - 1}{\rho_t} (m_g - m_{g1}), & m_{g1} < m_g \leq m_{g2}, \\ \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{n_b(f, T) - 1}{\rho_b} m_{g1} + \frac{n_t(f, T) - 1}{\rho_t} (m_{g2} - m_{g1}) + \\ \quad + \frac{n_u(f, T) - 1}{\rho_u} (m_g - m_{g2}), & m_g > m_{g2}, \end{cases} \quad (27)$$

$$\frac{\kappa_s(m_g, f, T)}{\rho_d(m_g)} = \begin{cases} \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b(f, T)}{\rho_b} m_g, & m_g \leq m_{g1}, \\ \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b(f, T)}{\rho_b} m_{g1} + \frac{\kappa_t(f, T)}{\rho_t} (m_g - m_{g1}), & m_{g1} < m_g \leq m_{g2}, \\ \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b(f, T)}{\rho_b} m_{g1} + \frac{\kappa_t(f, T)}{\rho_t} (m_{g2} - m_{g1}) + \\ \quad + \frac{\kappa_u(f, T)}{\rho_u} (m_g - m_{g2}), & m_g > m_{g2}, \end{cases} \quad (28)$$

Таким образом, применяя метод аппроксимации к измеренным значениям приведенных ПП и НКЗ влажной почвы с использованием формул (27) и (28), можно оценить значения максимального содержания прочносвязанной воды m_{g1} и максимального содержания общего количества связанной воды m_{g2} , а так же значения приведенного ПП $\frac{n_m - 1}{\rho_m}$ и НКЗ $\frac{\kappa_m}{\rho_m}$ твердой компоненты почвы, для конкретной частоты и температуры, как это было сделано в [114].

Для построения спектров КДП влажной почвы в работе [114] были успешно совместно использованы рефракционная диэлектрическая модель смеси (27) и (28) и спектроскопическая релаксационная модель Дебая [95] для компонент почвенной воды. В результате была создана обобщенная спектроскопическая диэлектрическая модель смеси для влажной почвы. Обоснование предложенного метода в работе [21] было проведено в [103] для случая одно релаксационной модели Дебая, которая имеет следующий вид:

$$\varepsilon'_p = \frac{\varepsilon_{0p} - \varepsilon_\infty}{1 + (2\pi f \tau_p)^2} + \varepsilon_\infty, \quad (29)$$

$$\varepsilon''_p = \frac{\varepsilon_{0p} - \varepsilon_\infty}{1 + (2\pi f \tau_p)^2} 2\pi f \tau_p + \frac{\sigma_p}{2\pi \varepsilon_r f}, \quad (30)$$

где $\varepsilon_r = 8,854 \times 10^{-12}$ Ф/м – диэлектрическая проницаемость свободного пространства, f – частота электромагнитного поля в Гц, ε_{0p} – низкочастотный предел

действительной части комплексной диэлектрической проницаемости соответствующей компоненты почвенной воды, $\varepsilon_{\infty} = 4,9$ – высокочастотный предел действительной части комплексной диэлектрической проницаемости, τ_p время релаксации компонент почвенной воды, σ_p – эффективная проводимость.

Для нахождения спектроскопических параметров Дебая из уравнений (29) и (30) необходимо провести аппроксимацию спектров приведенных ПП и НКЗ из уравнений (27) и (28). Принимая во внимание уравнения (16) – (18), ПП и НКЗ для всех компонент воды в почве могут быть выражены через ДП и КП следующим образом:

$$n_p = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{\varepsilon_p'^2 + \varepsilon_p''^2} + \varepsilon_p'^2}, \quad (31)$$

$$k_p = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\sqrt{\varepsilon_p'^2 + \varepsilon_p''^2} - \varepsilon_p'^2}. \quad (32)$$

В результате аппроксимации измеренных значений приведенных ПП и НКЗ влажной почвы, используя уравнения (17), (18), (27) – (32), мы можем найти спектроскопические параметры компонент почвенной воды и рассчитать значения ДП и КП влажных почв.

Описанная спектроскопическая диэлектрическая модель, предложенная в работе [47], позволила существенно уменьшить погрешность определения значений КДП влажных почв, по сравнению с моделью [23], в диапазоне частот от 1,4 до 4 ГГц, и расширить диапазон применения спектроскопической модели ДП влажной почвы в область низких частот до 0,3 ГГц. Добиться такого результата удалось благодаря учету количества всех компонент почвенной смеси и соответствующих КДП. Кроме того, в работе [47] были проведены измерения КДП для индивидуальных почв (имеющих фиксированное содержание глинистой фракции). В результате применения вышеописанной модели были получены зависимости спектроскопиче-

ских параметров от содержания глинистой фракции при фиксированной температуре. Предложенная модель в литературе получила название обобщенная рефракционная диэлектрическая модель смеси (ОРДМС).

Температурно-зависимая обобщенная диэлектрическая модель смеси. В дальнейшем в работе [22] была создана спектроскопическая диэлектрическая модель талой влажной почвы учитывающая температурную зависимость при фиксированном гранулометрическом составе. В качестве первого шага при построения этой модели использовалась ОРДМС для почвы с фиксированным гранулометрическим составом при заданной совокупности температур. В результате определялись экспериментальные зависимости от температуры статической диэлектрической проницаемости и времен релаксации для связанной и свободной воды в почве. В качестве теоретической температурной зависимости низкочастотного предела диэлектрической проницаемости (ϵ_{0p}), из уравнений (29) – (30) был применен закон Клаузиуса-Моссотти [115]. Применяя этот подход для анализа экспериментальных данных, полученных в настоящей работе, запишем закон Клаузиуса-Моссотти в виде:

$$\epsilon_{0p}(T) = \frac{1 + 2 \exp \left[F_p(T_{sep}) - \beta_{vp}(T - T_{sep}) \right]}{1 - \exp \left[F_p(T_{sep}) - \beta_{vp}(T - T_{sep}) \right]}, \quad (33)$$

где β_{vp} – объемный коэффициент расширения связанный с компонентами почвенной воды, T и T_{sep} представляет собой текущую и начальную температуру в градусах Цельсия, которая может быть любым значением из измеренного температурного диапазона. Функция $F_p(T)$ выражается уравнением:

$$F_p(T) = \ln \left[\frac{\epsilon_{0p}(T) - 1}{\epsilon_{0p}(T) + 2} \right]. \quad (34)$$

Значения β_{vp} и $\epsilon_{0p}(T)$ могут быть определены в результате аппроксимации экспериментальных данных с помощью теоретической модели (33) и (34).

Время релаксации (τ_p) для различных компонент воды в почве, так же можно представить функцией от температуры с помощью уравнения Эйринга [115]:

$$\ln\left(\frac{kT_K}{h}\tau_p\right) = \frac{\Delta H_p}{R} \frac{1}{T_K} - \frac{\Delta S_p}{R}, \quad (35)$$

где h – постоянная Планка ($6,626 \times 10^{-34}$ Дж·с), k – постоянная Больцмана ($1,38 \times 10^{-23}$ Дж·К⁻¹), ΔH_p – энергия активации релаксационного процесса, R – универсальная газовая постоянная ($8,314$ Дж·К⁻¹·моль⁻¹), ΔS_p – энтропия активации, а T_K – температура в Кельвинах. Соотношения $\frac{\Delta H_p}{R}$ и $\frac{\Delta S_p}{R}$, которые пропорциональны энергии активации и энтропии активации, соответственно, как следует из выражения (35), могут быть найдены путем линейной аппроксимации зависимостей $\ln\left(\frac{kT_K}{h}\tau_p\right)$ от $\frac{1}{T_K}$, которые были определены из диэлектрических измерений.

Далее, как предложено в работе [22], считаем, что проводимость из уравнения (30) имеет линейную зависимость от температуры, характерную для ионных растворов:

$$\sigma_p(T) = \sigma_p(T_{s\sigma p}) + \beta_{\sigma p}(T - T_{s\sigma p}), \quad (36)$$

где $\beta_{\sigma p}$ – производная проводимости по температуре, которую также называют коэффициентом теплопроводности, а $\sigma_p(T_{s\sigma p})$ – значение проводимости при произвольной начальной температуре $T_{s\sigma p}$, значение которой выбирается из измеренного диапазона температур. Значения $\sigma_p(T_{s\sigma p})$ и $\beta_{\sigma p}$ определяются в результате аппроксимации температурных зависимостей проводимости, $\sigma_p(T)$, с помощью теоретической модели (36).

Таким образом была предложена температурно-зависимая диэлектрическая модель талой почвы, параметрами которой являются: низкочастотный предел диэлектрической проницаемости (ϵ_{0p}) при некотором значении начальной температуры, коэффициентом теплопроводности ($\beta_{\sigma p}$), энтропия ($\frac{\Delta S_p}{R}$) и энергия ($\frac{\Delta H_p}{R}$) активационного процесса и удельная проводимость $\sigma_p(T)$ компонентов воды в почве. Данная модель получила название температурно-зависимая обобщенная рефракционная диэлектрическая модель смеси (ТЗ ОРДМС).

Температурно- и минералогически зависимая диэлектрическая модель. В связи с тем, что в природных условиях наблюдаются изменения как температуры, так и гранулометрического состава почвы, возникла необходимость в создании диэлектрических моделей влажных почв, учитывающих влияние обоих этих факторов. Такая диэлектрическая модель была предложена в работе [116]. В качестве исходной модели была использована ТЗ ОРДМС, которая применялась к каждому из экспериментальных спектров, полученных для набора почв с различным гранулометрическим составом и измеренных данных в диапазоне температур от 10 до 40°C [112]. Полученные таким образом экспериментальные зависимости параметров ТЗ ОРДМС для различных измеренных почв были аппроксимированы набором полиномиальных формул как функции содержания глины, описанные уравнением (37). Здесь C – это весовое содержание глины в почве в %. Таким образом была предложена диэлектрическая модель для описания КДП влажных почв как функции влажности, частоты, температуры и содержания глинистой фракции. Такая модель получила название температурно- и минералогически зависимая диэлектрическая модель почвы (ТМЗ ДМП).

$$\begin{aligned}
 n_d &= 1,634 - 0,539 \cdot 10^{-2}C + 0,2748 \cdot 10^{-4}C^2 \\
 \kappa_d &= 0,03952 - 0,04038 \cdot 10^{-2}C \\
 m_{vt} &= 0,02863 + 0,30673 \cdot 10^{-2}C \\
 \varepsilon_{0b} &= 79,8 - 85,4 \cdot 10^{-2} + 32,7 \cdot 10^{-4}C^2 \\
 \beta_b &= 8,67 \cdot 10^{-19} - 0,00126 \cdot 10^{-2}C + 0,00184 \cdot 10^{-4}C^2 - 9,77 \cdot 10^{-10}C^3 - 1,39 \cdot 10^{-15}C^4 \\
 \varepsilon_{0u} &= 100 \\
 \beta_u &= 1,11 \cdot 10^{-4} - 1,603 \cdot 10^{-7}C + 1,239 \cdot 10^{-9}C^2 + 8,33 \cdot 10^{-13}C^3 - 1,007 \cdot 10^{-14}C^4 \\
 \frac{\Delta H_b}{R} &= 1467 + 2697 \cdot 10^{-2}C - 980 \cdot 10^{-4}C^2 + 1,368 \cdot 10^{-10}C^3 - 8,61 \cdot 10^{-13}C^4 \\
 \frac{\Delta S_b}{R} &= 0,888 + 9,7 \cdot 10^{-2}C - 4,262 \cdot 10^{-4}C^2 + 6,79 \cdot 10^{-21}C^3 + 4,263 \cdot 10^{-22}C^4 \\
 \frac{\Delta H_u}{R} &= 2231 - 143,1 \cdot 10^{-2}C + 223,2 \cdot 10^{-4}C^2 - 142,1 \cdot 10^{-6}C^3 + 27,14 \cdot 10^{-8}C^4 \\
 \frac{\Delta S_u}{R} &= 3,649 - 0,4894 \cdot 10^{-2}C + 0,763 \cdot 10^{-4}C^2 - 0,4859 \cdot 10^{-6}C^3 + 0,0928 \cdot 10^{-8}C^4 \\
 \sigma_b &= 0,3112 + 0,467 \cdot 10^{-2}C \\
 \beta_{\sigma b} &= 0,0028 + 0,02094 \cdot 10^{-2}C - 0,01229 \cdot 10^{-4}C^2 - 5,03 \cdot 10^{-22}C^3 + 4,163 \cdot 10^{-24}C^4 \\
 \sigma_u &= 0,05 + 1,4 \cdot (1 - (1 - C \cdot 10^{-2})^{4.664}) \\
 \beta_{\sigma u} &= 0,00108 + 0,1413 \cdot 10^{-2}C - 0,255 \cdot 10^{-4} \cdot C^2 + 0,2147 \cdot 10^{-6}C^3 - 0,0711 \cdot 10^{-8}C^4
 \end{aligned} \tag{37}$$

При этом, получилась довольно сложная диэлектрическая модель, которая имеет большое количество параметров имеющих зависимость от глины. Кроме того, данная модель применима только для талых почв. Это связано с тем, что все параметры ТЗ ОРДМС находились индивидуально для каждой из измеренных почв, после чего для каждого найденного параметра проводилась аппроксимация в зависимости от содержания глинистой фракции.

Многорелаксационная обобщенная рефракционная диэлектрическая модель смеси. Следует заметить, что разработанные ранее модели описывали экспериментальные спектры КДП влажных почв в области частот выше 300 МГц. Применение этих моделей для описания спектров КДП ниже 300 МГц оказалось невозможным из-за существенного роста погрешностей модели в этой области частот. Это происходит потому, что используемая в работах [22; 47; 116] одно релаксационная модель Дебая не учитывает наблюдаемый в экспериментах [23; 112; 117] значительный рост действительной и мнимой частей КДП влажных почв с понижением частоты. В связи с этим на основе подхода, предложенного при создании ОРДМС, в работах [92; 118; 119] было предложено в области низких частот в спектроскопическое уравнение Дебая (29), (30) ввести дополнительные диэлектрические релаксации для КДП компонент почвенной воды [120; 121]. Таким образом много релаксационное уравнение Дебая можно записать в виде:

$$\varepsilon_p' = \frac{\varepsilon_{0pL} - \varepsilon_{0pM}}{1 + (2\pi f \tau_{pL})^2} + \frac{\varepsilon_{0pM} - \varepsilon_{0pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pM})^2} + \frac{\varepsilon_{0pH} - \varepsilon_{\infty pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pH})^2} + \varepsilon_{\infty pH}, \quad (38)$$

$$\varepsilon_p'' = \frac{\varepsilon_{0pL} - \varepsilon_{0pM}}{1 + (2\pi f \tau_{pL})^2} (2\pi f \tau_{pL}) + \frac{\varepsilon_{0pM} - \varepsilon_{0pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pM})^2} (2\pi f \tau_{pM}) + \frac{\varepsilon_{0pH} - \varepsilon_{\infty pH}}{1 + (2\pi f \tau_{pH})^2} (2\pi f \tau_{pH}), \quad (39)$$

где f частота, ε_{0pL} , ε_{0pM} , ε_{0pH} и $\varepsilon_{\infty pH}$ являются низкочастотными пределами и высокочастотным пределом действительной части комплексной диэлектрической проницаемости, относящиеся к соответствующим релаксациям. Параметры τ_{pL} , τ_{pM} , и τ_{pH} времена релаксаций. Индексы H , M , и L относятся к высокочастотной, среднечастотной и низкочастотной релаксациям, соответственно. Эти параметры релаксаций относятся к компонентам воды в почве. В дальнейшем, при аппроксимации экспериментальных данных уравнениями (38) и (39) для исследуемых почв,

будет показано, что диэлектрическая модель с наименьшими погрешностями для связанной воды описывается трех релаксационными уравнениями, а для несвязанной воды в талой почве описывается двух релаксационными уравнениями, при этом $\varepsilon_{0pL} = \varepsilon_{0pM}$. Высокочастотная релаксация является дипольной релаксацией, в то время как среднечастотная и низкочастотная релаксации скорее всего относятся к межфазным релаксациям Maxwell–Wagner [122], которые возникают из-за периодической перезарядки слоев почвенной воды под действием переменного электромагнитного поля [77].

В результате применения много релаксационной диэлектрической модели спектров КДП влажной почвы в области частот от 40 МГц до 300 МГц позволило достигнуть тех же погрешностей что и наблюдались для ранее в разработанных [22; 47; 116] одно релаксационных диэлектрических моделях в области частот выше 300 МГц. Предложенная модель получила название много релаксационная обобщенная рефракционная диэлектрическая модель смеси (МР ОРДМС).

1.3.4. Диэлектрические модели мерзлых почв

В средних геофизических широтах в зимнее время на значительной территории и в течение продолжительного времени формируется сезонно мерзлый почвенный слой, в котором существенно меняется состояние влаги и характер ее влияния на собственное радиоизлучение и рассеивание электромагнитных волн почвенными покровами. Поэтому весьма актуальной является проблема разработки алгоритмов дистанционного зондирования почвенного покрова в условиях отрицательных температур. Некоторые результаты измерений КДП для песчаных почв в области отрицательных температур и ФП воды из жидкого состояния в лед представлены в работах [85; 111]. Кроме того, получили развитие теоретические модели для описания КДП мерзлых почв [85]. Так как КДП воды при ее превращении в лед уменьшается более чем на порядок, то следует ожидать существенного изменения КДП почв при их замерзании, что подтверждается опытными данными, приведенными в [85; 111].

Модель Жанга (Zhang). При создании моделей диэлектрической проницаемости почв для отрицательных температур в ряде работ используется модель (6) и (7) разработанная в [23], которая была усовершенствована в работах [31; 123]. Для использования модели (6) и (7) при отрицательных температурах в [31] формула была преобразована к виду:

$$\varepsilon_{mf}'^{\alpha} = 1 + \frac{\rho_b}{\rho_s} (\varepsilon_s'^{\alpha} - 1) + m_{vu}^{\beta'} \varepsilon_{fw}'^{\alpha} - m_{vu} + m_{vi} \varepsilon_i^{\alpha}, \quad (40)$$

$$\varepsilon_{mf}''^{\alpha} = m_{vu}^{\beta''} \varepsilon_{fw}''^{\alpha}, \quad (41)$$

где m_{vu} и m_{vi} – объемное содержание незамерзшей воды и льда, соответственно, ε_i – ДП льда. Коэффициенты α , β' , β'' остались теми же, что и в уравнениях (6) и (7) для талой почвы. Величины $\varepsilon_{fw}'^{\alpha}$ и $\varepsilon_{fw}''^{\alpha}$ представляют собой действительные и мнимые части КДП незамерзшей воды, рассчитываются уравнениями Дебая (10) и (11). Определение количества незамерзшей воды m_{vu} , в формулах (40) и (41), как функции температуры имеет следующий вид [124]:

$$m_{vu} = A|T|^{-B} \frac{\rho_b}{\rho_w}, \quad (42)$$

где ρ_w – плотность воды, T – температура почвы в градусах Цельсия. Параметры A и B в формуле (42) определяются структурой почвы (связанные с ее удельной площадью поверхности), которые можно рассчитать по следующим формулам:

$$\begin{aligned} \ln A &= 0,5519 \ln SSA + 0,2618 \\ \ln B &= -0,264 \ln SSA + 0,3711' \end{aligned} \quad (43)$$

где SSA это удельная площадь поверхности почвы (m^2/g). Уравнение для расчета SSA было установлено в [125]:

$$SSA = 0,042 + 4,23C + 1,12Si - 1,16S, \quad (44)$$

где C , Si и S – содержание глины ила и песка в процентах, соответственно. Объемное содержание льда m_{vi} в мерзлой почве выражается как

$$m_{vi} = m_v - m_{vu} \quad (45)$$

где m_v объемное содержание общего количества воды в почве.

В оригинальных публикациях, относящейся к модели из [31], имеются рекомендации для того, чтобы использовать температурную зависимость низкочастотного предела ДП (ε_{w0}) и времени релаксации (τ_w) незамерзшей воды в мерзлой почве, которые были определены для жидкой воды в области положительных температур ($T \geq 0$ °C). Однако, в работах [31; 123] не было указано четких ссылок, где бы были приведены данные температурные зависимости. Чтобы решить эту неопределенность соответствующие формулы для температурных зависимостей низкочастотного предела ДП и времени релаксации, которые можно применить для незамерзшей воды, были получены в [106] для жидкой воды при положительных температурах:

$$2\pi\tau_w = 1,1109 \cdot 10^{-10} - 3,824 \cdot 10^{-12}T + 6,938 \cdot 10^{-14}T^2 - 5,096 \cdot 10^{-16}T^3, \quad (46)$$

$$\varepsilon_{w0} = 87,74 - 0,40008T + 9,398 \cdot 10^{-4}T^2 + 1,410 \cdot 10^{-6}T^3. \quad (47)$$

Значения других ключевых параметров в [31] были следующие: $\varepsilon_s = 4,70 - i0$ и $\varepsilon_i = 3,15 - i0$.

Таким образом, для того чтобы вычислить КДП в соответствии с данной моделью на любой частоте, при любой влажности и температуре достаточно знать минералогический состав почвы, что является неоспоримым преимуществом модели. Однако модель не учитывает диэлектрическую проницаемость разных компонент воды в почве. Кроме того, для отрицательных температур предлагается использовать формулы для расчета спектроскопических параметров незамерзшей воды, полученные на основе измерений при положительных температурах, что физически не обосновано.

В работе [5] модель предложенная в [31; 123] была протестирована на частоте 1,4 ГГц для почв с различным гранулометрическим составом. Проведенный анализ показал, что данная модель имеет неприемлемо высокую статистическую ошибку для значений комплексной ДП относительно экспериментальных данных, а именно нормированное среднеквадратическое отклонение (НСКО) равно 26,9 % и 85% для действительной и мнимой частей комплексной ДП, соответственно.

В тоже время создание моделей диэлектрической проницаемости почв при отрицательных температурах осуществлялось в работах [38; 39; 114]. В наиболее завершённом виде модель была изложена в работе [39]. Модель представляет собой обобщение ранее созданных моделей при положительных температурах [22; 47; 92; 116; 118; 119]. Отличием диэлектрической модели для мерзлых почв от ранее разработанных моделей на основе ОРДМС является то, что в модель вводится такая компонента как лёд, содержание которого вычислялось путем введения температурной зависимости количества незамерзшей воды определенное из данных диэлектрических измерений влажных почв [7]. Таким образом, в формулах (27) и (28) компонента относящаяся к несвязанной воде переходит в компоненту льда, так как при замерзании почвы вся несвязанная вода замерзает. Соответственно индекс u для приведенных коэффициентов ПП $\left(\frac{n_u-1}{\rho_u}\right)$ и НКЗ $\left(\frac{\kappa_u}{\rho_u}\right)$, заменяется на индекс i .

В результате, применение рефракционной диэлектрической модели (27) и (28) позволяет найти значения максимального содержания прочносвязанной воды m_{g1} , максимального содержания общего количества связанной воды m_{g2} и КПП каждой компоненты почвенной воды как в талых так и в мерзлых почвах. Уравнения (27) и (28) содержат кусочно-линейные функции относительно массовой влажности почвы с угловыми коэффициентами, определяемыми ПП и НКЗ прочносвязанной воды в диапазоне влажностей $m_g \leq m_{g1}$, диапазон влажности $m_{g1} < m_g \leq m_{g2}$ соответствует тангенсу угла наклона рыхлосвязанной воды, диапазон влажности $m_g > m_{g2}$ соответствует тангенсу угла наклона льда в мерзлой почве. Таким образом, применяя метод аппроксимации к измеренным значениям приведенных ПП и НКЗ, с помощью формул (27) и (28), можно оценить значения максимального содержания прочносвязанной воды m_{g1} и максимального содержания общего количества связанной воды m_{g2} .

Как показывает анализ экспериментальных данных, проведенный в [7], изменения значений m_{g1} и m_{g2} в частотном диапазоне от 0,05 до 15 ГГц не превышают

ошибки оценки этих величин на отдельной частоте. Поэтому, далее делает допущение, что частотная зависимость для величин m_{g1} и m_{g2} отсутствует, и мы можем найти усредненные значения этих величин в частотном диапазоне измерений, используя усреднённую по частоте рефракционную модель в следующем виде:

$$\left\langle \frac{n_s - 1}{\rho_d} \right\rangle = \begin{cases} \left\langle \frac{n_m - 1}{\rho_m} \right\rangle + \left\langle \frac{n_b - 1}{\rho_b} \right\rangle m_g, & m_g \leq m_{g1}, \\ \left\langle \frac{n_m - 1}{\rho_m} \right\rangle + \left\langle \frac{n_b - 1}{\rho_b} \right\rangle m_{g1} + \left\langle \frac{n_t - 1}{\rho_t} \right\rangle (m_g - m_{g1}), & m_{g1} < m_g \leq m_{g2}, \\ \left\langle \frac{n_m - 1}{\rho_m} \right\rangle + \left\langle \frac{n_b - 1}{\rho_b} \right\rangle m_{g1} + \left\langle \frac{n_t - 1}{\rho_t} \right\rangle (m_{g2} - m_{g1}) \\ + \left\langle \frac{n_{u,i} - 1}{\rho_{u,i}} \right\rangle (m_g - m_{g2}), & m_g > m_{g2}, \end{cases} \quad (48)$$

$$\left\langle \frac{\kappa_s}{\rho_d} \right\rangle = \begin{cases} \left\langle \frac{\kappa_m}{\rho_m} \right\rangle + \left\langle \frac{\kappa_b}{\rho_b} \right\rangle m_g, & m_g \leq m_{g1}, \\ \left\langle \frac{\kappa_m}{\rho_m} \right\rangle + \left\langle \frac{\kappa_b}{\rho_b} \right\rangle m_{g1} + \left\langle \frac{\kappa_t}{\rho_t} \right\rangle (m_g - m_{g1}), & m_{g1} < m_g \leq m_{g2}, \\ \left\langle \frac{\kappa_m}{\rho_m} \right\rangle + \left\langle \frac{\kappa_b}{\rho_b} \right\rangle m_{g1} + \left\langle \frac{\kappa_t}{\rho_t} \right\rangle (m_{g2} - m_{g1}) + \left\langle \frac{\kappa_{u,i}}{\rho_{u,i}} \right\rangle (m_g - m_{g2}), & m_g > m_{g2}, \end{cases} \quad (49)$$

где величины в треугольных скобках являются средними по частоте, так что для n – раз измеренной величины $\langle \Phi \rangle$:

$$\langle \Phi \rangle = \frac{\sum_{i=1}^n \Phi}{n}. \quad (50)$$

Погрешности созданной модели для описания спектров КДП влажной почвы были близки к ошибкам измерения соответствующих величин. В результате была создана ТЗ ОРДМС, которая описывала спектры КДП индивидуальных влажных почв не только при положительных, но и при отрицательных температурах.

Выводы: диэлектрические модели в рассмотренных выше работах разрабатывались для отдельных почв и спектроскопические параметры для различных компонент воды в почве находились индивидуально для каждой из почв. Таким образом при построении гранулометрически зависимой диэлектрической модели все найденные параметры определялись в зависимости от содержания глинистой

фракции в почве, что существенно усложняло модель. В то же время в работе [5] делается предположение, что диэлектрические свойства различных компонент почвенной воды слабо зависят от гранулометрического состава почвы. Как продолжение этих исследований в настоящей работе сделана попытка найти спектроскопические параметры почвенной воды по диэлектрическим данным одновременно для совокупности почв из одного региона. Этот подход позволяет существенно сократить количество параметров имеющих зависимость от содержания глины. Кроме того, этот подход позволяет осуществлять одновременную аппроксимацию измеренных спектров КДП почв с различным содержанием глинистой фракции, с учетом нескольких диэлектрических релаксаций, относящихся к различным компонентам воды, что не было осуществлено ранее. Дополнительно были определены погрешности найденных параметров.

Таким образом создание температурно- и гранулометрически зависимой рефракционной диэлектрической модели для талых и мерзлых минеральных почв в МГц и ГГц диапазоне частот, для группы почв с различным содержанием глинистой фракции является актуальной задачей, которая была решена в диссертации.

Глава 2. Совместные исследования фазовых переходов воды в На-бентонитовой глине калориметрическим и диэлектрическим методами

В работах [38; 39; 58; 60; 87; 114] диэлектрический метод был использован для того чтобы определять в талых и мерзлых почвах такие компоненты воды как прочносвязанная, рыхлосвязанная, несвязанная и лед. Идентификацию каждой компоненты воды проводили по величине КДП. Считали, что когда ДП воды близка к ДП свободной воды, то такую воду можно идентифицировать как несвязанную воду, в то же время когда ДП компоненты почвенной воды была близка к ДП льда, то данную компоненту относили к влажному льду. Если ДП отличается от ДП несвязанной воды в талой почве и от ДП льда в мерзлой почве, то данную компоненту относили к связанной воде. Такая идентификация была применена для каждой из компонент наблюдаемых как в талой так и мерзлой почве. Кроме того, в приведенных выше работах был предложен метод и определены значения, при заданной температуре, максимального количества прочносвязанной воды и общее количество прочносвязанной и рыхлосвязанной воды. А количество льда в мерзлой почве, определялось как разность между весовой влажностью образца и общим количеством прочносвязанной и рыхлосвязанной воды, $m_i = m_g - m_{g2}$. При этом в [38; 93; 114] считалось, что с изменением температуры мерзлой почвы незамерзшая связанная вода (рыхлосвязанная вода) испытывает ФП, и превращается в лед. Однако, количественное изменение КДП не является достаточным условием ФП. В связи с этим оставалась актуальной задача провести наблюдения, которые позволили бы идентифицировать ФП незамерзшей связанной воды в почве.

Одним из методов который позволяет достоверно определить наличие фазовых переходов воды в почве, это метод ДСК. В связи с этим в настоящей работе были проведены, для одних и тех же образцов На-бентонитовой глины, диэлектрические и калориметрические измерения и сопоставлены результаты этих измерений с точки зрения оценки возможностей изучения ФП с использованием данных

измерений КДП. С помощью ДСК метода была измерена удельная теплота плавления льда в связанную незамерзшую почвенную воду и несвязанную почвенную воду. Bentonитовая глина была выбрана для измерений в силу того, что среди минеральных почв в глинах наблюдается наибольшее количество связанной воды, а значит поглощение теплоты, вызванное оттаиванием льда в связанную воду, в бентоните проявляется в большей степени.

2.1. Характеристики почвы. Методы исследования

В минеральном составе исследуемого образца Na-бentonитовой глины доминирует минерал смектитовой группы – монтмориллонит около 70%, кроме него присутствуют кварц около 15%, карбонаты ~ 3 – 5% (кальцит+ следы доломита), полевые шпаты ~ 3 – 5% (плагиоклаз ~ 2 – 3%, калиевый полевой шпат ~ 1 – 2%), каолинит ~ 1%, хлорит ~ 1%, слюда ~ 1%. Результаты гранулометрического анализа измеренного образца представлены в таблице 2.1.

Таблица 2.1. Распределение по размеру частиц Na-бentonитовой глины

$d > 0,05$ мм	$0,05 \geq d \geq 0,002$ мм	$d < 0,002$ мм
Песок	Ил	Глина
0,2 %	35 %	64,8 %

Для проведения диэлектрических и калориметрических измерений были использованы одни и те же предварительно приготовленные образцы Na-бentonитовой глины. Приготовление образцов почвы проходило следующим образом, крупные комки Na-бentonитовой глины с помощью фарфоровых пестика и ступки, довели до однородного состояния. Затем равное количество глины распределили по бюксам. В каждую бюксу с глиной, с помощью пипеточного дозатора, было добавлено заранее рассчитанное количество дистиллированной воды, так чтобы получилось равномерное увеличение влажности от сухой почвы до массовых влажностей равных 1 г/г. Затем бюксы герметично запечатывались и выдерживались 7 суток

при комнатной температуре для того чтобы влага в почве могла равномерно распределиться по объему. По истечении 7 суток проводились диэлектрические и калориметрические измерения образцов.

До и после измерений проводилось взвешивание образца с контейнером, таким образом определялось количество воды, которое терялось за время измерения. По истечении серии измерений было установлено, что потерь в массе воды, во время измерений не наблюдалось. После измерений образцы помещались в сушильный шкаф, в котором при температуре 104 °С он находились в течении 24 часов. Далее осуществлялось очередное взвешивание нагретых образцов, так, что дополнительная влага не успевает адсорбироваться, в результате которого определялась масса сухого образца. Зная массу сухого образца m_d и массу воды добавленную в образец m_w , мы можем определить весовую влажность m_g .

2.2. Калориметрические измерения

Калориметрические измерения проводились на дифференциальном сканирующем калориметре DSC 204 F-1 Phoenix (NETZSCH, Германия). Измерения проводились для образцов с различной влажностью от 0,139 до 0,69 г/г (были измерены 20 образцов), и в диапазоне температур от –40 до 20 °С, в режиме нагревания. Образец был помещен в измерительный алюминиевый контейнер для проведения измерений. Контейнер имел форму цилиндрической чашечки, диаметром 5 мм, который закрывался крышкой и герметизировался с помощью специального пресса.

Измерительный контейнер помещался в калориметр, где находился идентичный контейнер с эталонным веществом. В начале измерений образец был охлажден до температуры –40 °С, после чего температура образцов повышалась с постоянной скоростью 5 К/мин. При этом температура исследуемого образца изменяется с некоторым временным запаздыванием, так как между исследуемым образцом и эта-

лонным веществом существует определенное сопротивление. О величине мощности теплового процесса судят по разности температур между ячейками. В результате calorиметрических измерений были записаны ДСК сигналы для образцов с различной влажностью. В качестве примера на рисунке 2.1 представлены значения ДСК сигналов, при нагревании образца. Из рисунка следует, что увеличение влажности образца приводит к увеличению поглощённого тепла. Так же из рисунка 2.1 видно, что для всех влажностей кроме $m_g = 0,146$ г/г, наблюдается поглощение тепла, и соответственно для этих влажностей наблюдается ФП.

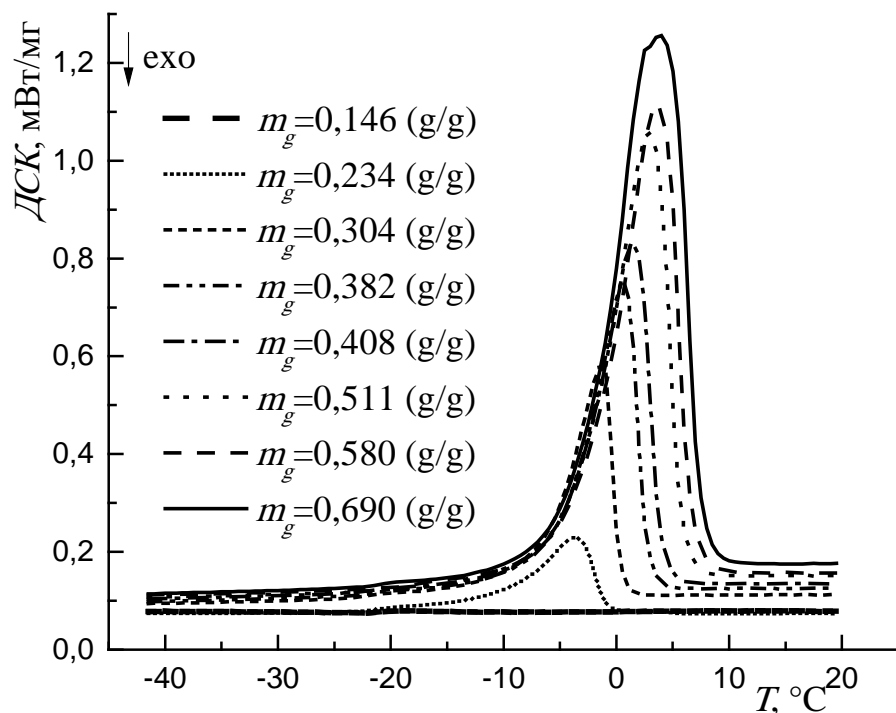


Рисунок 2.1 – Эндотермический сигнал образцов Na-бentonитовой глины

Чтобы определить в каком диапазоне влажностей ФП не наблюдается, были проведены измерения с меньшими влажностями, такими как: $m_g = 0,139$ г/г, $m_g = 0,146$ г/г, $m_g = 0,155$ г/г. Для влажностей меньше $m_g = 0,155$ г/г обнаружено, что ФП не наблюдается, так как не наблюдается поглощения тепла. Количество поглощённого тепла приведены на рисунке 2.2 как функция влажности образца. Данные измерений показанные на рисунке 2.2, позволяют найти верхний

предел значений влажностей при которых в образцах содержится только незамерзающая вода. Для достижения этой цели осуществим аппроксимацию в виде кусочно-ломаной прямой линии измеренных данных на рисунке 2.2. На данном рисунке видно, что есть точка, которая отделяет образцы с влажностью где нет поглощения тепла от образцов с влажностью которые поглощают тепло. Данная точка обозначена как $m_{gt} = 0,166$ г/г – это максимальная весовая влажность до достижения которой, вода в образцах не испытывает ФП. Фазовые переходы в измеряемой бентонитовой глине наблюдаются при влажностях $m_g > m_{gt}$. При этом количество поглощенного тепла прямо пропорционально превышению влажности данного образца над максимальной весовой влажностью, ниже которой вода в образце не испытывает ФП. Следовательно, если влажность образца меньше 0,166 г/г, то содержится только незамерзающая вода, в измеряемом температурном диапазоне.

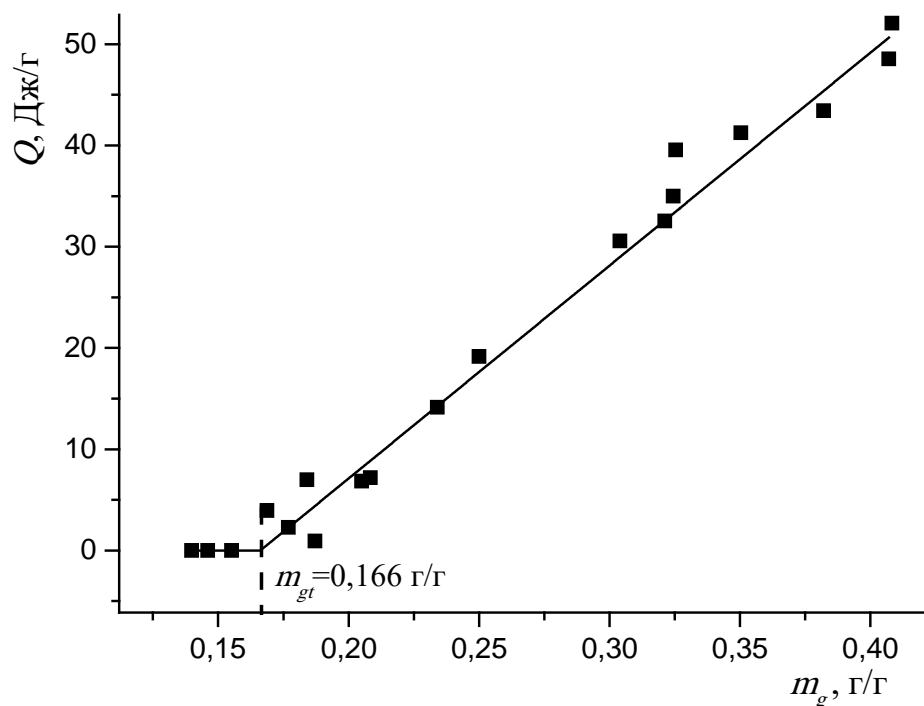


Рисунок 2.2 – Поглощенная теплота фазового перехода в почве в зависимости от массовой влажности образца

Таким образом в соответствии с результатами показанными на рисунке 2.2, ФП испытывает только та доля воды, равная превышению воды в образце относительно максимального количества незамерзающей воды, которая присутствует в

образце с весовой влажностью $m_{gt} = 0,166$ г/г. Зная максимальную весовую влажность до достижения которой, вода в образцах не испытывает ФП, мы можем рассчитать, то количество воды в образце Δm_w , которое будет испытывать ФП, используя формулу:

$$\Delta m_w = (m_g - m_{gt})m_d, \quad (51)$$

где m_d – масса сухого образца в (г), m_g – общая весовая влажность образца в (г/г). Применяя формулу (51), мы можем построить зависимость теплоты, которая поглощается при фазовом переходе, от количества воды Δm_w , испытывающей ФП при различных весовых влажностях. Эта зависимость показана на рисунке 2.3.

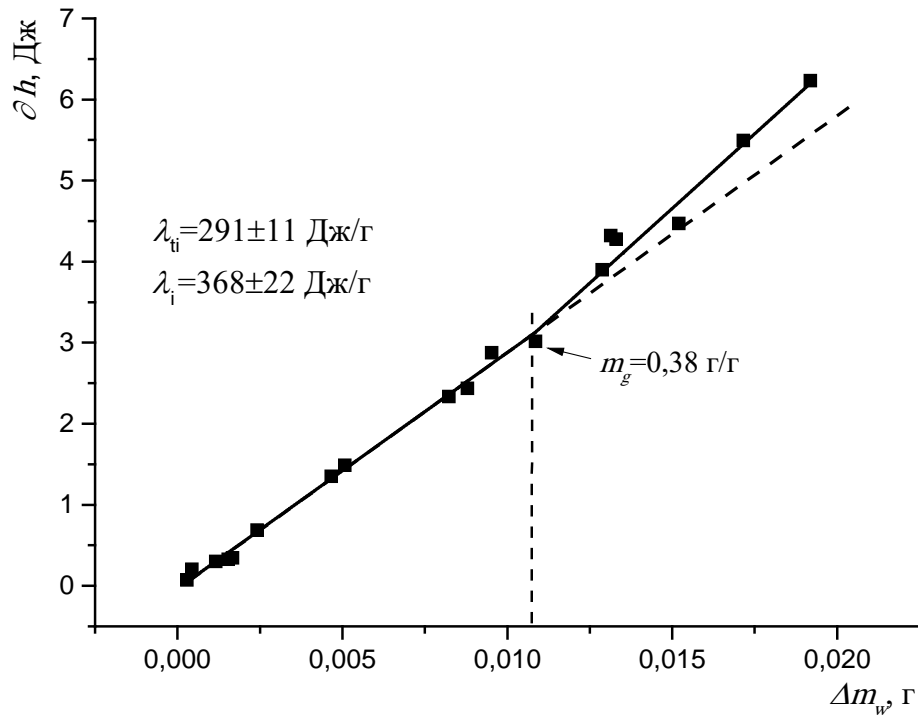


Рисунок 2.3 – Количество теплоты, поглощенное водой во время фазового

Данные для теплоты, поглощенной водой во время фазового перехода, приведенные на рисунке 2.3 хорошо аппроксимируются кусочно-линейной функцией. Тангенсы углов наклона отрезков этой кусочно-ломаной линии равны значениям удельной теплоты плавления $\lambda_{ti} = 291 \pm 11$ Дж/г, $\lambda_i = 368 \pm 22$ Дж/г, которые можно соотнести с фазовыми переходами льда в разные компоненты незамерзшей воды. Известно, что при увеличении влажности до некоторого переходного значения вода в почве находится в связанном состоянии, а при дальнейшем увеличении

влажности сверх определенного значения, дополнительная доля воды находится в несвязанном состоянии [37]. Поэтому можно предположить, что найденное значение λ_{ti} является удельной теплотой плавления ФП льда в незамерзшую связанную воду, а λ_i – удельной теплотой плавления при фазовом превращении льда в несвязанную воду.

Таким образом проводя ДСК измерения с образцами различной влажности удается установить, что в диапазоне весовых влажностей от 0,166 до 0,38 г/г наблюдается ФП льда в незамерзшую связанную воду, кроме упомянутого выше фазового перехода, при весовых влажностях больше 0,38 г/г, наблюдается ФП льда в несвязанную почвенную воду. Принимая это во внимание, мы можем рассматривать значение влажности $m_g = 0,38$ г/г как максимальное содержание незамерзшей связанной воды, определенное калориметрическим методом. При этом удается найти следующие параметры фазового перехода: максимальное количество незамерзающей воды, максимальное количество незамерзшей связанной воды, значения скрытой теплоты плавления, соответствующей переходу льда в незамерзшую почвенную воду, и переходу льда в незамерзшую несвязанную почвенную воду. Ранее в [36; 71; 74] при калориметрических измерениях с образцами с фиксированной влажностью такие исследования не проводились.

Важной характеристикой мерзлых грунтов является зависимость количества незамерзшей воды от температуры [36; 71; 74; 79]. Для того чтобы определить зависимость количество незамерзшей воды от температуры был проведен следующий эксперимент. Образец с влажностью $m_g = 0,51$ г/г охладили до температуры $T = -40$ °С, далее этот образец нагрели до температуры $T = -15$ °С с постоянной скоростью 5 К/мин и выдержали в течении 10 мин. Далее снова охладили до $T = -40$ °С, после чего нагрели до $T = -10$ °С, так же выдержав в течении 10 мин. Такие эксперименты провели еще для температур -7 , -5 , -4 , -3 , -2 и -1 °С. При этом было определено количество теплоты, поглощенное в каждом цикле.

Зная общее количество тепла Δh , которое выделяется в каждом измеренном диапазоне температур, (Рисунок 2.4), мы можем рассчитать количество незамерзшей воды m_u (г/г), которое возникает при фазовом переходе:

$$m_u = \frac{\Delta h}{\lambda_{ti} m_d} + m_{gt}. \quad (52)$$

Из рисунка 2.4 видно, что ДСК сигналы, полученные при достижении до конкретной отрицательной температуры, совпадают с ДСК сигналом полученным для полного цикла оттаивания от -40 до 20 °С. Следовательно, можно сделать вывод, что подобный эксперимент проводить не обязательно, поскольку каждый отдельный сигнал ДСК с более узким температурным интервалом может быть воспроизведен как часть более широкого сигнала ДСК, соответствующего этому узкому температурному интервалу. Подобный метод был использован в [126]. В настоящей работе экспериментально подтвержден метод предложенный в работе [126].

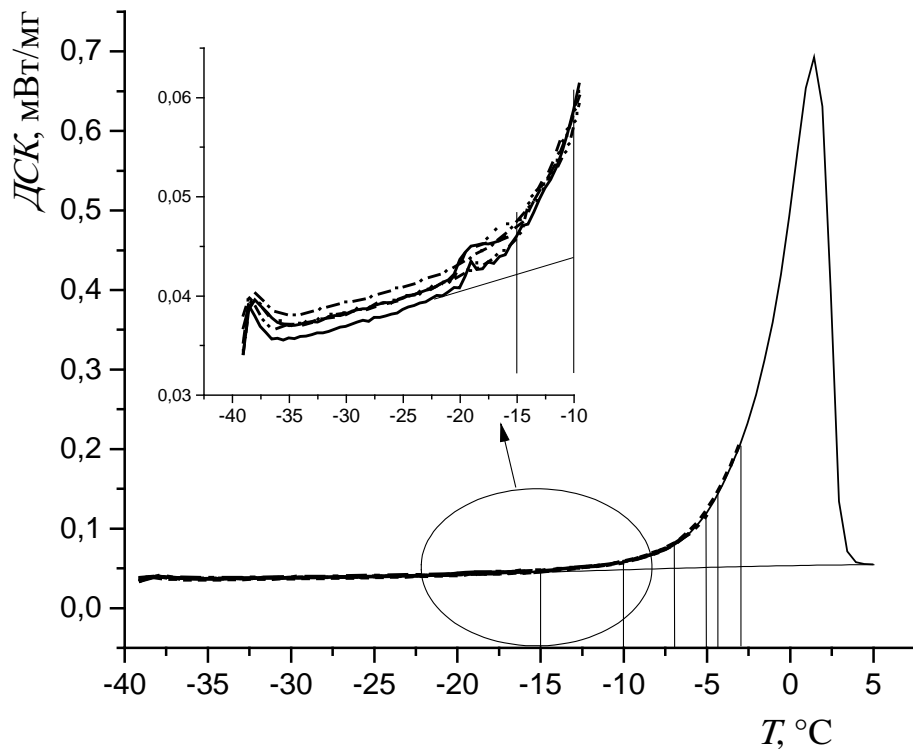


Рисунок 2.4 – Зависимость ДСК сигналов от температуры

Результаты для количества незамерзшей воды в зависимости от температуры, полученные из данного эксперимента, отображены на рисунке 2.5. Как видно из рисунка 2.5 с возрастанием температуры увеличивается количество незамерзшей

воды по некоторому нелинейному закону. При расчетах количества незамерзшей воды, показанной на рисунке 2.5, было использовано значение скрытой теплоты плавления, соответствующей переходу льда в связанную незамерзшую почвенную воду, считая, что вся незамерзающая вода находится в связанном состоянии при температурах $T < 0$ °С. Сравнивая результаты содержания незамерзшей воды, полученные в работе [74], в которой используется Na-бentonитовая глина (см. Рисунок 2.5), и наши результаты, мы рассчитали нормализованное стандартное отклонение, которое составляло 20,8 % для данных полученных в [74] от данных полученных нами. Отклонения полученных нами данных от данных измеренных в работе [74] возникают за счет того, что образцы бентонитовой глины были собраны в разных географических районах, а так же отличалось содержание глинистой фракции (в исследованиях из [74] содержание глинистой фракции равно 92%). В тоже время, из рисунка видно, что качественно оба графика имеют идентичные зависимости, из чего можно сделать вывод, что результаты, полученные в настоящей работе, можно считать верными.

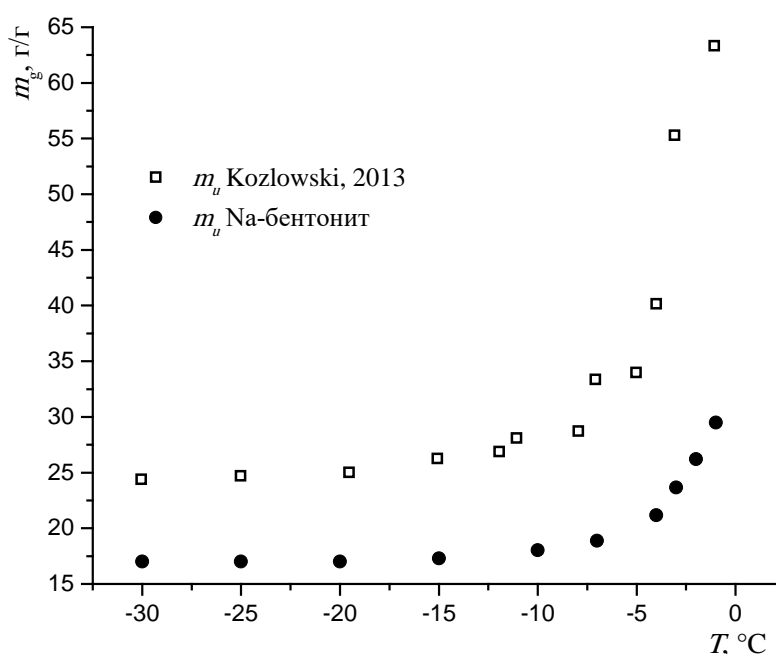


Рисунок 2.5 – Температурные зависимости количества незамерзшей воды m_u , полученное с помощью калориметрического метода. Заполненные символы – это m_u , найденное для Na-бентонитовой глины, исследуемой в настоящей работе, пустые символы – это m_u найденное для Na-бентонитовой глины в работе [74]

2.3. Диэлектрические измерения

В ходе калориметрических измерений была получена температурная зависимость массы незамерзшей воды, которая возникает в результате ФП. С другой стороны, незамерзшая вода могла быть идентифицирована по методике предложенной в [38; 93; 114], из данных диэлектрических измерений, в предположении что изменение массы незамерзшей связанной воды происходит за счет ФП. Для получения необходимых экспериментальных данных, позволяющих применить диэлектрический метод исследования фазовых переходов почвенной воды были проведены измерения ПП и НКЗ Na-бentonитовой глины в режиме нагревания от -30 до 0 °C.

Измерения КПП влажных образцов Na-бentonитовой глины производились с помощью векторного анализатора цепей Agilent. Измеряемый образец почвы с заданной влажностью помещался в контейнер, выполненный в виде коаксиального волновода. Длина контейнера составляла 37 мм, его радиус – 7 мм и радиус центрального проводника – 3 мм. При заполнении измерительного контейнера почва уплотнялась с помощью цилиндрического пестика с целью минимизировать пустоты в образце. С обеих сторон измерительный контейнер закрывался тефлоновыми шайбами, что препятствовало изменению объема образца, при изменении температуры замерзшего образца почвы. Далее измерительный контейнер подключался к векторному анализатору цепей и проводились измерения амплитуды и фазы компонентов матрицы рассеивания S_{11} и S_{12} в диапазоне частот от 0,05 до 15 ГГц. С помощью методики, изложенной в [127; 128] с использованием S -элементов матрицы рассеяния, были получены частотные спектры действительной и мнимой части КПП n_s^* бентонита. Изотермические измерения проводились с использованием камеры тепла и холода SU-241 Espec. Для управления изотермическими измерениями была разработана комбинированная система, состоящая из камеры и сетевого анализатора, с использованием интерфейса RS-232 и набора встроенных команд. Эта система позволяет задавать последовательность температур, при которых спек-

тры матрицы рассеяния измеряются изотермически. После того, как система контроля температуры переключает камеру на следующую заданную температуру, система начинает контролировать среднеквадратичные отклонения между значениями спектров S_{11} , которые измеряются каждую секунду. После того, как значение среднеквадратичного отклонения уменьшается до значения ниже 0,01, записываются элементы S_{11} , S_{22} , S_{12} , S_{21} . После завершения записи система переключает камеру на следующую заданную температуру, и процесс установления температурного равновесия между образцом и камерой повторяется. Наибольший интервал времени при переходе от одной температуры измерения к другой наблюдается при больших значениях влажности образца, которая принимает следующие ориентировочные значения: от 40 до 60 мин для интервалов температур $-15 < T < -1$ °С, от 20 до 30 мин для интервалов температур $-30 < T < -15$ °С и около 20 мин при $T > 0$ °С.

Для восстановления спектра КПП влажных образцов почвы применялся алгоритм, разработанный в работе [128], используя измеренные данные матрицы рассеяния S_{11} и S_{12} для измерительного коаксиального контейнера. Этот алгоритм позволяет восстанавливать действительную и мнимую части КДП, ε' и ε'' , в диапазоне частот от 345 МГц до 15 ГГц с ошибкой равной менее 10%.

Далее проведем анализ частотной зависимости величин m_{g1} и m_{g2} полученных в результате аппроксимации измеренных ПП и НКЗ в диапазоне частот измерений. В качестве примера на рисунке 2.6 показаны измеренные на некоторых частотах и при температуре $T = -10$ °С приведенные ПП и НКЗ На-бентонитовой глины в зависимости от весовой влажности. На рисунке также сплошными линиями показаны результаты аппроксимации с использованием формул (27) и (28).

Полученные частотные зависимости максимального содержания незамерзшей прочносвязанной воды m_{g1} и максимального содержания общего количества связанной воды (общее количество незамерзшей воды, найденное с помощью диэлектрического метода) m_{g2} для всех частот из диапазона измерения на температуре

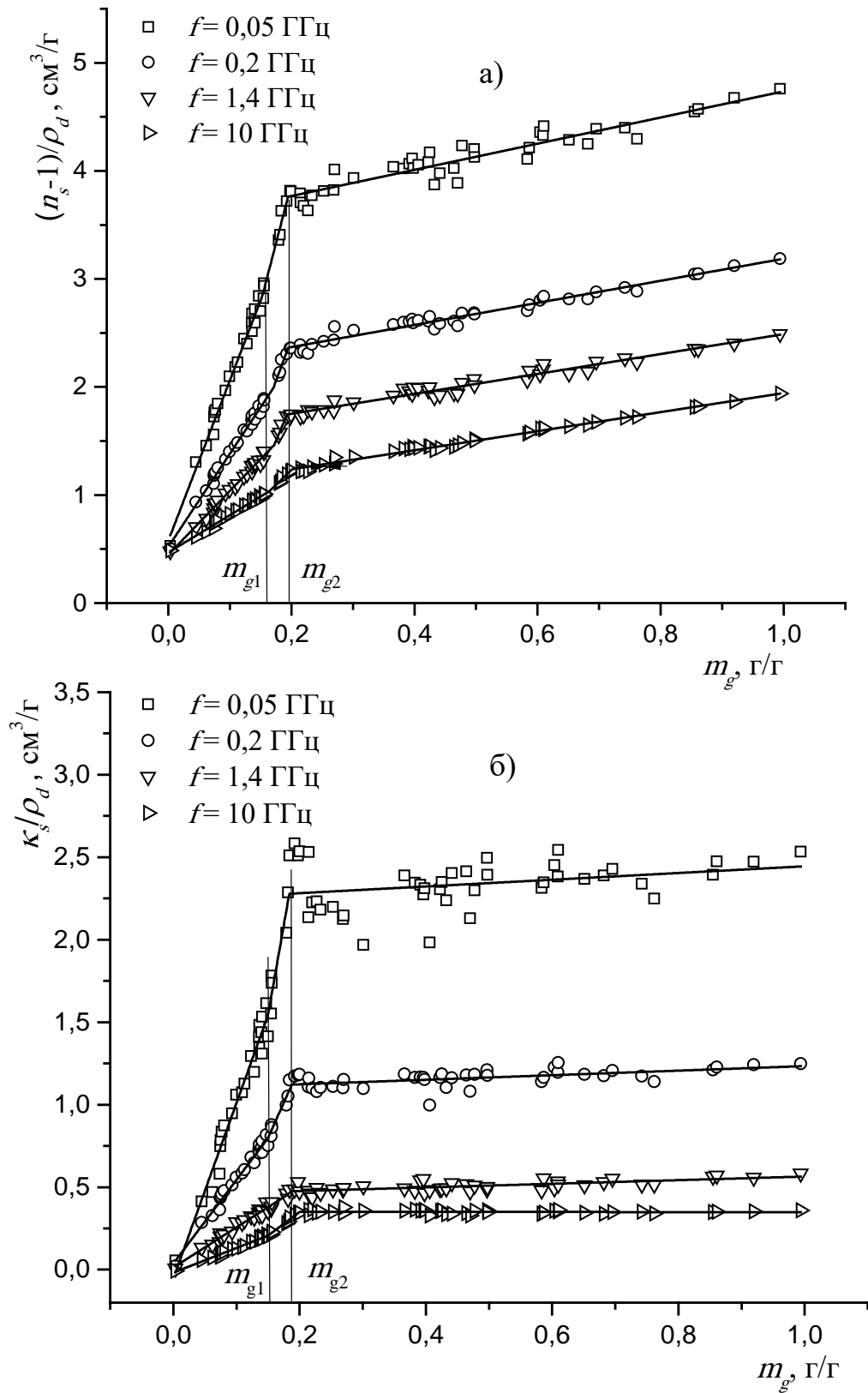


Рисунок 2.6 – Приведенные ПП, $\frac{n_s - 1}{\rho_d}$ (а), и НКЗ, $\frac{\kappa_s}{\rho_d}$ (б), в зависимости от массовой влажности, измеренные при температуре $T = -10^\circ\text{C}$.

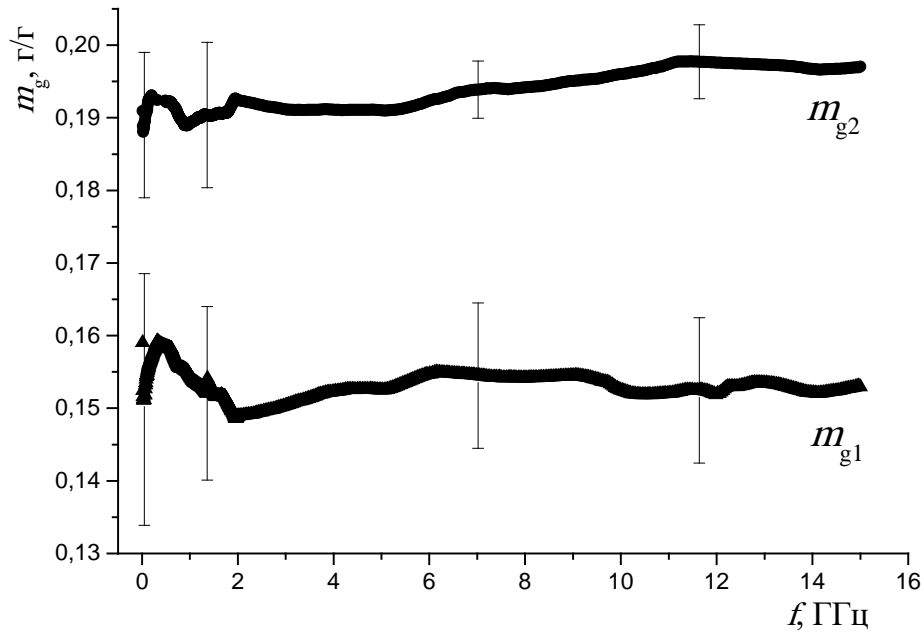


Рисунок 2.7 – Максимальное содержание прочносвязанной воды m_{g1} и максимальное содержание общего количества связанной воды m_{g2} в зависимости от частоты при температуре $T = -10$ °С

$T = -10$ °С показаны на рисунке 2.7. Также на рисунке 2.7 приведены ошибки измерения m_{g1} и m_{g2} . Из рисунка 2.7 видно, что изменения величин m_{g1} и m_{g2} во всем диапазоне измеряемых частот находятся в пределах погрешности измерения. Таким образом, предполагая, что величины m_{g1} и m_{g2} не зависят от частоты, могут быть использованы формулы (48) и (49) для оценки их значений в частотном диапазоне измерений. Уравнения (48) и (49) усредненные по частоте для приведенных ПП и НКЗ так же были применены и для остальных температур.

На рисунке 2.8 для некоторых температур символами показаны в зависимости от влажности измеренные приведенные ПП и НКЗ бентонита, усредненные в диапазоне частот измерения от 0,05 до 15 ГГц, что соответствует средней частоте 4,6 ГГц. Сплошными линиями показаны результаты аппроксимации с использованием формул (48) и (49). Можно заметить, что экспериментальные значения приведенных ПП и НКЗ Na-бентонитовой глины хорошо описываются кусочно-линейной функцией от влажности с тремя линейными участками, которые отделяются друг от друга переходными значениями m_{g1} и m_{g2} . При этом, каждому участку

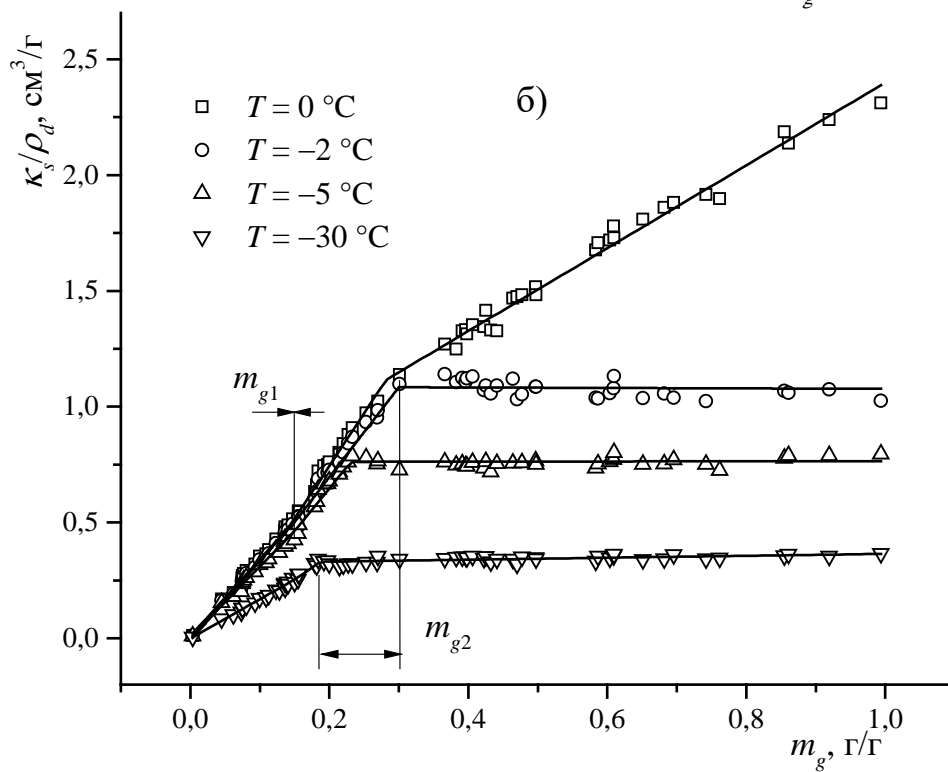
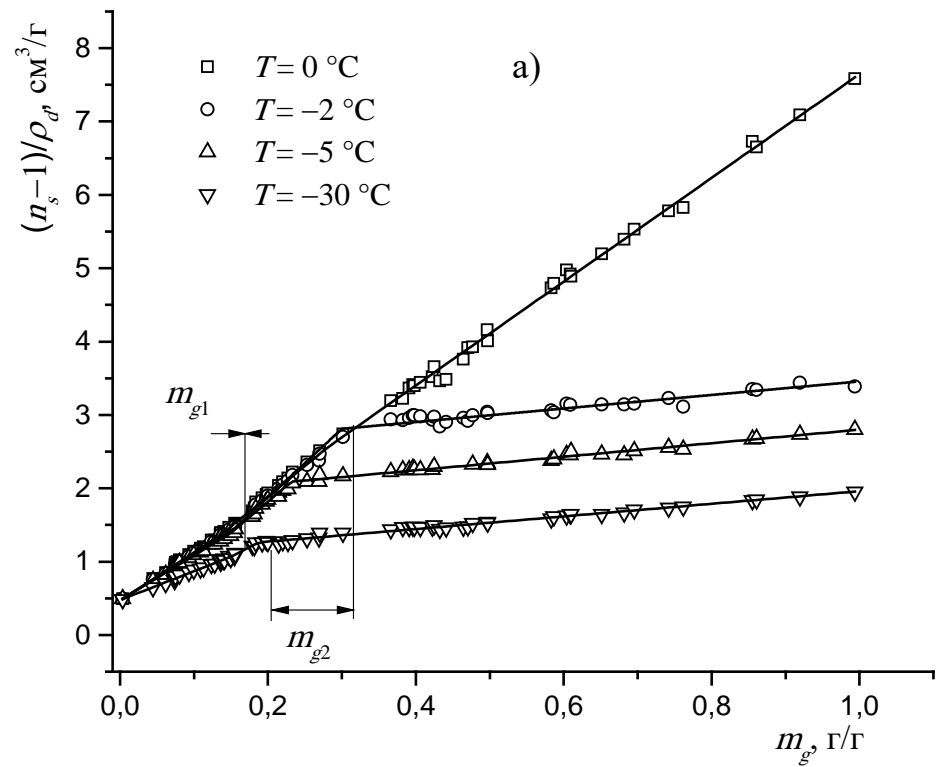


Рисунок 2.8 – Приведенные ПП, $\frac{n_s - 1}{\rho_d}$ (а), и НКЗ, $\frac{\kappa_s}{\rho_d}$ (б), в зависимости от массовой влажности

кусочно-линейной функции можно поставить в соответствие определенную компоненту почвенной воды. Дальнейший анализ проведен для области температур $T < 0$ °С для исследования свойств воды в почве в области фазовых переходов. Как видно из рисунка 2.8, в диапазоне влажностей $m_g > m_{g2}$, наклон соответствующего участка слабо зависит от температуры и соответствующий этому наклону ПП воды принимает значения $1,9 \pm 0,1$, что близко значению ПП льда в рассматриваемом диапазоне частот 1,73 [95]. Отсюда можно сделать вывод, что эти участки ломанных линий соответствуют компоненте почвенной воды в виде льда. В диапазоне влажностей $m_{g1} < m_g < m_{g2}$ наклоны приведенных ПП и НКЗ к оси влажности заметно выше, чем наклон линии, соответствующий льду, и, к тому же, с повышением температуры постепенно увеличиваются, найденные из этих наклонов показатели преломления близки к величинам ПП рыхлосвязанной воды в талой почве. Так, например, при температуре $T = -10$ °С найденные из тангенсов углов наклонов рассматриваемых зависимостей, ПП и НКЗ рыхлосвязанной воды равны $10,3 \pm 0,6$ и $3,7 \pm 0,3$, тогда как для температуры $T = 0$ °С, эти величины равны $10,3 \pm 0,2$ и $5,8 \pm 0,2$, соответственно. Следовательно, можно заключить, что данный участок кусочно-линейных зависимостей, приведенных ПП и НКЗ относится к незамерзшей рыхлосвязанной воде. Значения ПП и НКЗ, оцененные таким же образом, в диапазоне влажностей $m_g < m_{g1}$ больше этих величин, соответствующих значениям для льда и меньше ПП и НКЗ, полученных для незамерзшей рыхлосвязанной воды. Кроме того, оцененные ПП и НКЗ близки к значениям, соответствующим прочносвязанной воде в талых почвах (для данного участка влажностей при $T = -10$ °С ПП равен $6,7 \pm 0,1$ и НКЗ равен $2,7 \pm 0,1$; при $T = 0$ °С ПП равен $8,9 \pm 0,3$ и НКЗ равен $4,3 \pm 0,3$). Таким образом, участок $m_g < m_{g1}$ должен быть отнесен к незамерзшей прочносвязанной воде.

На рисунке 2.9 показаны максимальное содержание прочносвязанная воды m_{g1} и максимальное содержание общего количества связанной воды m_{g2} в зависимости от температуры. Величина m_{g2} соответствует максимальному количеству

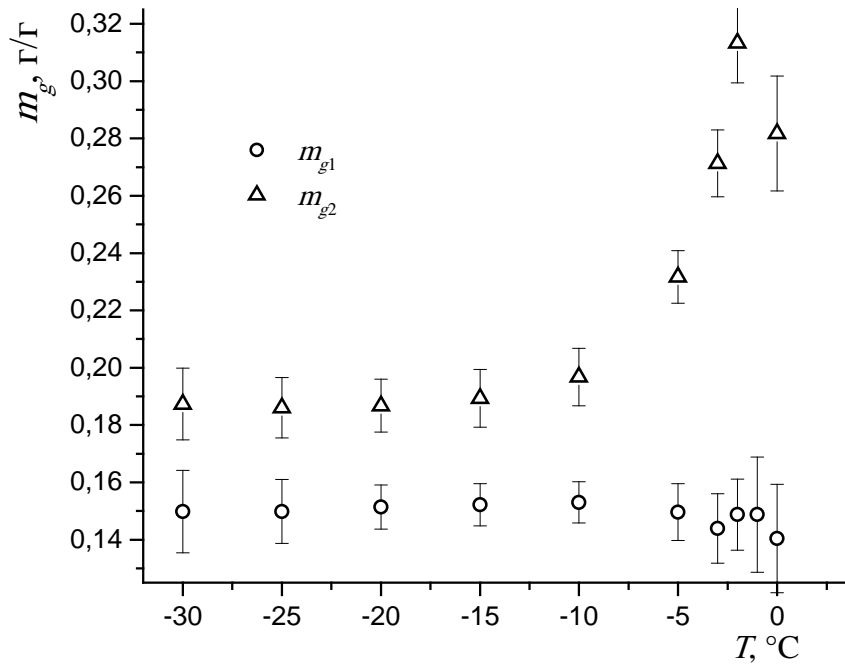


Рисунок 2.9 – Температурные зависимости максимального содержания прочно связанной воды m_{g1} , максимального содержания общего количества связанной воды m_{g2} , полученные с помощью диэлектрического метода

незамерзшей воды, найденному с помощью диэлектрических измерений. Также на рисунке 2.9 видно, что значение максимального содержания прочно связанной воды остается неизменным во всем диапазоне температур измерения. Следовательно, можно заключить, что отсутствует массообмен между прочно связанной водой и другими компонентами воды в мерзлых почвах при изменении температуры. Поэтому, все количество незамерзшей прочно связанной воды должно быть классифицировано как незамерзающая вода, т.е. вода, которая не участвует в процессах фазового перехода в рассматриваемом диапазоне температур. В температурном диапазоне от -30 до -20 °C зависимость m_{g2} испытывает насыщение, стремясь в пределе к значению $m_{g2} = 0,19$ г/г. Это означает постепенное прекращение массового обмена между льдом и незамерзшей связанной водой. Поэтому, значение $m_{g2} = 0,19$ г/г в диапазоне температур от -30 до -20 °C может быть определено как максимальное количество незамерзающей воды, найденное с помощью диэлектрического метода, в дальнейшем эту величину будем обозначать m_{g2nz} . Таким образом, незамерзающая вода в мерзлых почвах во всем температурном диапазоне измерений, как показано на рисунке 2.9, состоит из незамерзающей прочно связанной

воды в количестве $m_{g1} = 0,15$ г/г и незамерзающей рыхлосвязанной воды в количестве $m_{g2nz} - m_{g1} = 0,19 - 0,15 = 0,04$ г/г. В температурном диапазоне от -20 до 0 °С максимальное содержание незамерзшего общего количества связанной воды возрастает почти в два раза за счет уменьшения количества льда. При этом, количество воды, которое возникло в результате таяния льда, равно $(m_{g2} - m_{g2nz})$, и эта часть воды должна быть отнесена к незамерзшей рыхлосвязанной воде.

2.4. Сравнительный анализ исследования фазовых переходов калориметрическим и диэлектрическим методами

Чтобы сравнить результаты полученные с помощью калориметрического и диэлектрического методов, был проведен анализ температурных зависимостей максимального содержания прочносвязанной воды m_{g1} , максимального содержания общего количества связанной воды m_{g2} , полученные с помощью диэлектрического метода, и количества незамерзшей воды m_u , полученное с помощью ДСК. Результаты полученных зависимостей приведены на рисунке 2.10. Из рисунка 2.10 следует, что значения максимального содержания незамерзшей связанной воды, полученное с помощью диэлектрического метода (m_{g2}) с одной стороны и с помощью калориметрического метода (m_u) с другой стороны, находятся в хорошем соответствии друг с другом, при этом среднеквадратическое отклонение (СКО) m_{g2} от величины m_u составляет 0,026, а коэффициент детерминации (R^2) равен 0,71. Поскольку, калориметрический метод предполагает измерение поглощенного тепла, которое пересчитывается в количество незамерзшей воды, то это доказывает ее возникновение в следствии ФП. Кроме того, поскольку масса незамерзшей воды совпадает с величиной, полученной из диэлектрических измерений, то максимальное содержание общего количества связанной воды m_{g2} также соответствует незамерзшей воде, возникающей в следствии ФП. Небольшие расхождения между величинами, измеренными с помощью диэлектрического и ДСК методов могут быть

объяснены тем, что плотности сухого сложения образцов с одинаковыми влажностями отличаются друг от друга. Это происходит из-за особенностей процедуры диэлектрических измерений, где образец почвы должен быть тщательно уплотнен в измерительном контейнере (см. [5]), тогда как в калориметрических измерениях специальное уплотнение не применяется.

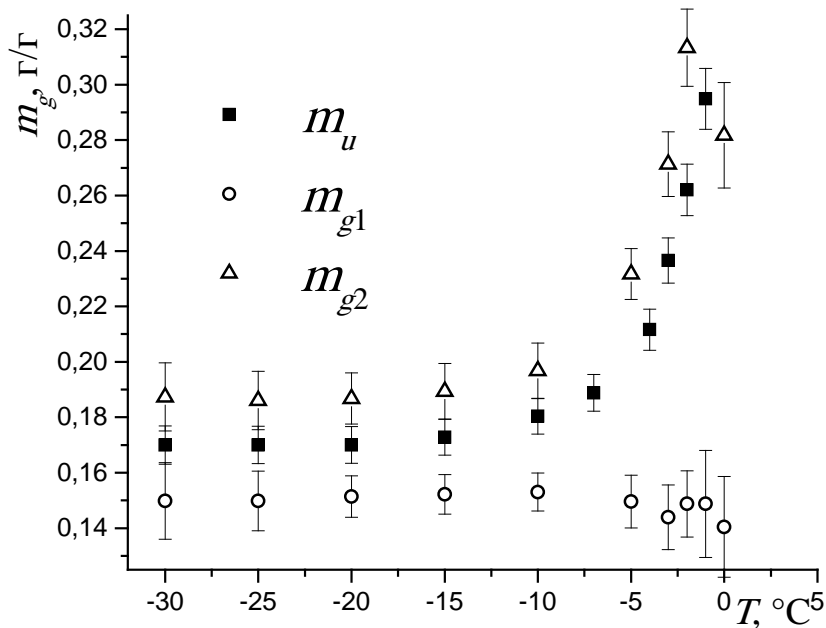


Рисунок 2.10 – Температурные зависимости максимального содержания прочно связанной воды m_{g1} , максимального содержания общего количества связанной воды m_{g2} , полученные с помощью диэлектрического метода, и количества незамерзшей воды m_u , полученное с помощью калориметрии

На рисунке 2.11 показано приращение количества незамерзшей воды, возникающей в результате таяния льда, найденное двумя различными методами – калориметрическим и диэлектрическим. Степень соответствия между этими величинами была оценена с помощью среднеквадратического отклонения одной величины от другой, которое составило 0,01, а соответствующий коэффициент детерминации равен 0,93. Такое хорошее совпадение измеренных величин подтверждает возможность использовать предложенный диэлектрический метод для измерения массы жидкой воды в почве, появляющейся при фазовом переходе льда внутри почвы.

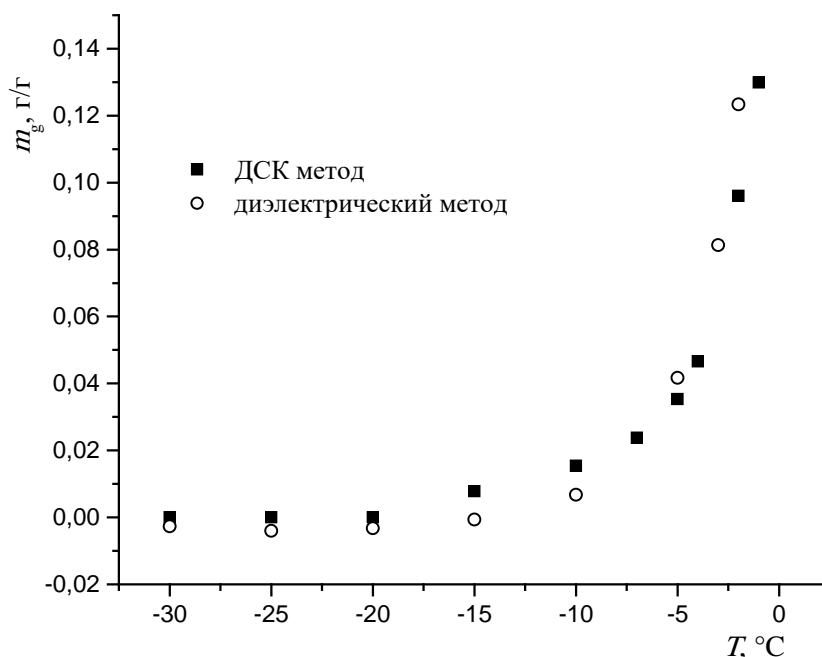


Рисунок 2.11 – Температурные зависимости количества воды, возникающей в результате таяния льда, найденные двумя различными методами, диэлектрическим и калориметрическим

При оценке скрытой теплоты плавления (см. р. 2.2) было сделано допущение, что вся незамерзшая вода, идентифицированная в калориметрических измерениях, может быть классифицирована как незамерзшая связанная вода. Такое допущение подтверждается хорошим согласованием между максимальным содержанием общего количества связанной воды, измеренное с помощью диэлектрического метода, и количеством незамерзшей воды, измеренное с помощью калориметрического метода.

В работе [6] предложена возможность оценки величины тепла, поглощенного в процессе фазового перехода льда в незамерзшую воду в почве, используя приращение массы незамерзшей воды найденное с помощью диэлектрического метода и значение удельной теплоты плавления льда в незамерзшую воду, найденное с помощью калориметрического метода.

В результате ДСК измерений была найдена удельная теплота плавления при переходе льда в незамерзшую связанную почвенную воду λ_{ti} и при переходе льда в жидкую несвязанную почвенную воду λ_i . Таким образом, это позволило пересчи-

тать температурную зависимость количества незамерзшей воды, измеренную с помощью диэлектрического метода m_{g2} в температурную зависимость поглощаемого тепла в соответствии с формулами:

$$\Delta h = \begin{cases} \lambda_{ti} \Delta m_u, & T < 0 \\ \lambda_t \Delta m_u, & T \geq 0 \end{cases} \quad (53)$$

где $\Delta m_u = (m_{g2}(T_1) - m_{g2}(T_2))m_d$ – изменение количества незамерзшей воды при увеличении температуры с величины T_1 до величины T_2 .

С помощью формулы (53), используя найденное при калориметрических измерениях значение удельной теплоты плавления λ_{ti} и m_{g2} , найденное с помощью диэлектрического метода, была вычислена скрытая теплота, поглощенная при нагревании На-бentonитовой глины от температуры $T_1 = -30$ °С до температур $T < 0$ °С. Величина λ_i использована для расчета скрытой теплоты плавления льда в несвязную воду при температуре $T = 0$ °С. Полученная зависимость скрытой теплоты от температуры для образца с влажностью $m_g = 0,510$ г/г изображена на рисунке 2.12. На том же рисунке показано значение скрытой теплоты плавления льда в бентоните, найденное с помощью калориметрических измерений. Для сравнения, на рисунке 2.12. приведено количество скрытой теплоты плавления, рассчитанное из температурной зависимости m_{g2} с использованием удельной теплоты плавления для объемной воды вне бентонита $\lambda = 334$ Дж/г [129]. При этом нормированное среднеквадратичное отклонение (НСКО) теплоты, полученной с помощью диэлектрических измерений, относительно теплоты, измеренной калориметрическим методом, составляет 23,7%. Поскольку фазовый процесс таяния льда в связанную воду наблюдается в некотором температурном диапазоне, представляет интерес производная интегральной зависимости, показанной на рисунке 2.12, что будет соответствовать поглощению теплоты водой при изменении температуры на 1 °С в

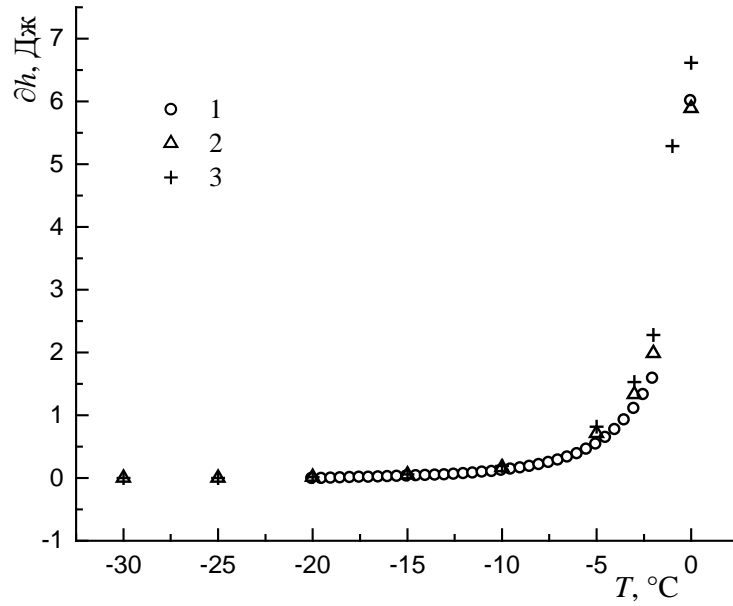


Рисунок 2.12 – Зависимость скрытой теплоты плавления льда в бентоните от температуры: 1 – найденное с помощью калориметрического метода, 2 – найденное с помощью диэлектрического метода, 3 – найденное с помощью диэлектрического метода с использованием удельной теплоты плавления для объемной воды вне бентонита $\lambda = 334$ Дж/г

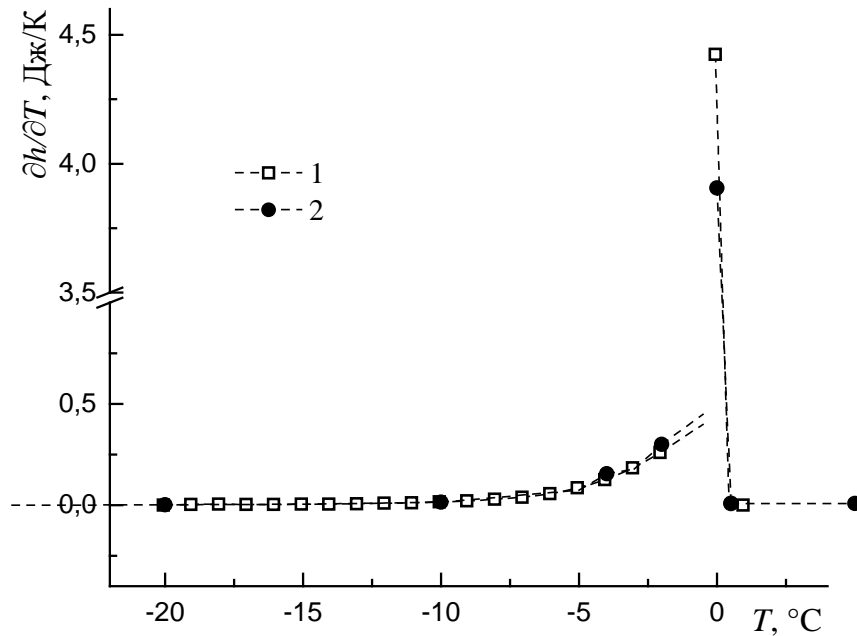


Рисунок 2.13 – Теплота, поглощенная водой при изменении температуры на 1 °C: 1 – результат калориметрических измерений, 2 – результат диэлектрических измерений

бентоните. Данная величина показана на рисунке 2.13. На том же рисунке показано количество теплоты, поглощенное водой при изменении температуры на 1 °С в бентоните, измеренное с помощью калориметрии.

Из рисунков 2.12 и 2.13 видно, что измеренные с помощью диэлектрического и ДСК методов величины скрытой теплоты, поглощенной образцом Na-бentonитовой глины в результате нагревания, близки, при этом НСКО одной величины от другой составило 12%, что существенно меньше, чем при использовании табличного значения скрытой теплоты плавления воды. Однако, использование табличного значения удельной теплоты плавления объемной воды может быть целесообразно при оценке с помощью диэлектрического метода поглощенной теплоты при фазовых переходах воды в почвах, т.к. позволяет избежать привлечения дополнительных калориметрических измерений с данным типом почвы. Совпадение результатов, полученных разными методами, дает основание считать возможным использовать диэлектрический метод для оценки теплоты, выделившейся или поглощенной в результате фазовых переходов воды в мерзлых почвах.

Выводы: в результате исследования фазовых переходов воды в Na-бentonитовой глине с использованием ДСК метода в диапазоне температур от –40 до 20 °С, были идентифицированы следующие компоненты воды в мерзлой почве: незамерзающая вода, незамерзшая вода и лед. Предложен метод определения количества всех идентифицированных компонент почвенной воды из данных калориметрических измерений. Получены температурные зависимости, характеризующие увеличение массы незамерзшей воды за счет уменьшения массы льда в Na-бentonитовой глине. Данные зависимости являются следствием фазового перехода льда в незамерзшую воду и наблюдаются при изменении температуры. Кроме того, с использованием данных ДСК измерений найдены значения удельной теплоты плавления в двух случаях, а именно: при переходе льда в незамерзшую связанную почвенную воду ($\lambda_{ti} = 291 \pm 11$ Дж/г), и при переходе льда в жидкую несвязанную почвенную воду ($\lambda_i = 368 \pm 22$ Дж/г). Дополнительно были найдены значения скрытой теплоты плавления, поглощенной при нагревании образца от –30 °С до заданных

температур, вплоть до температуры 0 °С. Также было найдено количество теплоты, поглощенной в процессе фазового перехода льда, при изменении температуры на 1 °С.

Используя ту же Na-бentonитовую глину в диапазоне температур от –30 до 0 °С и диапазоне массовых влажностей от сухой почвы до 1 г/г, были проведены измерения комплексной диэлектрической проницаемости, как функции температуры и влажности почвы. С использованием данных диэлектрических измерений, были идентифицированы следующие компоненты воды в мерзлой почве: прочносвязанная незамерзающая вода, рыхлосвязанная незамерзающая вода, незамерзшая рыхлосвязанная вода и лед. Используя данные диэлектрических измерений были рассчитаны температурные зависимости количества каждой компоненты почвенной воды. Температурная зависимость массы незамерзшей воды, полученная из ДСК измерений, находится в хорошем количественном соответствии с зависимостью, массы рыхлосвязанной воды полученной из данных диэлектрических измерений ($СКО=0,026$, $R^2 = 0,71$). Таким образом, было доказано, что температурная зависимость массы рыхлосвязанной воды, полученная с помощью диэлектрических измерений, является следствием фазового перехода и может быть использована при определении характеристик фазового перехода льда в незамерзшую связанную воду.

При интерпретации данных, полученных с помощью диэлектрических измерений, было сделано предположение, что все ФП в бентонитовой глине происходят исключительно за счет изменения массы льда. Количественное совпадение значений скрытой теплоты, полученной с помощью диэлектрического и ДСК методов, подтверждает это предположение. Таким образом, предложенный диэлектрический метод действительно может быть использован для определения скрытой теплоты плавления льда в почвах.

Глава 3. Диэлектрическая модель для мерзлых и талых минеральных почв на частоте 1,4 ГГц

Диэлектрические модели почвы используются при разработке алгоритмов восстановления влажности почвы на основе микроволновых радиометрических и радиолокационных данных, полученных со спутника. В дистанционном зондировании, для мониторинга влажности почвы земной поверхности, широко используются спутниковые системы на частоте 1,4 ГГц. В частности, наибольшую популярность получили такие спутниковые системы как SMOS и SMAP. В настоящее время восстановление влажности с использованием спутниковой системы SMOS [130] проходит всестороннюю валидацию на самых разнообразных почвенных покровах [131–133]. В тоже время возник интерес к мерзлым почвам и следовательно, к использованию соответствующих диэлектрических моделей. Например, такие модели применяются для объяснения вариаций радиояркостной температуры с изменением толщины мерзлого слоя почвы в умеренных широтах [32] и в субарктических районах [51]. Для решения этих возможных задач должны быть доступны диэлектрические модели как для талых, так и для мерзлых почв на частотах соответствующих спутниковым аппаратам. Одночастотные диэлектрические модели, которые создаются для конкретных спутниковых аппаратов проще в использовании и имеют меньшее количество входных параметров в отличие от спектроскопических моделей.

Диэлектрические модели, которые бы описывали экспериментальные данные как талых, так и мерзлых почв в литературе очень ограничены. Решение проблемы разработки диэлектрических моделей для мерзлых грунтов находится в начальной стадии. Наиболее успешно эта проблема решается для отдельных органических почв с содержанием органического вещества 80 – 90%. На основе диэлектрических измерений этой органической почвы была разработана одночастотная (1,4 ГГц) [134] диэлектрическая модель в диапазоне температур от –30 до 25 °С. Иная ситу-

ация наблюдается в случае минерально-мерзлых почв. Известная модель для мерзлых минеральных почв, предложенная Жангом [31], которая является модификацией модели [23] для талых грунтов, и основана на гипотезе о том, что КДП незамерзшей воды и льда, содержащийся в мерзлой почве, равна значениям КДП относящейся к воде и льду вне почвы. Таким образом, проблема разработки диэлектрической модели для мерзлых минеральных почв остается актуальной задачей.

Автором настоящей диссертации были предложены одночастотные диэлектрические модели сельскохозяйственной почвы [4; 11] и минеральных почв полуострова Ямал [5; 12]. Кроме того, данные полученные с помощью предложенных моделей будут использованы для оценки ошибок с ранее созданными диэлектрическими моделями описанными в работе [23] для талых почв, и в работе [31] для мерзлых почв.

3.1. Температурно- зависимая диэлектрическая модель на частоте 1,4 ГГц для индивидуальной талой и мерзлой сельскохозяйственной почвы

В начале была разработана диэлектрическая модель для индивидуальной естественной почвы. Образцы данной почвы были отобраны в верхнем слое на глубине до 20 см. Отбор проб почвы проводился сотрудниками кафедры почвоведения Кубанского государственного университета в степной зоне Краснодарского края, Россия. Минеральный состав почвы приведен в таблице 3.1. Результаты гранулометрического анализа были следующие: песок – 10,6%, ил – 51,35%, глина – 38,05%, согласно классификации USDA.

Подготовка образцов для диэлектрических измерений осуществлялась так же, как и для образцов Na-бентонитовой глины (см. р. 2.1), процедура измерения и получения данных КДП описана в р. 2.3. Измерения проводились в режиме нагревания. Образец охлаждали до $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, после того как температура образца достигала

заданного значения данные записывались, и температура образца повышалась до следующего установленного значения. В результате измерения были проведены в диапазоне температур от -30 до 25 °С и были получены значения приведенных ПП и НКЗ для массовых влажностей варьирующихся от 0,021 до 0,429 г/г. Плотности сухой почвы ρ_d и соответствующие массовые влажности измеренных образцов почвы приведены в таблице 3.2.

Таблица 3.1 – минеральный состав глинистого чернозема

Минеральная составляющая	Количество в %	Минеральная составляющая	Количество в %
Кварц	50–60	Хлорит	5–7
Плагиоклаз	15–20	Смектит	2–3
Слюда	10	Органика	2
Калиевый полевой шпат	10		

Таблица 3.2 – Плотности сухой почвы ($\text{г}/\text{см}^3$), ρ_d , и соответствующие массовая (г/г) и объемные ($\text{см}^3/\text{см}^3$) влажности образцов почвы, m_g и m_v

m_g	0,074	0,106	0,158	0,190	0,255	0,263	0,429
ρ_d	1,275	1,314	1,122	1,389	1,528	1,634	1,196
m_v	0,095	0,139	0,177	0,264	0,344	0,431	0,513

Значения для приведенных ПП и НКЗ были получены для талых и мерзлых образцов почвы и в качестве примера некоторые из них показаны на рисунке 3.1. Так же на рисунке 3.1 сплошными линиями показаны результаты аппроксимации

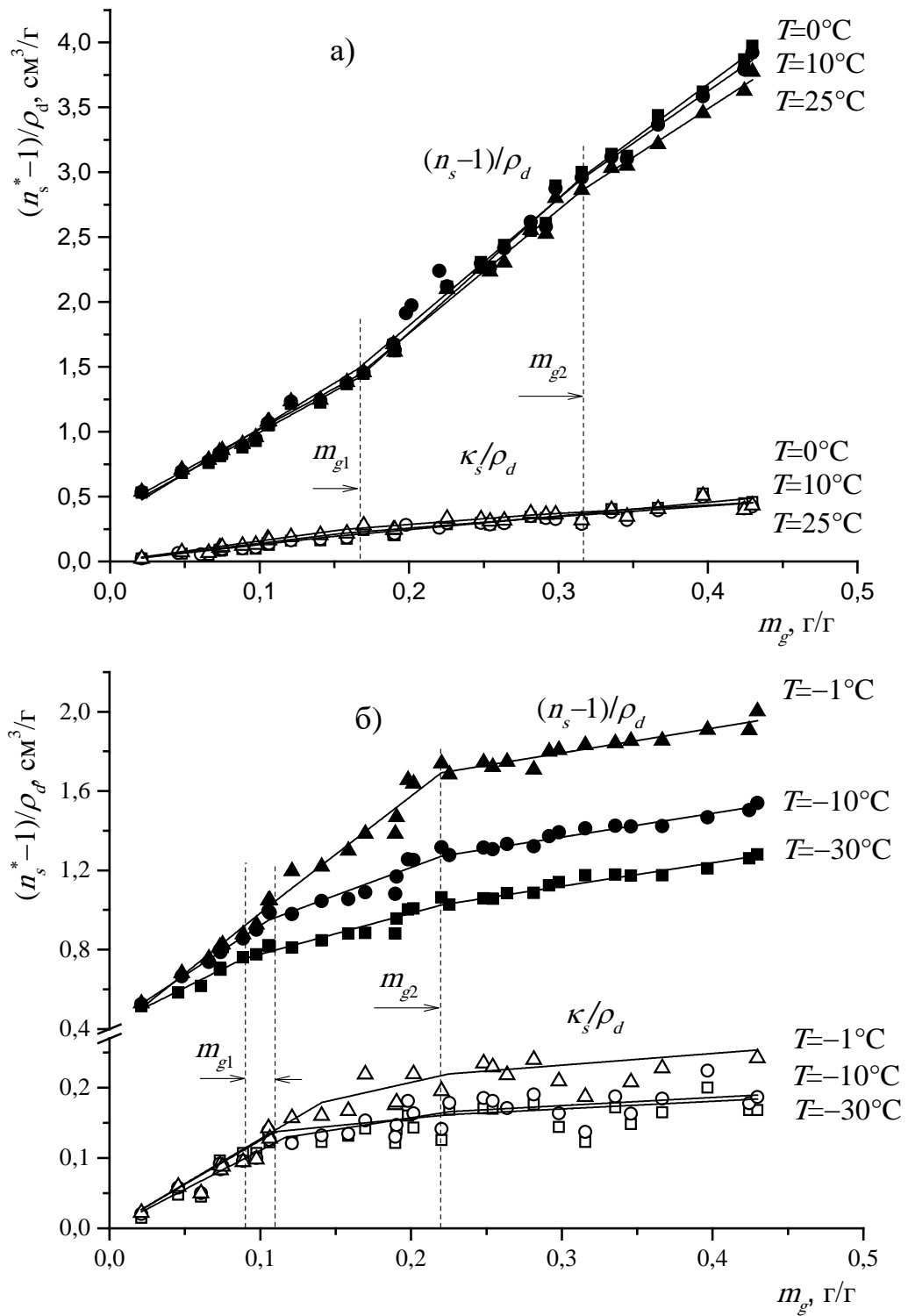


Рисунок 3.1 – Приведенные ПП, $\frac{n_s-1}{\rho_d}$, и НКЗ, $\frac{\kappa_s}{\rho_d}$, почвы как функции массовой влажности на частоте 1,4 ГГц. а) талая почва, б) мерзлая почва. Измеренные значения показаны символами. Сплошными линиями, в виде кусочно-линейной функции, показаны результаты аппроксимации полученных зависимостей

полученных зависимостей с использованием формул (27) и (28) для рефракционной диэлектрической модели.

Как видно из рисунка 3.1, кусочно-ломанные функции, определенные при аппроксимации экспериментальных данных с использованием формул (27) и (28) хорошо соответствуют измеренным данным. Каждый конкретный сегмент теоретических кусочно-ломанных линий, приведенных на рисунке 3.1 соответствует определенной компоненте воды в почве. В результате были определены значения приведенных ПП $\frac{n_s-1}{\rho_d}$ и НКЗ $\frac{k_s}{\rho_d}$ касающиеся всех компонентов почвы ($s = m, b, t, u, i$). Индексы m, b, t, u и i относятся к твердой компоненте почвы, прочносвязанной воде, рыхлосвязанной воде, несвязанной воде и льду, соответственно. Так же были определены максимальное количество прочносвязанной воды m_{g1} и общее количество связанной воды m_{g2} . При этом, приведенные ПП и НКЗ касающиеся всех компонентов почвы, а также максимальное количество прочносвязанной воды и общее количество связанной воды являются функцией температуры.

Основываясь на полученных диэлектрических данных, подобных тем, что показаны на рисунке 3.1, мы получили температурные зависимости для всех параметров из формул (27) и (28) относящихся к рефракционной диэлектрической модели влажной почвы. После этого полученные таким образом температурные зависимости параметров диэлектрической рефракционной модели, были аппроксимированы для случаев талых и мерзлых образцов почвы. Используемые для аппроксимации температурных зависимостей формулы приведены ниже:

Для почвы в талом состоянии ($0 \leq T \leq 25$ °C)

$$\begin{aligned}
m_{g1} &= 0,161 \\
m_{g2} &= 0,28 + 5,69 \cdot 10^{-5}T \\
\frac{n_m - 1}{\rho_m} &= 0,37 \\
\frac{n_b - 1}{\rho_b} &= 7,39 + 0,002T \\
\frac{n_t - 1}{\rho_t} &= 11,33 - 0,034T \\
\frac{n_u - 1}{\rho_u} &= 9,46 - 0,039T \quad , \\
\frac{\kappa_m}{\rho_m} &= 0 \\
\frac{\kappa_b}{\rho_b} &= 1,29 + 0,011T \\
\frac{\kappa_t}{\rho_t} &= 1,06 - 0,006T \\
\frac{\kappa_u}{\rho_u} &= 1,03 - 0,017T
\end{aligned} \tag{54}$$

Для почвы в мерзлом состоянии ($-30 \leq T \leq -1$ °C)

$$\begin{aligned}
m_{g1} &= 0,04 \exp\left(\frac{T}{5,69}\right) + 11 \\
m_{g2} &= 0,23 - 2,96 \cdot 10^{-5}T \\
\frac{n_m - 1}{\rho_m} &= 0,42 - 0,06 \exp(0,19T) \\
\frac{n_b - 1}{\rho_b} &= 8,84 \exp\left(\frac{T}{90,78}\right) - 1,95 \\
\frac{n_t - 1}{\rho_t} &= 4,41 \exp\left(\frac{T}{4,18}\right) + 3,26 \\
\frac{n_i - 1}{\rho_i} &= 0,26 \exp\left(\frac{T}{3,38}\right) + 2,08 \quad , \\
\frac{\kappa_m}{\rho_m} &= 0 \\
\frac{\kappa_b}{\rho_b} &= 0,86 \exp\left(\frac{T}{0,51}\right) + 1,15 \\
\frac{\kappa_t}{\rho_t} &= 0,33 \exp\left(\frac{T}{14,44}\right) + 0,17 \\
\frac{\kappa_i}{\rho_i} &= 0,07 \exp\left(\frac{T}{4,38}\right) + 0,101
\end{aligned} \tag{55}$$

В результате используя полученные зависимости от температуры и уравнения (17), (18), (27), (28), (54) и (55) можно рассчитать значения КДП на частоте 1,4 ГГц для данного типа почвы как для талого, так и для мерзлого состояния. Результаты такого расчёта показаны на рисунке 3.2. Как видно из рисунка 3.2, расчетные и измеренные значения КДП имеют хорошее совпадение друг с другом в измеряемом диапазоне температур. Таким образом получена рефракционная диэлектрическая модель, которая описывает КДП влажного глинистого чернозема как функции плотности сухой почвы, влажности почвы и температуры.

Для определения статистической ошибки предложенной модели было проведено сравнение расчетных данных с соответствующими измеренными диэлектрическими значениями. На рисунке 3.3 показаны результаты валидации расчетных значений действительной и мнимой частей КДП относительно соответствующих измеренных значений как для талых так и для мерзлых образцов почвы. Оценка статистической ошибки разработанной диэлектрической модели была проведена с точки зрения СКО, НСКО и коэффициента детерминации. Для этих целей были использованы следующие формулы:

$$\text{СКО} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - y_i)^2}{n}}, \quad (56)$$

$$\text{НСКО} = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(x_i - y_i)^2}{n}}}{\bar{x}}, \quad (57)$$

$$R^2 = 1 - \frac{\sum (x_i - y_i)^2}{\sum (x_i - \bar{x})^2}, \quad (58)$$

где x_i , y_i , \bar{x} это измеренное значение, рассчитанное значение и среднее измеренное значение соответственно; n это число измерений. В результате расчёта были получены следующие значения для СКО равное 0,43 и 0,18, НСКО равны 4 % и 10 %, а

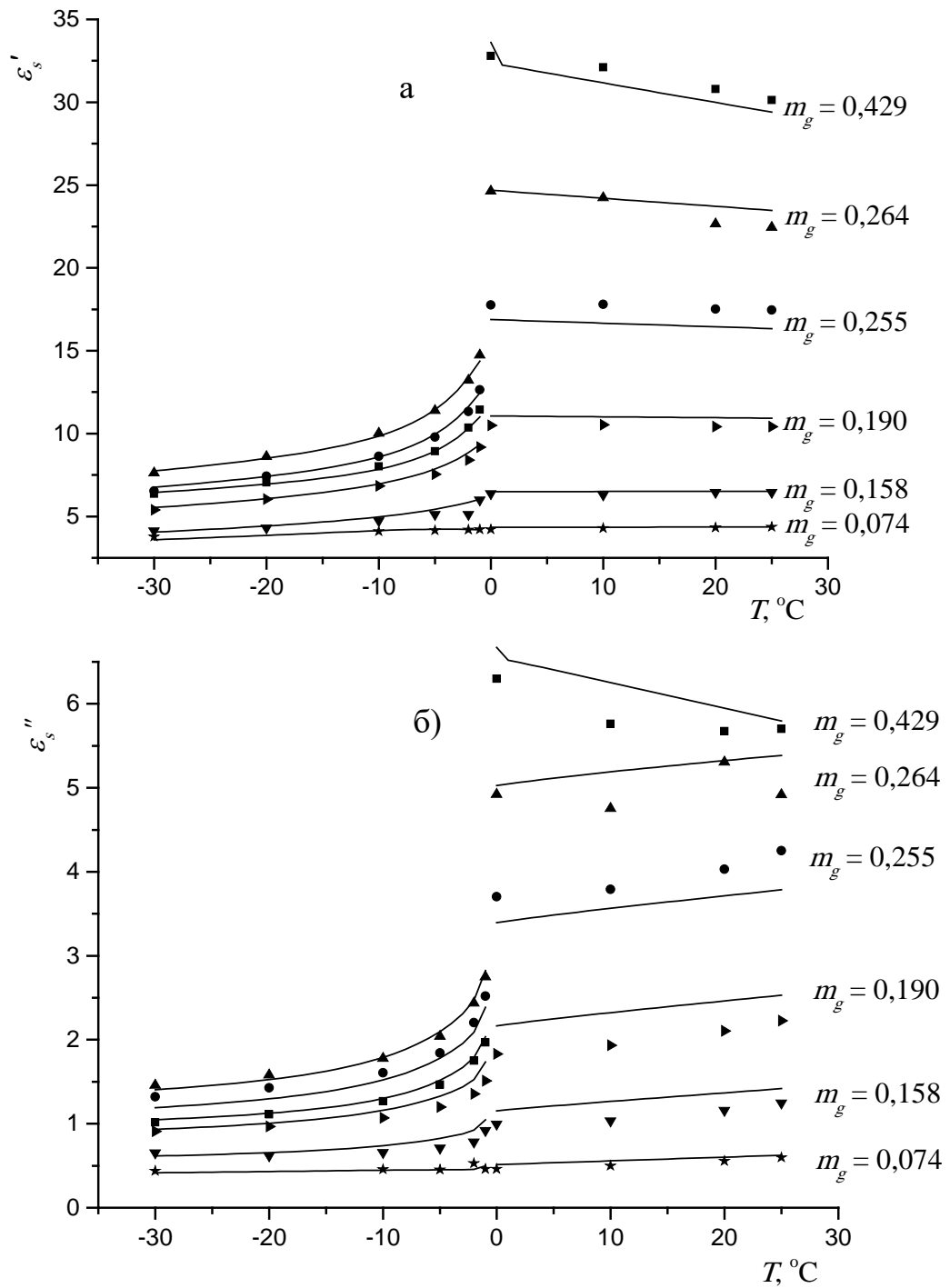


Рисунок 3.2 – КДП влажной почвы в зависимости от температуры при фиксированных массовых влажностях m_g на частоте 1,4 ГГц. а) действительная часть КДП, ϵ'_s , б) мнимая часть КДП, ϵ''_s . Измеренные и рассчитанные значения КДП отображены символами и сплошными линиями, соответственно

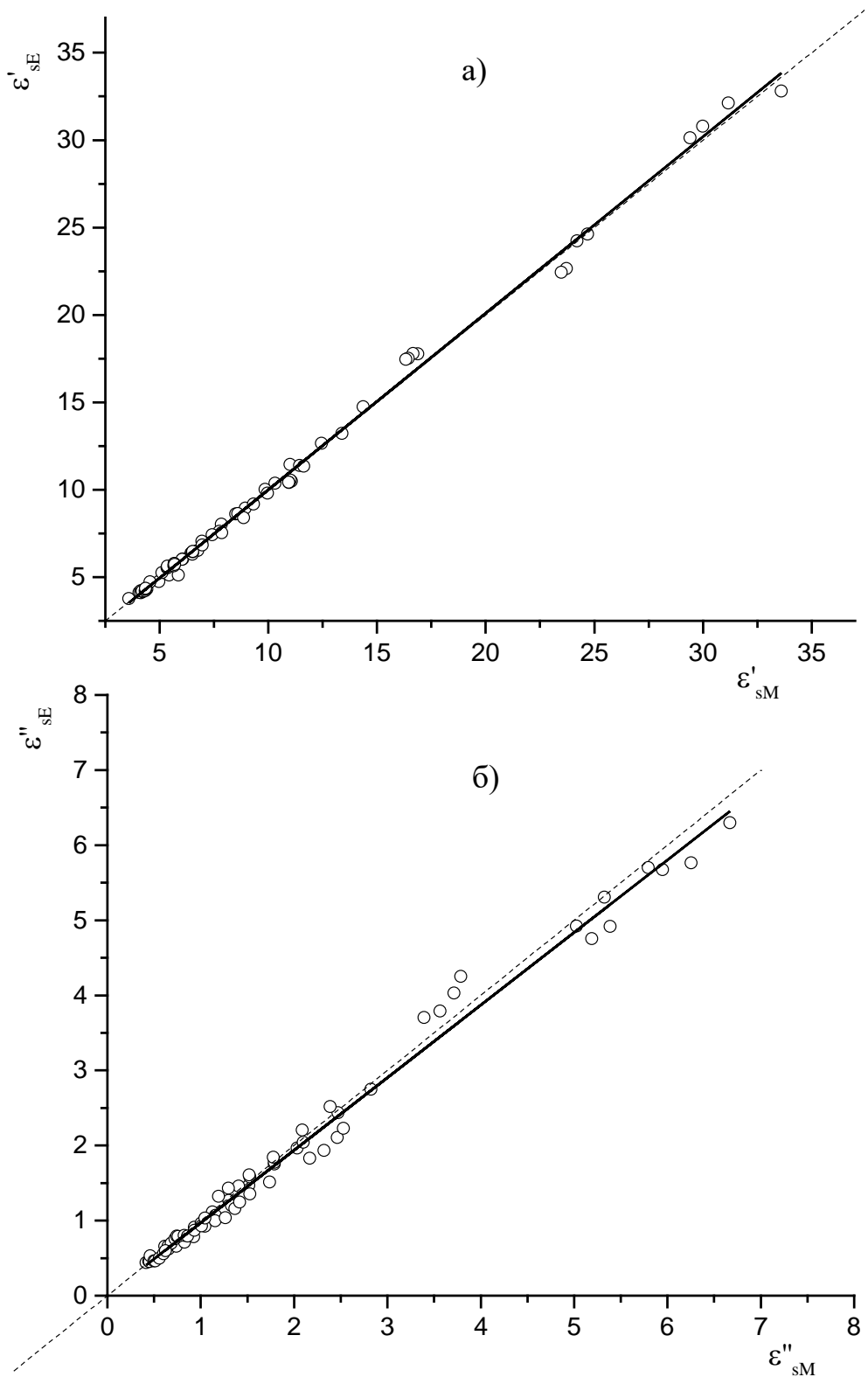


Рисунок 3.3 – Зависимость экспериментальных данных КДП влажной почвы от рассчитанных значений с помощью предложенной модели. а) действительная часть КДП, ϵ'_s , б) мнимая часть КДП, ϵ''_s . Символы – экспериментальные данные, сплошная линия – линейная аппроксимация, пунктирная линия – биссектриса

значения R^2 оказались равными 0,996 и 0,986 для действительной и мнимой частей КДП, соответственно. Полученные ошибки прогнозирования КДП вполне приемлемы для практического использования в алгоритмах дистанционного зондирования.

Краткие выводы: в данном разделе была предложена рефракционная диэлектрическая модель для глинистой черноземной почвы, как для талого так и для мерзлого состояния, на частоте 1,4 ГГц, которую используют спутниковые аппараты SMOS и SMAP. Плотность сухой почвы – это переменная модели, позволяющая адаптировать модель к значениям, наблюдаемым в естественных условиях. Модель обеспечивает прогнозирование действительных и мнимых частей с СКО 0,44 и 0,16 соответственно. Эти оценки ошибок меньше, чем в модели [22], которая успешно используется на космическом аппарате SMOS для восстановления влажности почвы [18]. Поэтому модель приемлема для практического использования, при разработке алгоритмов дистанционного зондирования, которые имеют отношение к сельскохозяйственным регионам. Хотя эта модель полностью основана на лабораторных экспериментах, она может учитывать весь диапазон наблюдаемых влажностей и температур почвы. Тем не менее, в реальных условиях окружающей среды необходима более общая диэлектрическая модель почвы, которая также учитывает широкий спектр почв органического, минерального и смешанного состава. Разработка обобщенной диэлектрической модели, применимой к группе минеральных почвам, на частоте 1,4 ГГц, с различным содержанием глины, присутствующим в естественной среде полуострова Ямал будут рассмотрена в следующем разделе.

3.2. Температурно- и гранулометрически зависимая диэлектрическая модель для талых и мерзлых минеральных почв на частоте 1,4 ГГц

Так как спутниковые наблюдения космических аппаратов SMOS и SMAP охватывают широкое разнообразие почвенных покровов, с различным гранулометрическим составом, то в диэлектрических моделях используемых для целей ДЗ необходимо учитывать содержание глинистой фракции. Такая диэлектрическая модель в случае мерзлых минеральных почв была рассмотрена в данном разделе. Эта модель, в сочетании с ранее разработанной диэлектрической моделью для талых минеральных почв [97] на частоте 1,4 ГГц, позволит рассчитать КДП минеральных почв в зависимости от влажности почвы и содержания глины, в диапазоне температур от -30 до 25 °С. Статистические ошибки будут оценены для разработанной диэлектрической модели для мерзлых почв относительно измеренных значений КДП. Кроме того, будет проведена оценка разработанной ранее диэлектрической модели для талых минеральных почв [97] и моделью предложенной в данном разделе для отрицательных температур, с диэлектрическими моделями, предложенными в [23] для талых почв и в [31] для мерзлых почв.

Для разработки такой диэлектрической модели были проведены измерения КДП для трех почв, собранных на полуострове Ямал, Россия (почвы 1, 2, 3 в таблице 3.3). Такие же измерения были проведены еще для двух минеральных почв (почвы 4 и 5 в таблице 3.3), чтобы данные этих независимых измерений использовать для тестирования разработанной диэлектрической модели. Как видно из таблицы 3.3, минеральные составы основных почв довольно близки друг к другу, а содержание глинистой фракции варьируются в пределах от 9,1 до 41,3%. Диэлектрические измерения для почв проводились в диапазоне частот от 0,05 до 15 ГГц для значений влажностей почвы от нуля до минимальной полевой влагоемкости,

при изменении температуры от -30 до 25 °С. Для разработки и тестирования диэлектрической модели использовались только диэлектрические данные на частоте $1,4$ ГГц.

Таблица 3.3 – Гранулометрический и минеральный состав почв

№	Тип почвы	местонахождение	Гранулометрический состав почвы (%)				Минеральный состав (%)					
			Песок	Ил	Глина	Органика	Кварц	Полевой шпат	Плагиоклаз	Слюда, хлорит (мелкие)	Смектит, Амфибол, Сидерит	
1	Супесь	Ямал N 70°16' 31" E 68°53'30"	41,4	49,5	9,1	0,9	40	30	30	Пр.	Сл.	
2	Илистый суглинок	Ямал N 70°18'05" E 68°50'29"	40,4	39,0	20,6	2,1	70	15	5-10	Пр.	Сл.	
3	Илистая глина	Ямал N 70°16'52" E 68°53'29"	1,6	57,1	41,3	2,3	60	20-25	5	Пр.	Сл.	
4	Суглинок	Краснодар N45°02'41" E38°58'33"	20,6	46,0	33,4	4,1	60	10	15	5-10	Сл.	
5	Илистая глина	Ямал N 70°17'48" E 68°54'12"	2,0	55,8	42,2	3,2	55-60	10	15-20	5-7	2-3	

Чтобы получить образцы в диапазоне влажности, меньшем, чем гигроскопическая влажность, почву сушили в печи при 104 °С в течение 6 часов. Образец с минимальным содержанием воды сразу после сушки помещали в измерительную ячейку. Другие образцы в этом диапазоне влажности были получены путем выдерживания высушенной почвы на открытом воздухе в течение различных временных интервалов. Для получения образцов с влажностью, превышающей гигроскопическую влажность почвы, была применена та же методика, как описано в разделе 2.1.

3.2.1. Разработка диэлектрической модели

Модель для мерзлых почв была разработана на основе данных диэлектрических измерений. В таблице 3.4 приведены значения массовой и объемной влажности, а так же плотности измеренных образцов почвы после высушивания. Значения плотностей сухой почвы лежат в тех же интервалах, как те, что наблюдаются в [135] (нормальный диапазон плотностей сухого сложения для глины составляет от 1,0 до 1,6 г/см³, а для песка от 1,2 до 1,8 г/см³). Используя эти данные, можно легко оценить объемную влажность m_v измеренных образцов, $m_v = m_g \frac{\rho_d}{\rho_w}$. Где ρ_w – плотность воды равная 1 г/см³.

Таблица 3.4 – Массовые влажности образцов почв и их соответствующие плотности сухого сложения

Почва 1	m_g	0,004	0,005	0,012	0,023	0,039	0,047	0,052	0,061	0,072	0,091	0,096
	ρ_d	1,62	1,60	1,65	1,54	1,48	1,51	1,53	1,55	1,49	1,53	1,55
	m_g	0,101	0,117	0,135	0,156	0,165	0,182					
	ρ_d	1,57	1,58	1,65	1,86	1,67	1,65					
Почва 2	m_g	0,004	0,025	0,040	0,058	0,064	0,068	0,071	0,093	0,111	0,132	0,138
	ρ_d	1,52	1,36	1,41	1,29	1,33	1,36	1,34	1,43	1,44	1,45	1,50
	m_g	0,143	0,154	0,171	0,180	0,192	0,209	0,211				
	ρ_d	1,55	1,46	1,83	1,48	1,80	1,63	1,62				
Почва 3	m_g	0,004	0,047	0,058	0,061	0,066	0,077	0,080	0,085	0,097	0,111	0,129
	ρ_d	1,30	1,40	1,32	1,34	1,28	1,36	1,36	1,38	1,40	1,48	1,57
	m_g	0,144	0,154	0,164	0,182	0,205	0,236	0,263	0,280	0,289	0,300	0,315
	ρ_d	1,49	1,48	1,54	1,55	1,59	1,63	1,54	1,50	1,49	1,46	1,42

Как видно из таблицы 3.4, каждый образец почвы, соответствующий фиксированной влажности, имеет собственную плотность сухого сложения. Различные значения плотности сухого сложения в измеренных образцах почвы возникают, когда смесь минеральной составляющей с различным количеством воды упаковывается в измерительную коаксиальную ячейку. Как и в [114], измеренные значения дей-

ствительной и мнимой частей ПП и НКЗ используются для разработки рефракционной диэлектрической модели. В органических почвах [39; 114] и в бентонитовой глине [7; 38; 136] (а так же см. главу 2), идентифицируются три компоненты воды, а именно: прочносвязанная вода, рыхлосвязанная вода, несвязанная вода и увлажненный лед. В естественных минеральных почвах были идентифицированы только две компоненты почвенной воды, а именно: незамерзшая связанная вода и увлажненный лед в мерзлой почве и связанная и несвязанная вода в талой почве. При этом предполагается, что связанная вода включает в себя прочносвязанную и рыхлосвязанную воду. Поэтому рефракционные диэлектрические уравнения смеси (27) и (28), для измеренных минеральных почв, необходимо записать в следующем виде:

$$\frac{n_s(m_g, f, T) - 1}{\rho_d(m_g)} = \begin{cases} \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{n_b(f, T) - 1}{\rho_b} m_g, & m_g \leq m_{g1}, \\ \frac{n_m - 1}{\rho_m} + \frac{n_b(f, T) - 1}{\rho_b} m_{g1} + \frac{n_{u,i}(f, T) - 1}{\rho_{u,i}} (m_g - m_{g1}), & m_g \geq m_{g1}, \end{cases} \quad (59)$$

$$\frac{\kappa_s(m_g, f, T)}{\rho_d(m_g)} = \begin{cases} \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b(f, T)}{\rho_b} m_g, & m_g \leq m_{g1}, \\ \frac{\kappa_m}{\rho_m} + \frac{\kappa_b(f, T)}{\rho_b} m_{g1} + \frac{\kappa_{u,i}(f, T)}{\rho_{u,i}} (m_g - m_{g1}), & m_g \geq m_{g1}. \end{cases} \quad (60)$$

В уравнениях (59) и (60) m_{g1} – это максимальное содержание незамерзшей связанной воды при фиксированной температуре.

Ряд зависимостей, приведенных ПП и НКЗ в зависимости от содержания влаги, были измерены для образцов мерзлого грунта на частоте волны 1,4 ГГц и при фиксированных температурах T , значения которых варьировались от -30 до -1 °С. Некоторые из этих измеренных зависимостей показаны символами на рисунке 3.4. Значения m_{g11} , m_{g12} , m_{g13} , которые отделяют диапазон незамерзшей связанной воды от диапазона увлажненного льда для исследуемых почв (почвы 1, 2, 3 из таблицы 3.3) обозначены здесь вертикальными пунктирными линиями. Наряду с данными измерений наилучшие результаты аппроксимации, полученные

с использованием уравнений (59) и (60), также представлены на рисунке 3.4. В процессе аппроксимации было применено программное обеспечение OriginPro 9.0. Поиск параметров модели осуществлялся одновременно для трех исследуемых почв. Параметры $\left(\frac{n_m-1}{\rho_m}\right)$, $\left(\frac{\kappa_m}{\rho_m}\right)$, $\left(\frac{n_b-1}{\rho_b}\right)$, $\left(\frac{\kappa_b}{\rho_b}\right)$, $\left(\frac{n_i-1}{\rho_i}\right)$ и $\left(\frac{\kappa_i}{\rho_i}\right)$ были общими для всех почв, в то время как параметры m_{g11} , m_{g12} , m_{g13} были определены индивидуально для каждой почвы. Предполагается, что при использовании такого подхода к аппроксимации влажностных зависимостей приведенных ПП и НКЗ влажной почвы, максимальное массовое содержание незамерзшей связанной воды m_{g1} зависит как от гранулометрического состава (содержание глинистой фракции), так и от температуры почвы. В то время как приведенные ПП и НКЗ твердой компоненты $\left(\frac{n_m-1}{\rho_m}, \frac{\kappa_m}{\rho_m}\right)$, незамерзшей связанной воды $\left(\frac{n_b-1}{\rho_b}, \frac{\kappa_b}{\rho_b}\right)$, и влажного льда $\left(\frac{n_i-1}{\rho_i}, \frac{\kappa_i}{\rho_i}\right)$, измеренных почв будем считать, что не зависят от гранулометрического состава. Эту особенность хорошо видно из рисунка 3.4, где сегменты кусочно-ломаной функции, относящиеся к связанной воде ($m_g < m_{g1}$) совпадают друг с другом, при этом сегменты кусочно-ломаной функции, относящиеся к влажному льду ($m_g > m_{g1}$) идут параллельно друг другу. Из этого можно сделать вывод, что значения КДП различных компонент воды в исследуемых минеральных почвах не зависят от гранулометрического состава. Напротив, количество каждой компоненты воды в почве существенно зависит от содержания в ней глинистой фракции.

Значения параметров m_{g11} , m_{g12} , m_{g13} при фиксированной измеренной температуре, полученной в результате аппроксимации измеренных данных, показаны символами на рисунке 3.5 (а). Значения параметров $\left(\frac{n_m-1}{\rho_m}\right)$, $\left(\frac{\kappa_m}{\rho_m}\right)$, $\left(\frac{n_b-1}{\rho_b}\right)$, $\left(\frac{\kappa_b}{\rho_b}\right)$, $\left(\frac{n_i-1}{\rho_i}\right)$ и $\left(\frac{\kappa_i}{\rho_i}\right)$ показано как функция температуры символами на рисунке 3.5 (б). Далее, полученные зависимости $m_{g1}(T, C)$ аппроксимировались в зависимости от

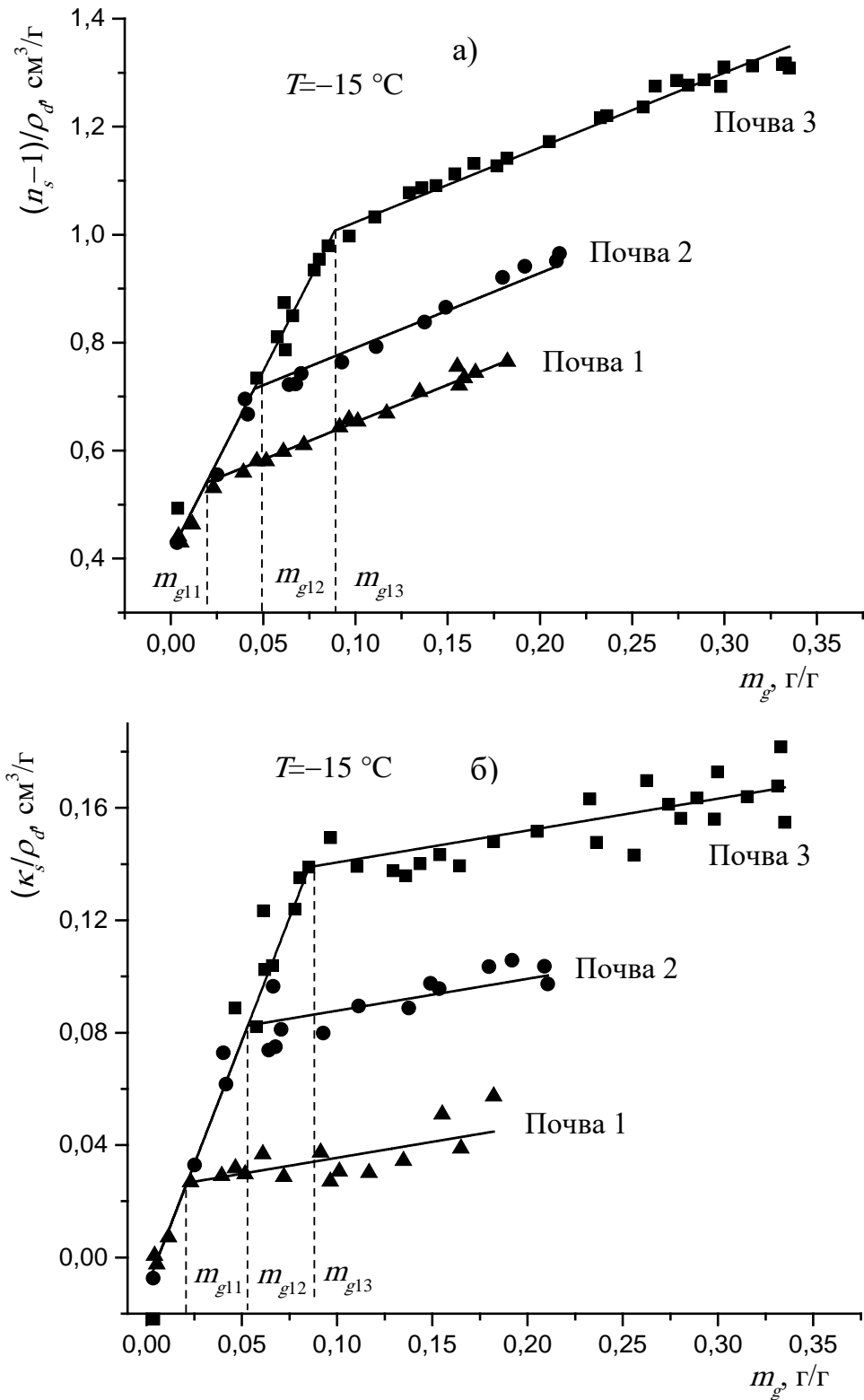


Рисунок 3.4 – Приведенные ПП (а) и НКЗ (б) измеренных почв при температуре -15°C и частоте электромагнитной волны 1,4 ГГц в зависимости от массовой влажности

температуры с использованием функции $m_{g1}(T, C) = A(C) \left(1 + B \exp\left(\frac{T}{T_d}\right)\right)$. Параметры B и T_d в аппроксимирующей функции были общими для всех исследуемых почв, в то время как значения параметра $A(C)$ были определены для каждой из почв отдельно. Кроме того, параметр $A(C)$ был аппроксимирован линейной функцией от содержания глинистой фракции (C). Максимальное содержание незамерзшей связанной воды как функция температуры и содержания глины (T, C), полученные в результате двух последних аппроксимаций выражаются в виде формулы (61). Сплошные линии на рисунке 3.5 представляют результаты расчетов, полученных по этой формуле. Согласно этой формуле, количество незамерзшей связанной воды пропорционально содержанию глины в почве при всех измеренных температурах. В частности, при температуре -30 °С максимальное содержание незамерзшей связанной воды приближается к значению $0,0019C$.

Проанализируем температурные зависимости параметров $\left(\frac{n_m-1}{\rho_m}\right)$, $\left(\frac{\kappa_m}{\rho_m}\right)$, $\left(\frac{n_b-1}{\rho_b}\right)$, $\left(\frac{\kappa_b}{\rho_b}\right)$, $\left(\frac{n_i-1}{\rho_i}\right)$ и $\left(\frac{\kappa_i}{\rho_i}\right)$, обозначенные символами на рисунке 3.5 (б). Полученные экспериментальные зависимости этих параметров были аппроксимированы как функция температуры, которые показаны сплошными линиями. Формулы соответствующих аппроксимаций приведены ниже.

$$m_{g1} = 0,0019C \left(1 + 1,056 \exp\left(\frac{T}{6,77}\right)\right), \quad (61)$$

$$\frac{n_m - 1}{\rho_m} = 0,415 - 0,0256 \exp\left(\frac{T}{3,57}\right), \quad (62)$$

$$\frac{n_b - 1}{\rho_b} = 8,042 + 0,0921T, \quad (63)$$

$$\frac{n_i - 1}{\rho_i} = 1,305 + 1,022 \exp\left(\frac{T}{4,02}\right), \quad (64)$$

$$\frac{\kappa_m}{\rho_m} = 0, \quad (65)$$

$$\frac{\kappa_b}{\rho_b} = 1,654 - 0,258 \exp\left(\frac{T}{4,07}\right), \quad (66)$$

$$\frac{\kappa_i}{\rho_i} = 0,204 + 0,00354T. \quad (67)$$

В итоге была получена температурно- и гранулометрически зависящая диэлектрическая модель мерзлых минеральных почв на частоте 1,4 ГГц, которая описывается формулами (17), (18), (59) – (67). Для того чтобы рассчитать КДП в зависимости от массовой влажности или в зависимости от температуры при использовании формул (17), (18), (59) – (67) необходимо задать значения следующих переменных: 1) плотность сухой почвы ρ_d , г/см³, 2) массовую влажность m_g , г/г, 3) температуру T , °С, и 4) содержание глинистой фракции в почве C , %.

Применяя предложенную диэлектрическую модель рассмотренную выше можно рассчитать КДП различных компонент почвенной воды, при этом, как было описано в разделе 1.1.1, значения ρ_b и ρ_i в формулах (63) – (67) равны 1 г/см³ и 0,917 г/см³ для льда, соответственно. В результате были получены следующие уравнения для значений ДП и КП незамерзшей связанной воды и увлажненного льда в зависимости от температуры:

$$\varepsilon'_b = 79,02 + 1,66T + 0,000T^2 + 0,853 \exp\left(\frac{T}{4}\right) - 0,066 \exp\left(\frac{T}{2}\right), \quad (68)$$

$$\varepsilon''_b = 29,91 + 0,305T - 4,66 \exp\left(\frac{T}{4}\right) - 0,0475T \exp\left(\frac{T}{4}\right), \quad (69)$$

$$\varepsilon'_i = 5,27 - 0,0014T - 1,25 \cdot 10^{-5}T^2 + \exp\left(\frac{T}{2}\right) + 4,61 \exp\left(\frac{T}{4}\right), \quad (70)$$

$$\varepsilon''_i = 0,94 + 0,016T + 0,408 \exp\left(\frac{T}{4}\right) + 0,00708T \exp\left(\frac{T}{4}\right). \quad (71)$$

На рисунке 3.6 показаны значения ε'_b , ε''_b , ε'_i и ε''_i в зависимости от температуры, рассчитанные по формулам (68) – (71).

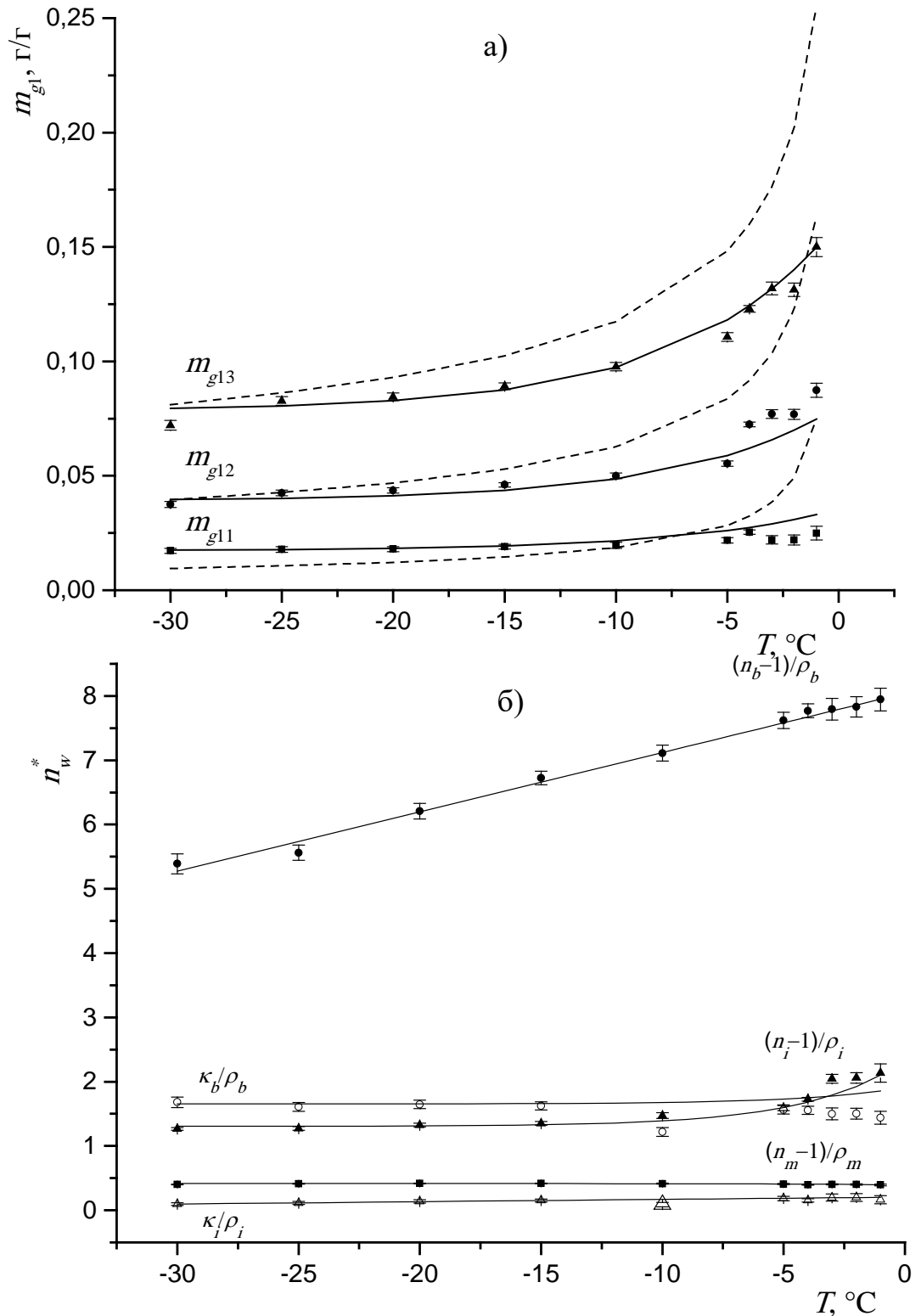


Рисунок 3.5 – Параметры модели и ошибки их определения: а) m_{g11} , m_{g12} и m_{g13} в зависимости от температуры для почв с различным гранулометрическим составом (содержанием глины), сплошные линии соответствуют разработанной модели, пунктирные линии соответствуют модели из [31], б) Приведенные ПП и НКЗ компонент почвенной смеси в зависимости от температуры

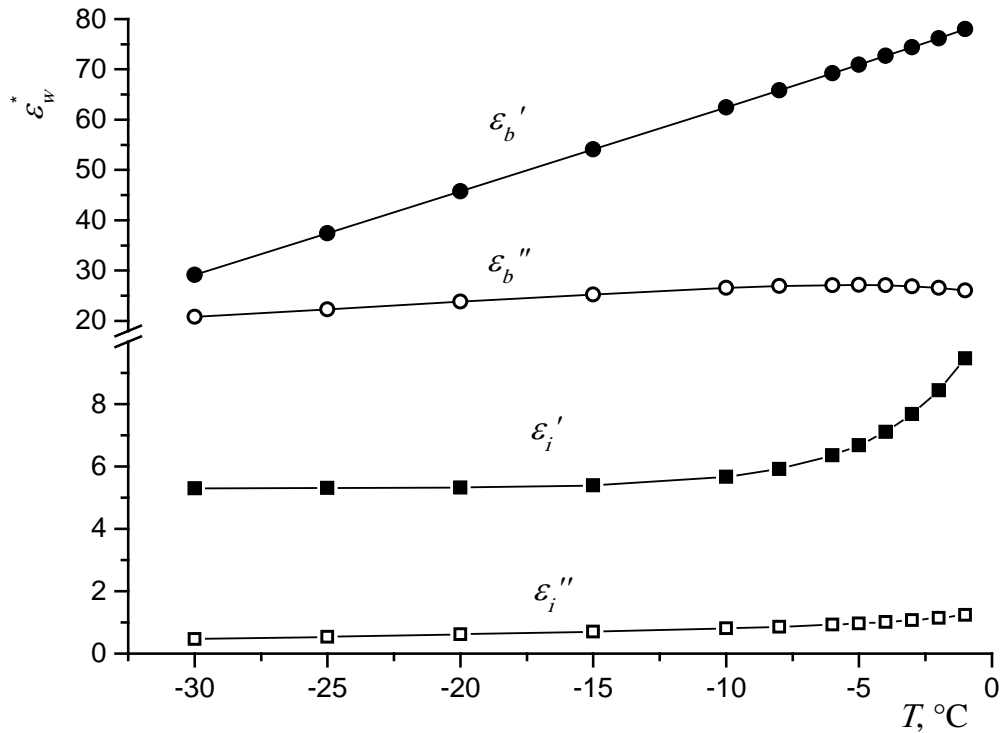


Рисунок 3.6 – КДП компонентов почвенной воды в зависимости от температуры в мерзлых минеральных почвах

В результате можно заметить, что действительная часть КДП незамерзшей связанной воды уменьшается с 80 до 36, когда температура меняется от -1 до -30°C . В то же время ДП влажного льда изменяется с понижением температуры от 9 до 5. В диэлектрических моделях [23; 24] диэлектрическая проницаемость льда считается равной $3,15 + i10$. Поскольку в наших расчетах были получены значительно большие значения действительной части КДП льда в мерзлых почвах, можно предположить, что лед в мерзлых грунтах может представлять собой смесь кристаллического льда и адсорбированной незамерзшей воды.

Далее разработанная диэлектрическая модель будет проверена путем сравнения рассчитанных значений КДП с соответствующими измеренными значениями. Кроме того, будет проведен сравнительный анализ ошибок, связанных с разработанной диэлектрической моделью и моделью из [31; 123] для мерзлых минеральных почв. Дополнительно, диэлектрические данные, измеренные для трех исследуемых почв, будут использованы для проверки диэлектрических моделей талых минеральных почв, ранее разработанные в [97] и в [23].

3.2.2. Проверка разработанной диэлектрической модели

Разработанная диэлектрическая модель, предложенная для мерзлых почв, была проверена с использованием диэлектрических данных, измеренных для трех почв, которые использовались при разработке модели, и двух независимых почв, измеренные диэлектрические данные которых не использовались при разработке модели. В качестве примера, на рисунках 3.7 и 3.8 показаны результаты измерений, проведенных в этом исследовании для почв 1, 2 и 3 (см. таблицу 3.4), как функции температуры при двух фиксированных влажностях совместно с результатами расчетов по предложенной диэлектрической модели для почвы в мерзлом состоянии. Как видно из рисунков 3.7 и 3.8, наблюдается хорошее совпадения между данными измерений и данными, рассчитанными по разработанной модели.

В тоже время была проведена апробация разработанной диэлектрической модели для мерзлых грунтов относительно измеренных данных для независимых почв (почвы 4 и 5 в таблице 3.4), измеренные диэлектрические данные для которых не использовались в разработке диэлектрической модели. Результаты такого сравнения на примере нескольких влажностей приведены на рисунке 3.9. Из рисунка видно хорошее согласие между значениями, рассчитанными с помощью разработанной диэлектрической модели и соответствующими измеренными значениями. Кроме того, был проведен количественный анализ статистических ошибок разработанной диэлектрической модели для мерзлых грунтов относительно соответствующих измеренных диэлектрических значений. Рассчитанные с помощью разработанной модели действительные и мнимые части КДП для двух независимых почв (почва 4 и 5, из таблицы 3.3) в зависимости от измеренных данных показаны на рисунке 3.10, соответственно. При этом рассчитанные и измеренные диэлектрические данные, приведенные на рисунке 3.10, относятся к образцам почв, влажность которых равномерно распределена в измеренном диапазоне. Общее количество данных, использованных для оценки статистических ошибок, составило 129. На

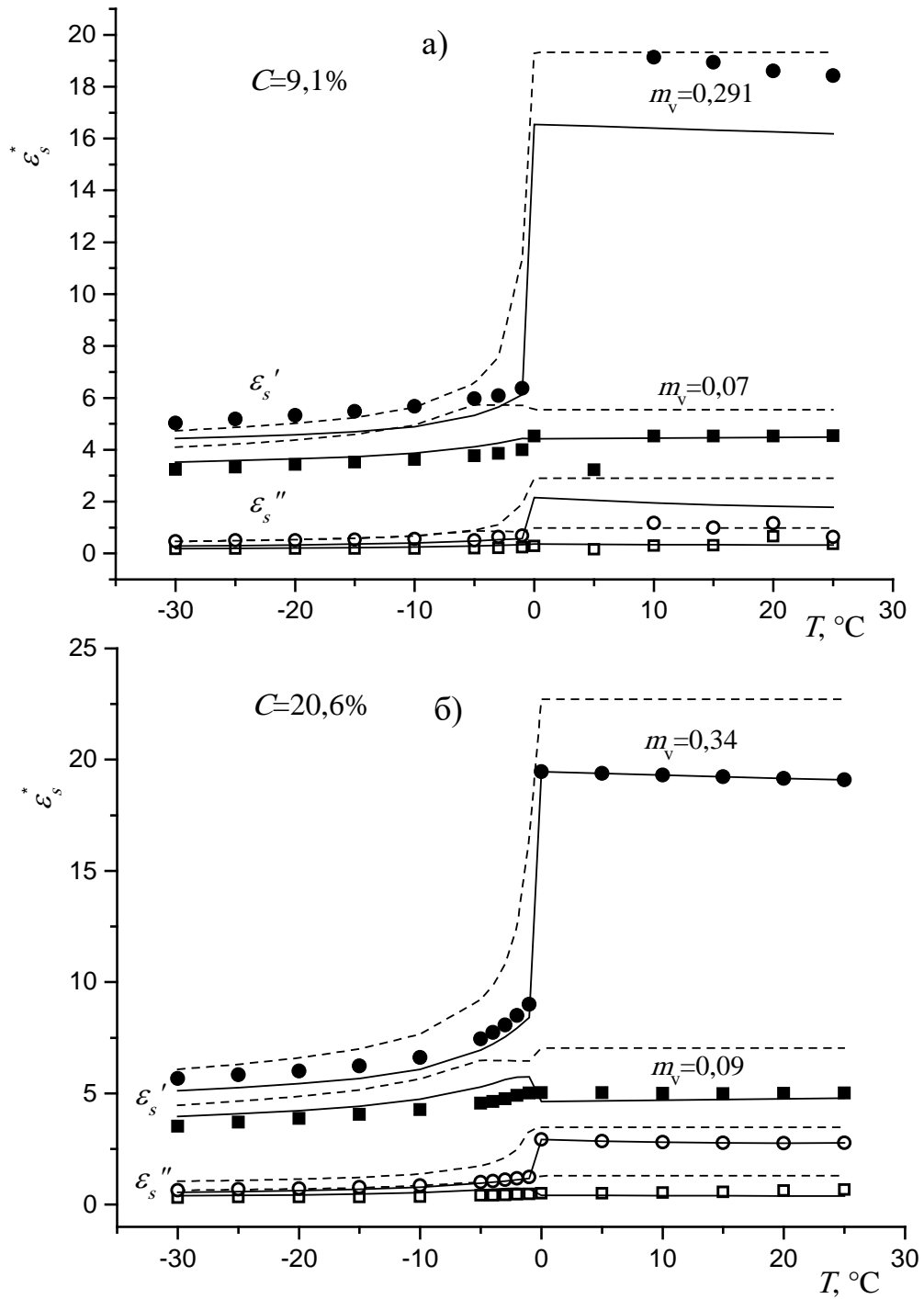


Рисунок 3.7 – Сравнение КДП между рассчитанными и измеренными значениями для почв, на основе которых разрабатывалась диэлектрическая модель. Значения КДП влажных почв в зависимости от температуры при фиксированной объемной влажности m_v . а) почва 1, б) почва 2. Измеренные значения показаны символами. Сплошные линии соответствуют значениям КДП рассчитанным с использованием разработанной модели ($T < 0^{\circ}\text{C}$) и с использованием ранее разработанной модели [97] ($T \geq 0^{\circ}\text{C}$). Пунктирные линии соответствуют значениям КДП рассчитанным по моделям предложенным в [31; 123] ($T < 0^{\circ}\text{C}$) и [23] ($T \geq 0^{\circ}\text{C}$)

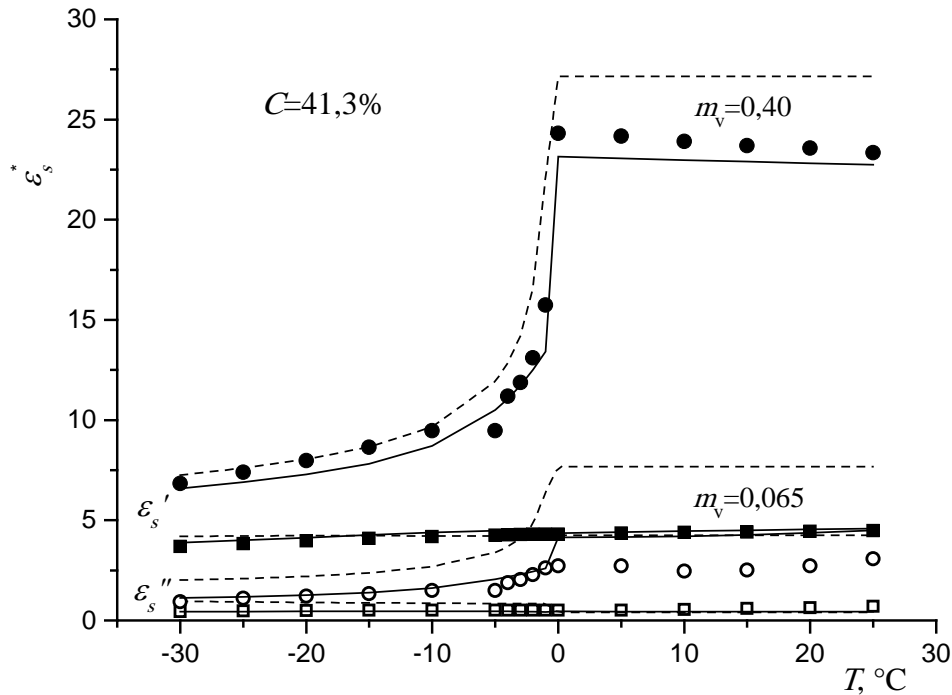


Рисунок 3.8 – Сравнение КДП между рассчитанными и измеренными значениями для почв, на основе которых разрабатывалась диэлектрическая модель. Значения КДП влажных почв в зависимости от температуры при фиксированной объемной влажности m_v , для почвы 3. Обозначения такие же, как на рисунке 3.7

рисунке 3.10 мы видим хорошее совпадение между рассчитанными значениями КДП с использованием разработанной диэлектрической модели (заполненные символы) и измеренными значениями.

Оценки статистических ошибок для разработанной диэлектрической модели проводились на основе СКО, НСКО и коэффициента детерминации, используя уравнения (56) – (58). Значения полученных ошибок показаны в таблице 3.5. Как видно из таблицы 3.5, значения НСКО для действительной и мнимой частей КДП мерзлой почвы рассчитанные для разработанной диэлектрической модели близки к измеренным значениям КДП.

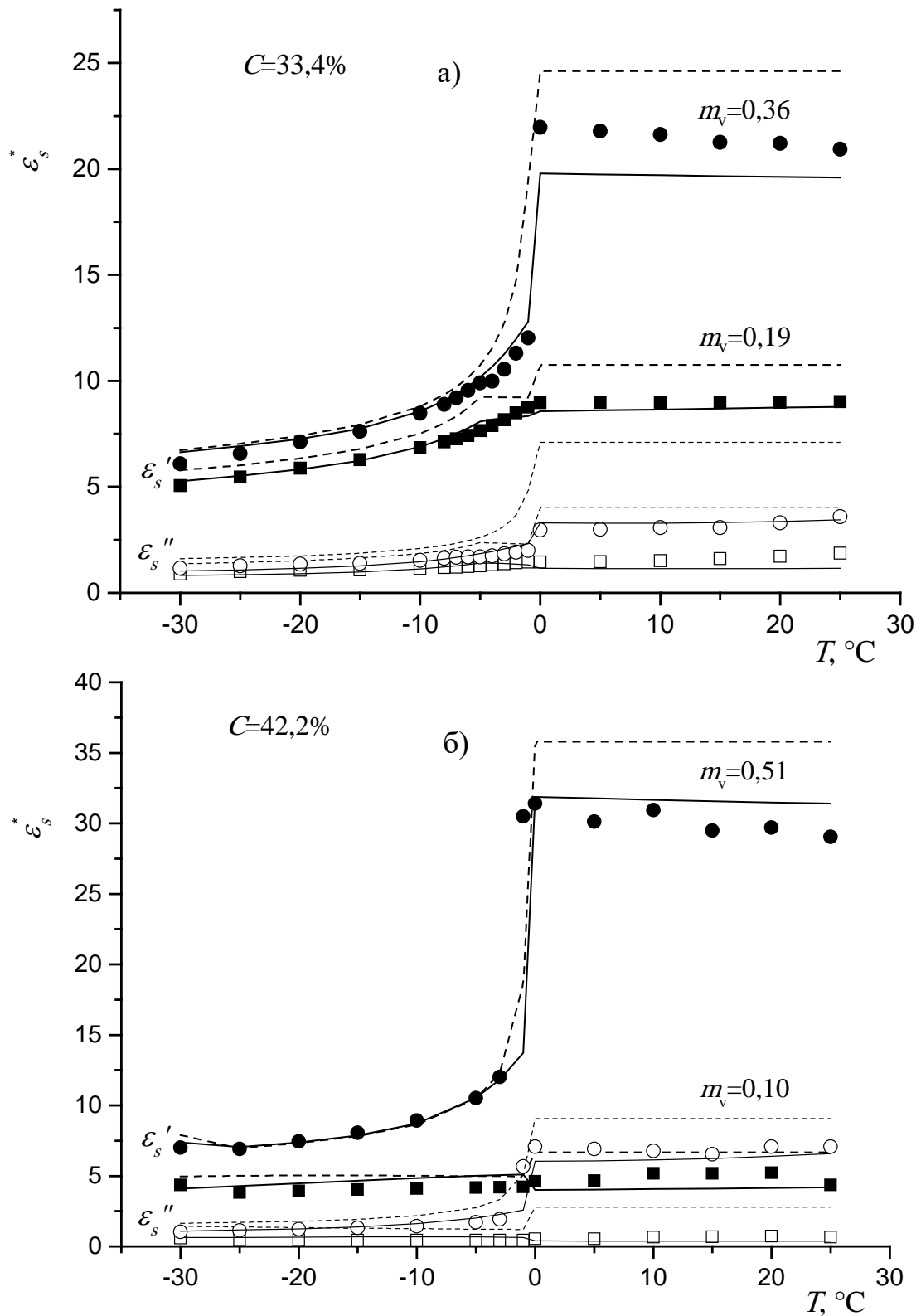


Рисунок 3.9 – Сравнение КДП между рассчитанными и измеренными значениями для независимых почв, которые не были использованы при разработке диэлектрической модели. Значения КДП влажных почв в зависимости от температуры при фиксированной объемной влажности m_v . а) почва 4, б) почва 5. Обозначения такие же, как на рисунке 3.7.

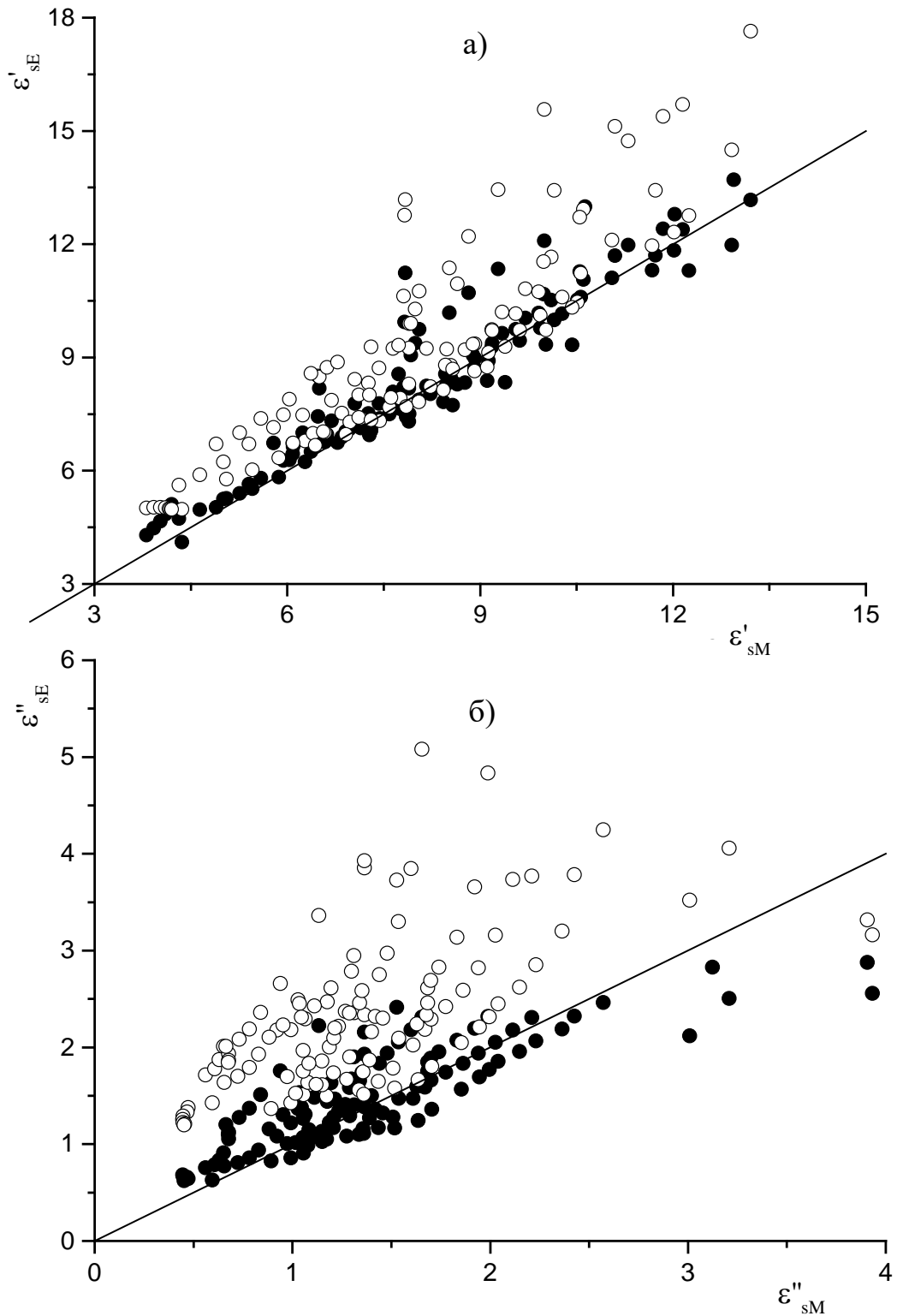


Рисунок 3.10 – Рассчитанные значения КДП влажных почв в зависимости от измеренных значений для независимых почв. а) действительная часть КДП, ϵ'_s , б) мнимая часть КДП, ϵ''_s , в диапазоне температур $-30 \leq T \leq -1$ °С. Заполненные символы представляют разработанную диэлектрическую модель, пустые символы представляют модель предложенную в [31; 123]. Сплошная линия – биссектриса

Таблица 3.5 – Погрешности для разработанной диэлектрической модели (ТМЗ ОРДМС) и модели предложенной в [31] (ММП) для случая мерзлых почв

	Независимые почвы, $T < 0$ °С					
	СКО		НСКО, %		R^2	
	ТМЗ ОРДМС	ММП	ТМЗ ОРДМС	ММП	ТМЗ ОРДМС	ММП
ε'_s	0,76	2,16	9,42	26,9	0,89	0,60
ε''_s	0,36	1,18	26,26	85,5	0,53	0,19

Ниже проведено сравнение погрешностей разработанной выше диэлектрической модели с ошибками единственной доступной диэлектрической модели для мерзлых почв изложенной в [31; 32; 123], которая описана в разделе 1.3.4. С этой целью были проведены расчеты значений КДП и оценены погрешности этих расчетов с использованием модели изложенной в [31; 32; 123], для измеренных образцов мерзлой почвы.

Измеренные значения КДП и соответствующие величины рассчитанные с помощью модели из [31; 123] (ММП), показаны на рисунках 3.7 – 3.9. Как видно из рисунков 3.7 – 3.9 значения КДП почвы, рассчитанные с помощью разработанной диэлектрической модели, значительно лучше коррелируют с соответствующими измеренными значениями, чем рассчитанные по ММП. Близкие значения, рассчитанные с помощью разработанной диэлектрической модели и ММП, наблюдаются только для действительной части КДП влажной почвы при температурах менее -10 °С. Количественные оценки статистических ошибок для ММП приведены в таблице 3.5. Как видно из таблицы 3.5, значения СКО и НСКО для действительной и мнимой частей КДП мерзлой почвы, относящиеся к ММП, имеют величину почти в 3 раза больше по сравнению с аналогичными величинами, относящиеся к разработанной модели.

Подобные оценки статистической ошибки для модели ММП были проведены в [2] для сельскохозяйственной почвы и Na-бентонитовой глины, описание которых было в разделах 3.1 и 2.1, соответственно. В результате сравнительного анализа было выявлено, что на частоте 6 ГГц ММП описывает реальные измерения с большой погрешностью. Максимальная погрешность для действительной части

КДП достигает 28%, а для мнимой части КДП 100%. В работе [4] на примере среднеглинистого чернозема на частотах 1,4 и 6,9 ГГц показано, что при применении ММП допускаются существенные погрешности, которые составили 40 и 119% для действительной и мнимой части КДП, соответственно. В то время как при применении разработанной в диссертации диэлектрической модели мерзлой почвы (см. р. 3.1) значения НСКО составили 4% и 10% для действительной и мнимой частей КДП, соответственно. В [2] было показано, что большие погрешности относящиеся к ММП могут быть связаны с тем, что в почве присутствуют различные компоненты воды и ДП каждой компоненты воды отличается от ДП воды в незамерзшей почве. В то время как, подход основанный на применении рефракционной диэлектрической модели позволяет определять количество каждой компоненты воды в почве, а также их собственную ДП.

Если рассмотреть совокупность разработанной диэлектрической модели для мерзлых минеральных почв и ранее разработанной модели [97] для талых минеральных почв, то получим интегральную одночастотную диэлектрическую модель для минеральных почв при положительных и отрицательных температурах. Аналогичным образом, совокупность ММП для мерзлых почв [31; 123] в сочетании с моделью из [23] для талых почв можно рассматривать как еще одну интегральную диэлектрическую модель как для отрицательных, так и для положительных температур. Применим разработанные диэлектрические модели для талых почв к измеренным диэлектрическим данным пяти минеральных почв приведенным в таблице 3.3. Отметим, что эти измеренные данные не использовались при разработки диэлектрических моделей для минеральных почв при положительных температурах. Результаты сравнения расчетов, полученных с использованием моделей [23; 134] при положительных температурах, с экспериментальными данными приведены на рисунках 3.7 – 3.9. Как видно из этих рисунков, расчеты с использованием обеих моделей хорошо коррелируют с данными измерений. Что касается действительной части КДП почв, то модель [23], как правило, превышает экспериментальные данные, а модель [97] несколько занижает измеренные данные. Что касается мнимой

части КДП влажных почв, то модель [23] существенно завышает значения относительно экспериментальных данных, тогда как оценки с помощью модели [97] полностью соответствуют измеренным. Статистические ошибки рассмотренных диэлектрических моделей показаны на рисунке 3.11 а также приведены в таблице 3.6. Как видно из таблицы 3.6, значения НСКО, относящиеся к модели [23] для действительной и мнимой частей КДП влажной почвы превышают соответствующие значения, относящиеся к модели [97], в 2 и 5 раз, соответственно.

Таблица 3.6 – Погрешности для ранее разработанной диэлектрической модели [97] (ТМЗ ОРДМС) и модели предложенной в [23] (Доб) для случая талых почв

	Независимые почвы, $T > 0$ °С					
	СКО		НСКО, %		R ²	
	ТМЗ ОРДМС	Доб	ТМЗ ОРДМС	Доб	ТМЗ ОРДМС	Доб
ε'_s	1,54	2,79	12,29	22,29	0,96	0,90
ε''_s	0,65	2,41	33,41	181,31	0,84	0,42

Выводы: впервые диэлектрические измерения для мерзлых минеральных почв, собранных в районе арктической тундры на полуострове Ямал, проводились в диапазоне температур $-30 \leq T \leq -1$ °С. На основе этих измерений была разработана одночастотная диэлектрическая модель на частоте 1,4 ГГц для мерзлых минеральных почв. Кроме того, интегральная диэлектрическая модель, применяемая как для мерзлых, так и для талых почв, была предложена на основе диэлектрической модели для мерзлых почв, разработанной в данном исследовании, и модели для талых почв, разработанной ранее в [97]. Эта интегральная одночастотная (1,4 ГГц) диэлектрическая модель применима для прогнозирования КДП влажных минеральных почв с содержанием глины до 42% и влажностью в диапазоне от 0 до минимальной полевой влагоемкости, в диапазоне температур $-30 \leq T \leq 25$ °С. Статистические ошибки разработанной интегральной модели оценивались по измеренным диэлектрическим данным для почв, которые не участвовали в разработке модели.

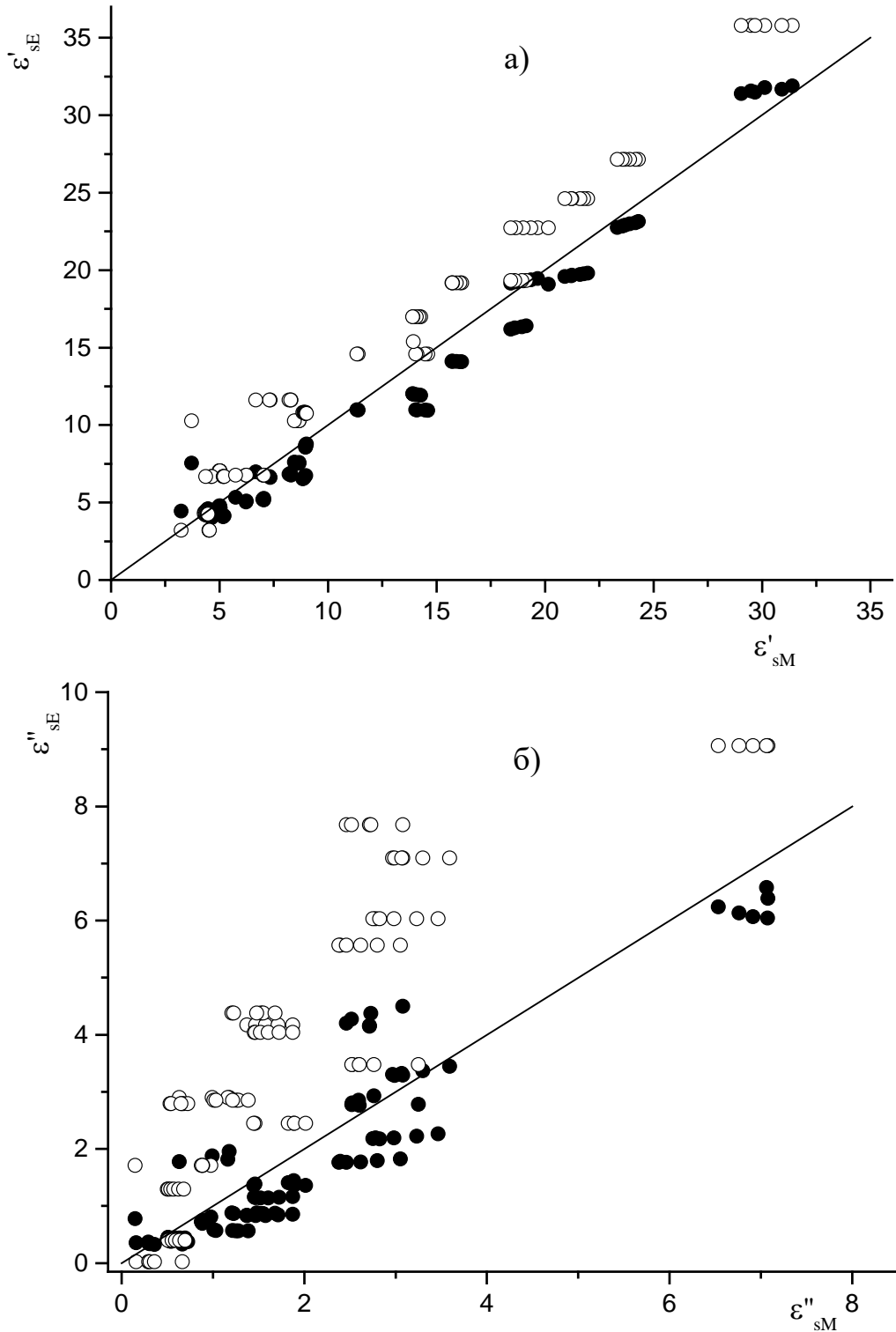


Рисунок 3.11 – Рассчитанные значения КДП влажных почв в зависимости от измеренных значений для независимых почв. а) действительная часть КДП, ϵ'_s , б) мнимая часть КДП, ϵ''_s , в диапазоне температур $0 \leq T \leq 25$ °С. Заполненные символы представляют ранее разработанную диэлектрическую модель в [97], пустые символы представляют модель предложенную в [23]. Сплошная линия – биссектриса

Оценки НСКО для действительной и мнимой частей КДП мерзлой почвы для разработанной диэлектрической модели имеют тот же порядок величины, что и сами погрешности диэлектрических измерений.

Дополнительно к измеренным данным была применена диэлектрическая модель мерзлых почв из [31; 123]. Данный сравнительный анализ был проведен с целью оценки того, как отличаются ошибки разработанной диэлектрической модели от погрешностей известной в литературе диэлектрической модели. В результате такого сравнения, при описании диэлектрических данных мерзлых почв, показано, что ММП имеет статистическую ошибку примерно в три раза выше, по сравнению с разработанной диэлектрической моделью. Такие погрешности в ММП могут быть связаны с тем, что в мерзлой почве присутствуют различные компоненты воды и ДП каждой компоненты воды отличается от ДП воды в талой почве. В то время как подход, основанный на применении рефракционной диэлектрической модели смеси, позволяет идентифицировать каждую из этих компонент, а также определить массу каждой компоненты во время фазового перехода, при изменении температуры мерзлой почвы.

Сравнительный анализ диэлектрических моделей для почв в талом состоянии показал, что подход, основанный на применении рефракционной диэлектрической модели смеси имеет существенно более низкую погрешность для мнимой части КДП по сравнению с моделью предложенной в [23]. Погрешность модели из [23] в 5 раз выше по сравнению с моделью из [97]. При этом для действительной части КДП такие ошибки отличаются почти в 2 раза.

Исходя из выше сказанного можно ожидать, что разработанная диэлектрическая модель обеспечит более точные алгоритмы дистанционного зондирования мерзлых минеральных почв применительно к спутниковым системам работающих на частоте 1,4 ГГц, по сравнению с ранее известными диэлектрическими моделями. Применительно к совокупности спутниковых систем ДЗ, работающих как в МГц, так и в ГГц диапазонах частот, в следующей главе будет разработана спектроскопическая диэлектрическая модель учитывающая гранулометрический состав минеральных почв как в талом так и в мерзлом состоянии.

Глава 4. Диэлектрическая модель почв арктической тундры, учитывающая влияние частоты, температуры и гранулометрического состава

В настоящее время совокупность космических аппаратов таких как AirMOSS, ALOS PALSAR, SMOS, SMAP, TerraSAR-x, GCOM-W1, AMSR-E, используют приборы ДЗ в МГц и ГГц диапазонах частот. В связи с этим необходимо разрабатывать спектроскопические диэлектрические модели. На сегодняшний момент спектроскопических диэлектрических моделей, которые бы учитывали вариации гранулометрического состава, влажности и температуры для талого и мерзлого состояния, не существует. Поэтому в настоящей диссертации предложена спектроскопическая диэлектрическая модель на примере минеральных почв арктической тундры полуострова Ямал [8], которые использовались при разработке одночастотной диэлектрической модели, описанные в р. 3.2.

Для построения диэлектрической модели были выбраны почвы 1 – 3 (см. таблицу 3.3), для независимой проверки разработанной диэлектрической модели была использована почва 4 (см. таблицу 3.3). Диэлектрические измерения почв проводились для режима оттаивания в температурном диапазоне от -30 до 25 °С и частотном диапазоне от 50 МГц до 15 ГГц. Массовая влажность измеряемых образцов варьировалась от 0 до наименьшей полевой влагоемкости.

4.1. Поиск параметров много-релаксационной спектроскопической диэлектрической модели

В результате лабораторных измерений трех почв были получены спектры ПП (n_s) и НКЗ (κ_s), для различных температур и частот. В таблице 3.4 приведены значения массовой влажности (m_g) и плотности сухого сложения (ρ_d) для измеренных

образцов почвы. Эти данные были использованы для вычисления приведенных ПП $\left(\frac{n_s-1}{\rho_d}\right)$ и НКЗ $\left(\frac{\kappa_s}{\rho_d}\right)$ с помощью рефракционной модели (59) и (60). В работе [7] показано, что максимальное количество связанной воды (m_{g1}) в почве практически не зависит от частоты и для оценки этого значения можно использовать усредненные по частоте значения приведенных ПП и НКЗ почвы. Принимая это во внимание на рисунке 4.1 показаны усредненные по частоте приведенные ПП и НКЗ для трех исследуемых почв, при температуре 20 и -20 °С, в зависимости от массовой влажности. Символами показаны измеренные зависимости, а сплошными линиями показаны результаты аппроксимации с использованием рефракционной модели (59) и (60). Для данных, включающих результаты измерений приведенного ПП и НКЗ, аппроксимация применялась одновременно для трех почв. В [5] было показано, что диэлектрические свойства воды в почве слабо зависят от содержания глинистой фракции. Это же мы можем наблюдать и на рисунке 4.1, где сегменты кусочно-ломаной функции, соответствующие связанной воде совпадают друг с другом, а сегменты кусочно-ломаной функции, соответствующие несвязанной воде идут параллельно друг другу. В связи с этим, параметры $\frac{n_m-1}{\rho_m}$, $\frac{\kappa_m}{\rho_m}$, $\frac{n_b-1}{\rho_b}$, $\frac{\kappa_b}{\rho_b}$, $\frac{n_{u,i}-1}{\rho_{u,i}}$ и $\frac{\kappa_{u,i}}{\rho_{u,i}}$ были общими для всех почв, в то время как параметр m_{g1} находился для каждой отдельной почвы и был равен m_{g11} , m_{g12} , m_{g13} относящийся к почвам 1, 2 и 3 из таблицы 3.3, соответственно. В результате такого подхода мы получаем, что максимальное количество связанной воды (m_{g1}) зависит только от температуры и от гранулометрического состава почвы. В работах [39; 114] было показано, что значения приведенных ПП $\left(\frac{n_m-1}{\rho_m}\right)$ и НКЗ $\left(\frac{\kappa_m}{\rho_m}\right)$, которые характеризуют твердые частицы почвы, слабо зависят от температуры, кроме того из рисунка 4.1 видно, что эти параметры являются одинаковыми для всех почв, то есть не зависят от гранулометрического состава почвы. В связи с этим было произведено их усреднение, и получены следующие значения $\frac{n_m-1}{\rho_m} = 0,4$ и $\frac{\kappa_m}{\rho_m} = 0$.

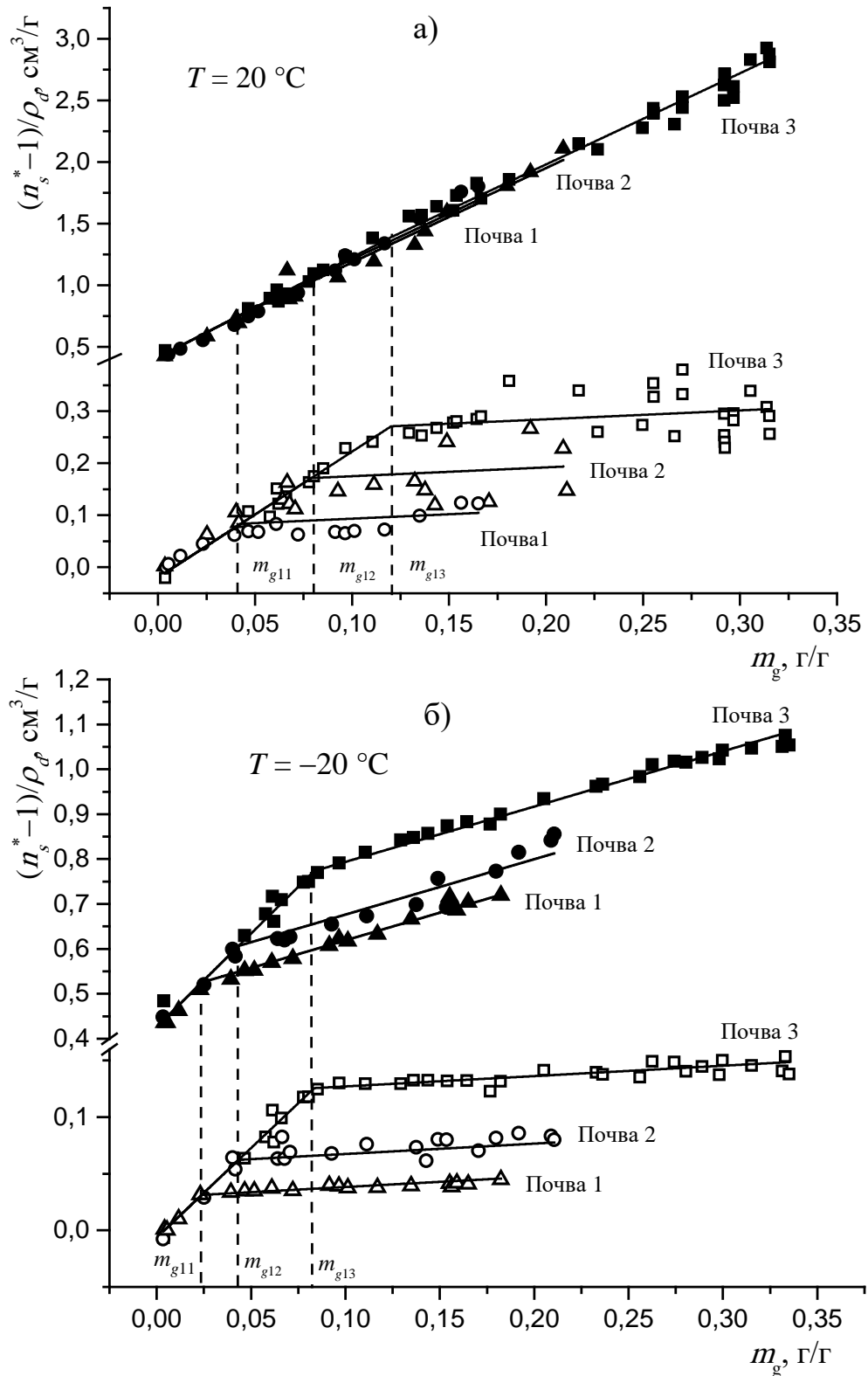


Рисунок 4.1 – Нормированный комплексный показатель преломления (усредненный в частотном диапазоне 1 – 15 ГГц) для измеренных почв (символы) в зависимости от массовой влажности а) при температуре $T=20 \text{ }^\circ\text{C}$, б) при температуре $T=-20 \text{ }^\circ\text{C}$. Заполненные символы относятся к приведенному ПП, пустые символы относятся к НКЗ. Сплошные линии соответствуют расчетам с использованием уравнений (59) и (60)

На рисунке 4.1 показаны результаты аппроксимации экспериментальных данных приведенных ПП и НКЗ с помощью рефракционной модели (59) и (60). Как видно из рисунка 4.1 расчеты с помощью рефракционной модели хорошо согласуются с экспериментальными данными, при этом зависимости ПП и НКЗ от массовой влажности представляют собой кусочно-линейные функции с двумя линейными участками, которые переходят друг в друга при значении массовой влажности, m_{g1} , равной максимальному содержанию связанной воды m_{g11} , m_{g12} и m_{g13} для исследуемых почв. При этом для каждого участка кусочно-линейной функции можно идентифицировать определенную компоненту почвенной воды, а именно, связанная вода и несвязанная вода в талой почве, а так же связанная вода и влажный лед в мерзлой почве, для диапазонов влажностей $m_g \leq m_{g1}$ и $m_g > m_{g1}$, соответственно. Дополнительно было выявлено, что с применением одновременной аппроксимации для группы почв, максимальные количества связанной воды определяются более устойчиво, чем при проведении аппроксимации индивидуально для каждой почвы.

Параметры m_{g11} , m_{g12} и m_{g13} были определены для каждой измеренной температуры и показаны символами на рисунке 4.2. Для талой почвы максимальное содержание связанной воды не зависит от температуры почвы и определяется только ее гранулометрическим составом. При этом, из рисунка видно, что в области мерзлой почвы при $T < 0$ °С явно выраженное изменение m_{g1} при изменении температуры. Как было определено в главе 2, это связано с фазовыми переходами связанной воды в лед, которые прямо определяются диэлектрическими методами из зависимостей приведенных ПП и НКЗ от влажности. В тоже время, максимальное количество связанной воды, испытывающей ФП, определяется содержанием глинистой фракции в почве, чем больше глины в почве тем большее количество связанной воды испытывает ФП в области отрицательных температур.

В следствии этого, при описании температурных зависимостей m_{g1} для мерзлой почвы была использована экспоненциальная функция вида:

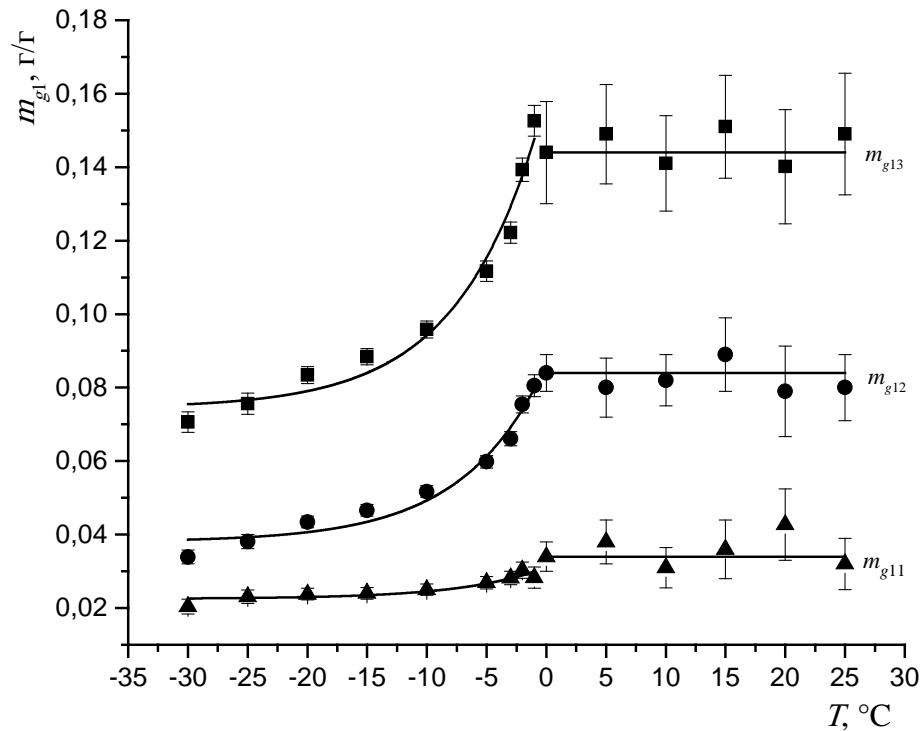


Рисунок 4.2 – Максимальное содержание связанной воды в почвах в зависимости от температуры. Сплошные линии получены в результате аппроксимации с использованием уравнений (72) и (73)

$m_{g1} = y_0 + A \cdot \exp\left(\frac{T}{to}\right)$, где T это температура в °C, y_0 это предельное значение m_{g1} при понижении температуры, A – значение m_{g1} при температуре $T = 0$ °C и to масштаб экспоненциального убывания при понижении температуры. Аппроксимация, так же как и для уравнений (59) и (60), проводилась одновременно для трех исследуемых почв. Параметр to был общим для всех почв, он не зависит от гранулометрического состава почвы, в то время как параметры $y_0(C)$ и $A(C)$ были определены для каждой отдельной почвы. В итоге последние найденные параметры были аппроксимированы линейной функцией в зависимости от содержания глины (C) в почве. В результате применения аппроксимаций к измеренным данным максимального содержания связанной воды (m_{g1}) с помощью функций описанных выше мы получаем уравнения для m_{g1} в зависимости от температуры и содержания глинистой фракции:

$$m_{g1} = (0,0066 + 0,0016C) + (-0,0071 + 0,0023C) \exp\left(\frac{T}{t_0}\right) \quad (-30 \leq T \leq -1^\circ\text{C}), \quad (72)$$

$$m_{g1} = 0,0079 + 0,0034C \quad (0 \leq T \leq 25^\circ\text{C}). \quad (73)$$

Рассчитанные с использованием уравнений (72) и (73) зависимости максимального содержания связанной воды, как функции температуры и содержания глинистой фракции отображены на рисунке 4.2 сплошными линиями. Из рисунка 4.2 видно, что рассчитанные зависимости достаточно хорошо описывают экспериментальные данные и находятся в пределах погрешностей определения этой величины из экспериментальных данных.

В качестве следующего шага найдем спектроскопические параметры рассматриваемой диэлектрической модели. Ранее в работах [3; 39; 118] был реализован подход с применением много релаксационного уравнения Дебая для поиска спектроскопических параметров в широком (МГц и ГГц) диапазоне частот, на примере индивидуальных минеральной и органической почв. В данном случае мы обобщим этот подход для группы минеральных арктических почв и определим численные значения параметров (ε_{0pL} , ε_{0pM} , ε_{0pH} и $\varepsilon_{\infty pH}$) используя уравнений (38) и (39).

Для много релаксационного уравнение Дебая (38) и (39) уравнения (33) – (35) записываются в следующем виде:

$$\varepsilon_{qpQ}(T) = \frac{1 + 2 \exp\left[F_{pQ}(T_{sepQ}) - \beta_{vqpQ}(T - T_{sepQ})\right]}{1 - \exp\left[F_{pQ}(T_{sepQ}) - \beta_{vqpQ}(T - T_{sepQ})\right]}, \quad (74)$$

$$F_{pQ}(T) = \ln\left[\frac{\varepsilon_{qpQ}(T) - 1}{\varepsilon_{qpQ}(T) + 2}\right], \quad (75)$$

$$\ln\left(\frac{kT_K}{h} \tau_{pQ}\right) = \frac{\Delta H_{pQ}}{R} \frac{1}{T_K} - \frac{\Delta S_{pQ}}{R}, \quad (76)$$

где индекс q заменяется на 0 и ∞ для низкочастотного и высокочастотного пределов ДП, соответственно. Индекс Q представляет собой низкую, среднюю и высокую частоты релаксаций компонент воды в почве, при $Q = L, M, H$, соответственно. Зна-

чения β_{vqpQ} , $\varepsilon_{qpQ}(T)$, $\frac{\Delta H_{pQ}}{R}$ и $\frac{\Delta S_{pQ}}{R}$, определяются в результате аппроксимации экспериментальных данных с помощью теоретических моделей (74) – (76), как было предложено в [39].

Решая уравнения (38), (39), (31), (32), (59), (60), (17) и (18), мы можем рассчитать значения действительной и мнимой частей КДП влажных почв, принимая во внимание только токи смещения. Значение действительной части КДП определяется полностью токами смещения и рассчитывается из уравнения (17), в отличие от мнимой части КДП. Определяя мнимую часть КДП на низких частотах, необходимо учитывать вклад токов проводимости [77]. Таким образом, КП влажных почв может быть выражен как сумма двух слагаемых: токов смещения $\varepsilon''_{sb} = 2n_s k_s$; токов проводимости $\varepsilon''_{sc} = \frac{\sigma_s}{2\pi f \varepsilon_r}$. Здесь n_s и k_s рассчитываются из уравнений (59) и (60), σ_s это удельная проводимость влажной почвы, ε_r – ДП свободного пространства, равная 8,854 пФ/м. Принимая во внимание [39], выражения для КП влажных почв можно записать в следующем виде:

$$\varepsilon''_s = \begin{cases} 2n_s k_s + \rho_d(m_g) (m_g / \rho_b) \sigma_b / 2\pi f \varepsilon_r, & m_g \leq m_{g1}; \\ 2n_s k_s + \rho_d(m_g) [(m_{g1} / \rho_b) \sigma_b + [(m_g - m_{g1}) / \rho_{u,i}] \sigma_{u,i}] / 2\pi f \varepsilon_r, & m_g \geq m_{g1}, \end{cases} \quad (77)$$

где σ_b , σ_u , σ_i – удельные проводимости связанной воды, несвязанной воды и влажного льда, соответственно.

Ранее, токи проводимости определялись при аппроксимации данных измерения КП для каждой почвы отдельно. В данном подходе аппроксимация осуществляется одновременно для группы почв, но при этом токи проводимости определяются индивидуально для каждой исследуемой почвы, в результате чего уравнение (36) имеет следующий вид:

$$\sigma_{pj}(T) = \sigma_{pj}(T_{\sigma pj}) + \beta_{\sigma pj}(T - T_{\sigma pj}) \quad (78)$$

где индекс j относится к номеру почвы в таблице 3.3. Значения $\sigma_{pj}(T_{\sigma pj})$ и $\beta_{\sigma pj}$ определяются в результате аппроксимации температурных зависимостей проводимости ($\sigma_{pj}(T)$) с помощью теоретической модели (78).

Таким образом, модель рассмотренная выше была применена к измеренным диэлектрическим спектрам ДП (ϵ'_s) и КП (ϵ''_s) исследуемых минеральных почв как в талом, так и в мерзлом состоянии, используя уравнения (17), (31), (32), (59), (60), (38), (39), (77). Поиск параметров осуществлялся в два этапа. На первом шаге проводилась одновременная аппроксимация экспериментальных спектров ДП и КП для трех исследованных почв с использованием только измеренных значений влажной почвы в диапазоне $0 < m_g < m_{g1}$, так чтобы в образцах присутствовала только связанная вода. В результате были определены параметры релаксации Дебая, которые относятся только к связанной воде (ϵ_{0bL} , ϵ_{0bM} , ϵ_{0bH} , $\epsilon_{\infty bH}$, τ_{bL} , τ_{bM} , и τ_{bH}). Учитывая, что m_{g1} зависит от температуры и определяется уравнениями (72) и (73), данные параметры были определены как для талого, так и для мерзлого состояния. В качестве примера на рисунке 4.3 символами показаны экспериментальные спектры действительной и мнимой частей КДП на температуре 20 °С. Кроме того, были

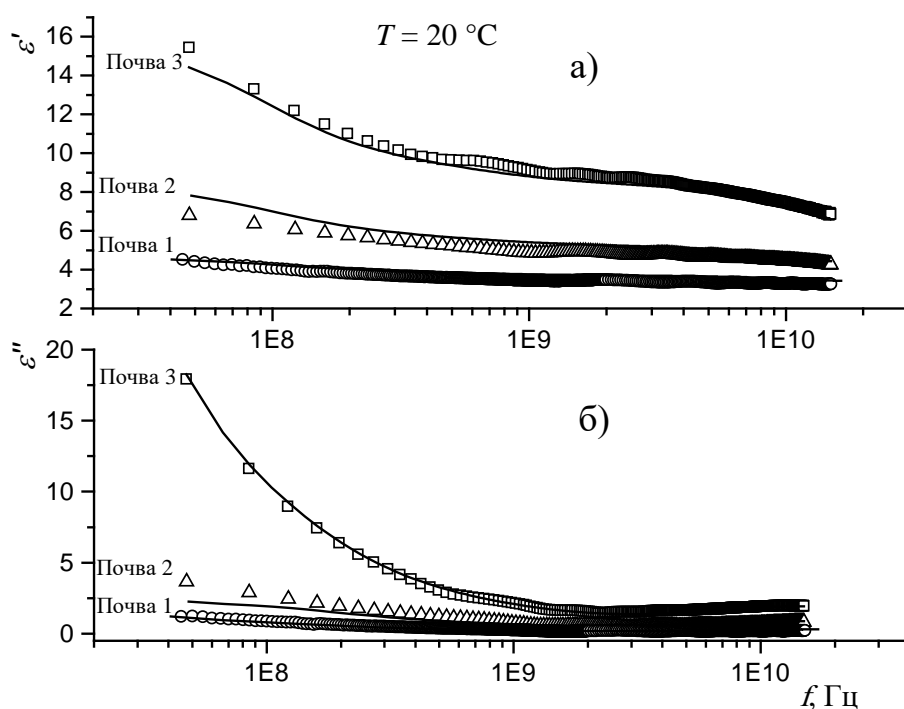


Рисунок 4.3 – Спектры а) действительной части КДП, б) мнимой части КДП. Символами показаны измеренные значения, сплошными линиями результат аппроксимации с помощью используемой модели. Температура образцов почвы 20 °С

получены значения проводимости связанной воды, σ_{b1} , σ_{b2} и σ_{b3} , для каждой исследуемой почвы, как в талой, так и в мерзлой почве, где 1, 2 и 3 соответствуют номеру почвы в таблице 3.3. Значения спектроскопических параметров и проводимости связанной воды, которые были определены с соответствующими ошибками показаны на рисунках 4.5 – 4.7 в зависимости от температуры.

После того, как все параметры модели, относящиеся к связанной воде, оказались найдены, был проведен следующий шаг аппроксимации. На следующем шаге были аппроксимированы экспериментальные спектры ДП и КП, влажность которых была больше, чем максимальное содержание связанной воды ($m_g > m_{g1}$). Таким образом в образцах почв содержалась как связанная, так и несвязанная компоненты почвенной воды. Это необходимо для того, чтобы найти параметры релаксаций Дебая для несвязанной воды (ε_{0uL} , ε_{0uH} , $\varepsilon_{\infty uH}$, τ_{uL} , и τ_{uH}) в талой почве и для влажного льда (ε_{0iL} , ε_{0iH} , $\varepsilon_{\infty iH}$, τ_{iL} , и τ_{iH}) в мерзлой почве, а так же удельные проводимости несвязанной воды (σ_{u1} , σ_{u2} , σ_{u3}) и влажного льда (σ_{i1} , σ_{i2} , σ_{i3}) в талой и мерзлой почве, соответственно. При аппроксимации измеренных спектров ДП и КП образцов почвы в которых содержится как связанная, так и несвязанная вода, были использованы уравнения (17), (31), (32), (59), (60), (38), (39) и (77), а так же ранее найденные значения величин (ε_{0bL} , ε_{0bM} , ε_{0bH} , $\varepsilon_{\infty bH}$, τ_{bL} , τ_{bM} , τ_{bH} , σ_{b1} , σ_{b2} и σ_{b3}) для связанной воды. В результате были получены значения низкочастотного предела ДП (ε_{0uQ}), высокочастотного предела ДП ($\varepsilon_{\infty uQ}$), времен релаксации (τ_{uQ}), а так же удельные проводимости ($\sigma_{uj}(T)$) относящихся к несвязанной воде в почве, для всех измеренных температур. Примеры рассчитанных по модели теоретических спектров ДП и КП с использованием параметров определенных из аппроксимации измеренных спектров ДП и КП показаны на рисунке 4.4 сплошными линиями для талой почвы при температуре 20 °С и для мерзлой почвы при температуре –20 °С. Как видно из рисунка 4.4 рассчитанные с помощью предложенной диэлектрической модели спектры хорошо согласуются с экспериментальными данными.

Итоговым результатом полученным на данном шаге являются экспериментально полученные температурные зависимости величин низкочастотного предела

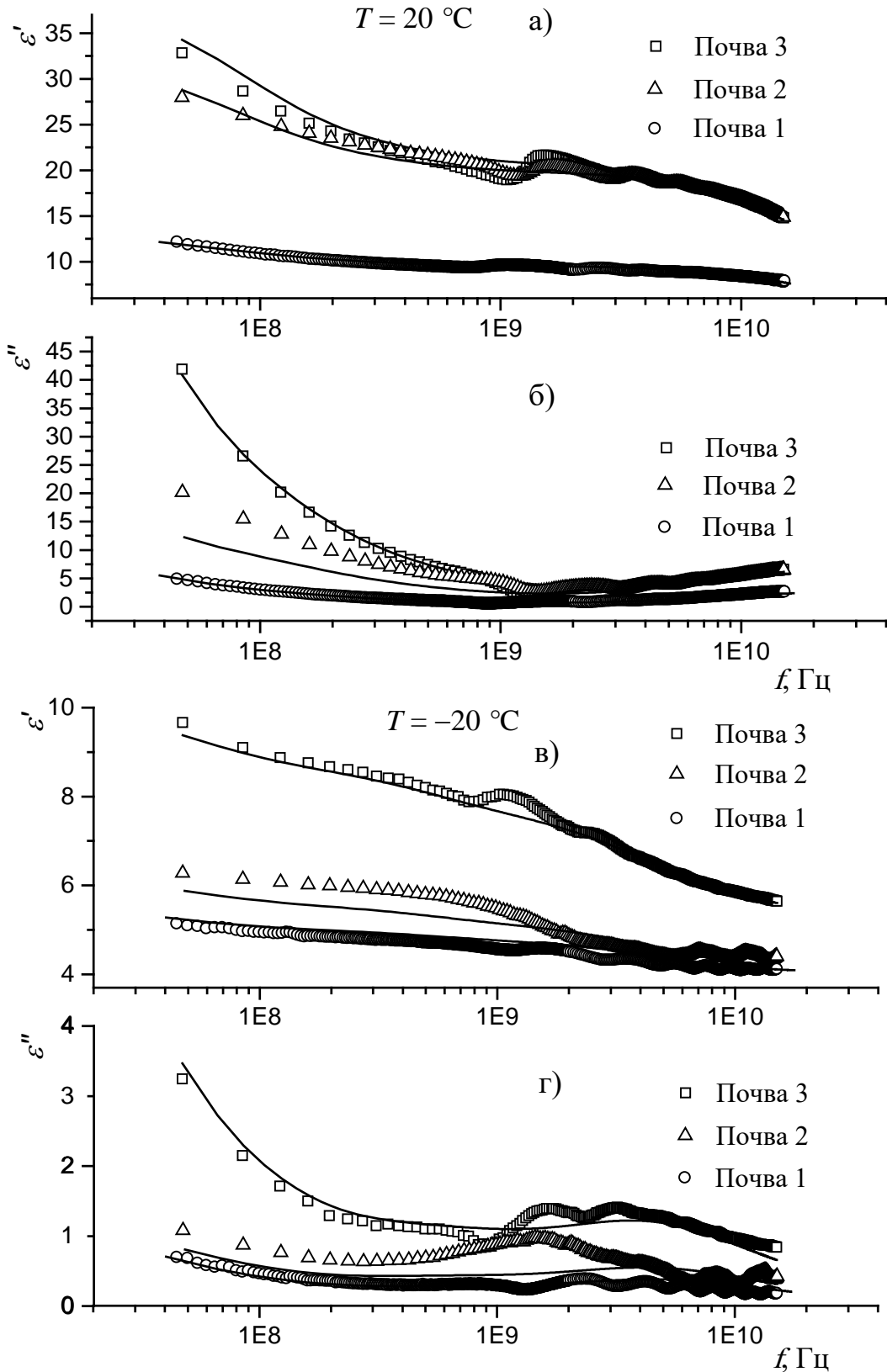


Рисунок 4.4 – Спектры а), в) ДП и б), г) КП соответствующие измеренным данным (символами) и результаты аппроксимации с помощью используемой модели (сплошные линии). Влажности образцов равны 0,117, 0,191, 0,226 для образцов почв 1, 2 и 3 на а) и б), соответственно, и 0,135, 0,179, 0,229 для образцов 1, 2 и 3 на в) и г), соответственно

ДП (ϵ_{0pQ}), высокочастотного предела ДП ($\epsilon_{\infty pQ}$), времен релаксации (τ_{pQ}), а так же удельные проводимости ($\sigma_{pj}(T)$), для связанной и несвязанной воды, содержащейся в талой или мерзлой почве. Эти зависимости приведены на рисунках 4.5 – 4.7. Следующим шагом будут найдены температурно-зависимые параметры предлагаемой диэлектрической модели.

4.2. Температурно-зависимые параметры диэлектрической модели

На рисунке 4.5 приведены экспериментальные температурные зависимости низкочастотных и высокочастотного пределов ДП (ϵ_{0pL} , ϵ_{0pM} , ϵ_{0pH} и $\epsilon_{\infty pH}$). Из рисунка видно, что при нагревании образцов от -30 до 0 °С наблюдается существенное изменение низкочастотного предела ДП связанной воды с 65,9 до 170 для ϵ_{0bH} , с 57,3 до 82,4 для ϵ_{0bM} и с 32,4 до 84,3 для ϵ_{0bL} . Такое поведение ДП связанной воды говорит о том, что в исследуемом диапазоне температур наблюдаются ФП влажного льда в незамерзшую связанную воду. При достижении температуры 0 °С ФП влажного льда в незамерзшую связанную воду прекращается. Так же из рисунка 4.5 видно, что ϵ_{0uL} и ϵ_{0uH} имеет разрыв в ДП при 0 °С, и ϵ_{0uL} меняет свое значение с 18,75, при температуре -1 °С до 111 при 0 °С, а ϵ_{0uH} меняет свое значение с 6,9 при -1 °С до 82,5 при 0 °С. Такое поведение низкочастотного предела ДП несвязанной воды в почве свидетельствует о ФП льда в несвязанную жидкую воду при 0 °С. Эти выводы были сделаны исходя из исследований проведенных в главе 2 во время совместных диэлектрических и калориметрических измерений, где было доказано, что изменение ДП свидетельствует о изменении количества незамерзшей связанной воды в почве. Кроме того, из рисунка 4.5 видно, что высокочастотный предел ДП для несвязанной воды и льда практически не зависит от температуры и имеет среднее значение 4,6 и это близко к значению 4,9 определенное в [106] для воды. В то же время высокочастотный предел для ДП для связанной воды растет с

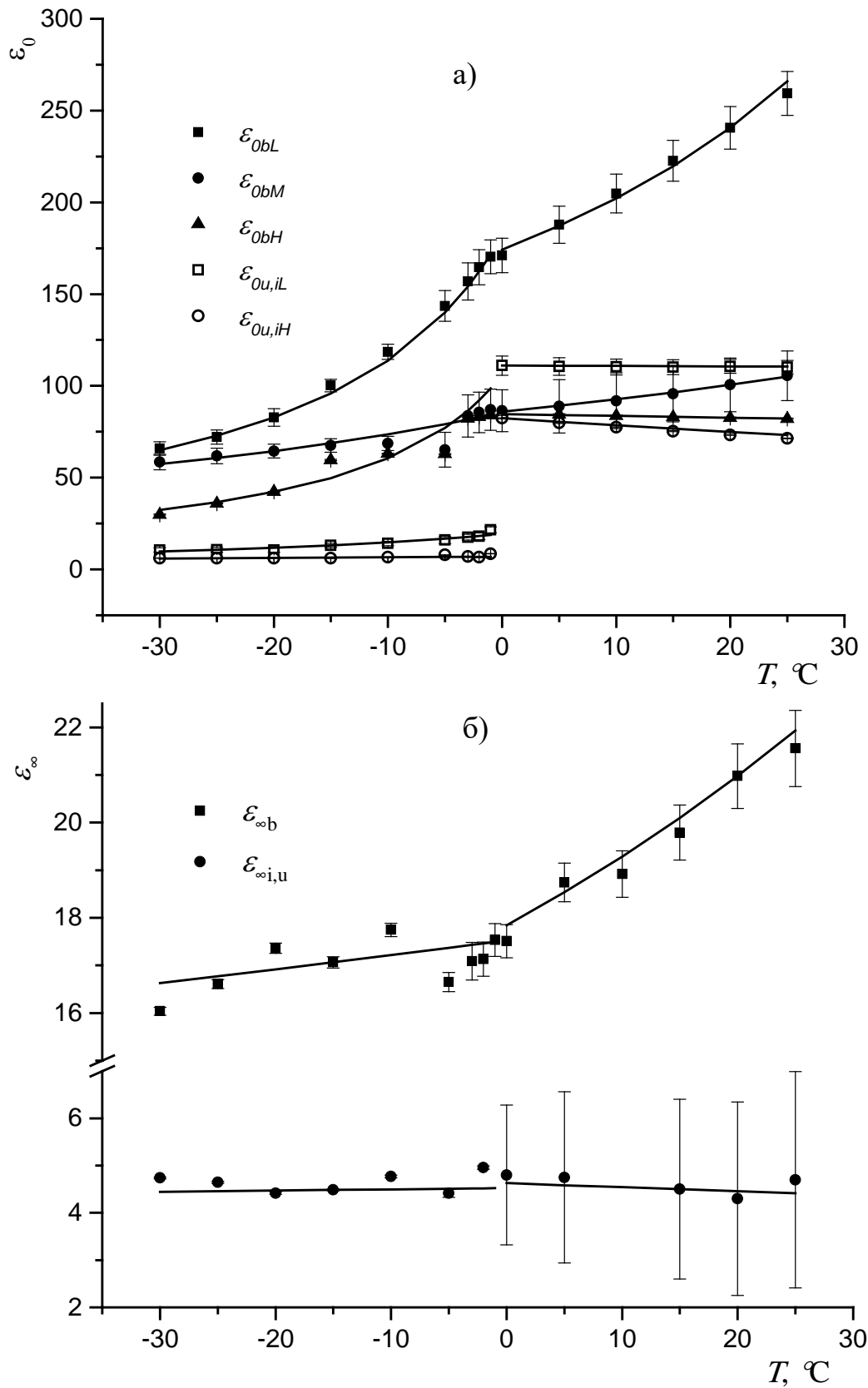


Рисунок 4.5 – а) Низкочастотный и б) высокочастотные пределы ДП в зависимости от температуры. Символами показаны измеренные значения, сплошными линиями результат аппроксимации

повышением температуры. При этом в области мерзлой почвы $\varepsilon_{\infty b}$ меняет свое значение от 16 до 17,5, а в области положительных температур рост более существенный и $\varepsilon_{\infty b}$ меняет свое значение от 17,5 до 21,5.

Проведем аппроксимацию экспериментальных температурных зависимостей показанных на рисунке 4.5 низкочастотных и высокочастотного пределов ДП с помощью уравнений Клаузиуса-Моссотти (74) и (75). В результате этой аппроксимации были определены параметры температурно-зависимой диэлектрической модели, а именно значения объемного коэффициента расширения β_{vqpQ} , а так же низкочастотные и высокочастотный пределы ДП при стартовой температуре $\varepsilon_{qpQ}(T_{s\varepsilon qpQ})$. Искомые значения параметров температурно-зависимой диэлектрической модели β_{vqpQ} , $T_{s\varepsilon qpQ}$, и $\varepsilon_{qpQ}(T_{s\varepsilon qpQ})$ были определены отдельно для талых и мерзлых образцов исследуемой совокупности почв. Эти значения приведены в таблице 4.1.

На рисунке 4.6 приведены экспериментальные температурные зависимости времен релаксации для различных компонент воды в почве (τ_{pL} , τ_{pM} , и τ_{pH}). Из рисунка видно что время релаксации с увеличением температуры уменьшается, кроме τ_{bL} и τ_{bM} , значения которых в пределах ошибки можно считать независимыми от температуры. Проведем аппроксимацию экспериментальных температурных зависимостей времен релаксации, показанных на рисунке 4.6, с помощью уравнения Эйринга (76). В результате этой аппроксимации были определены параметры температурно-зависимой спектроскопической диэлектрической модели, а именно значения параметров пропорциональных энергии активации $\frac{\Delta H_{pQ}}{R}$ и энтропии активации, $\frac{\Delta S_{pQ}}{R}$. Искомые значения параметров температурно-зависимой спектроскопической диэлектрической модели $\frac{\Delta H_{pQ}}{R}$ и $\frac{\Delta S_{pQ}}{R}$ были определены отдельно для талых и мерзлых образцов почвы. Значения этих параметров приведены в таблице 4.1. Кроме того, с помощью уравнения (76) и параметров $\frac{\Delta H_{pQ}}{R}$ и $\frac{\Delta S_{pQ}}{R}$

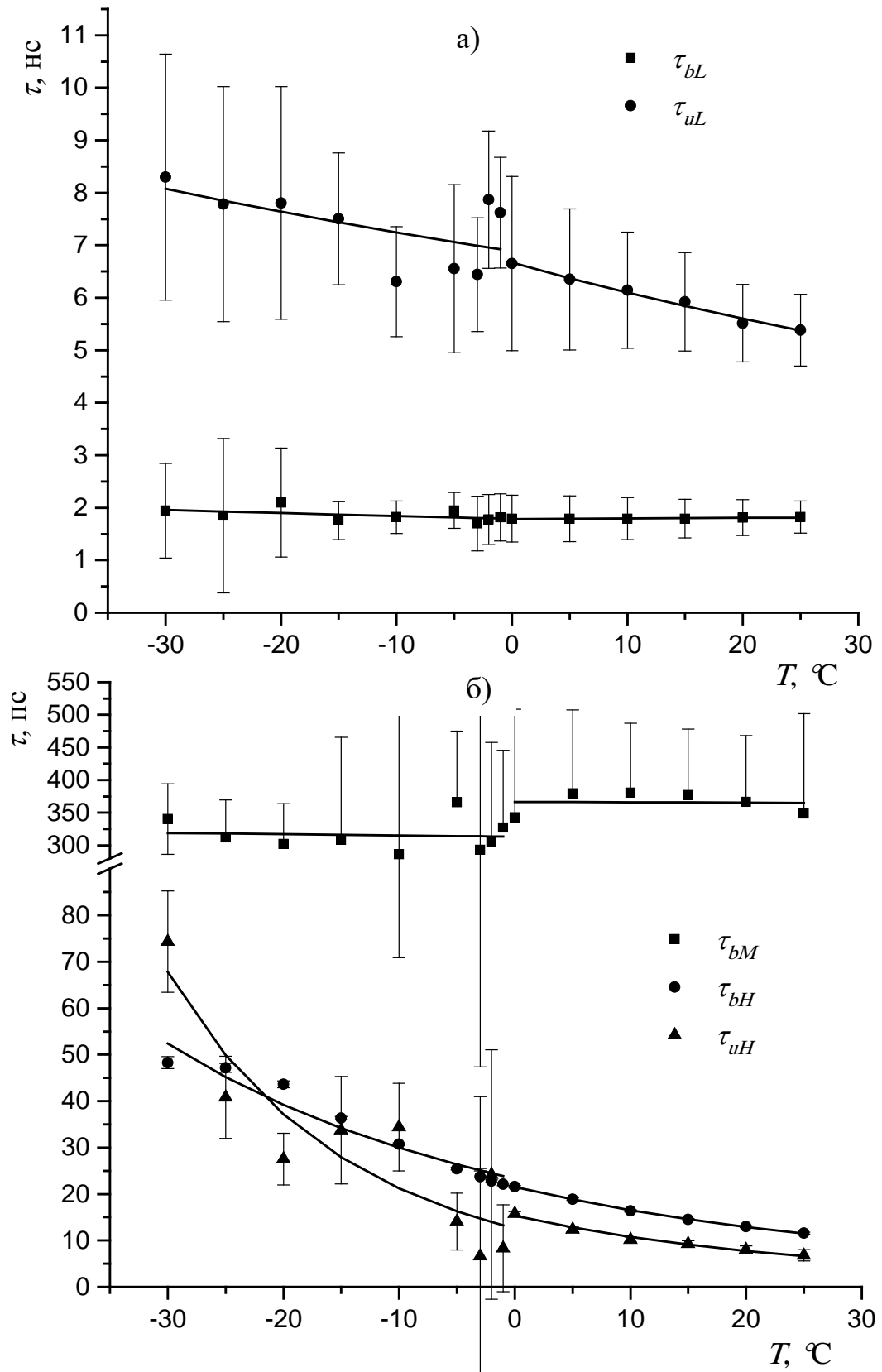


Рисунок 4.6 – Время релаксации в зависимости от температуры. Символами показаны измеренные значения, сплошными линиями результат аппроксимации

были рассчитаны теоретические значения времен релаксаций. Как видно из рисунка 4.6 и приведенных погрешностей, рассчитанные значения, показанные сплошными линиями, хорошо описывает измеренные данные.

Таблица 4.1 – Параметры температурно-зависимой диэлектрической модели для компонент почвенной воды

Компонента почвенной воды	$T \geq 0 \text{ }^\circ\text{C}$				
	Связанная вода ($p=b$)			Несвязанная вода ($p=u$)	
Релаксация	Высокая ($Q=H$)	Средняя ($Q=M$)	Низкая ($Q=L$)	Высокая ($Q=H$)	Низкая ($Q=L$)
Параметры					
$\epsilon_{0p}(T_{se0pQ})$	$82,6 \pm 0,4$	101 ± 15	241 ± 12	$73,3 \pm 0,2$	111 ± 4
$T_{se0pQ} \text{ (}^\circ\text{C)}$	20				
$\beta_{v0pQ} \text{ (K}^{-1} \times 10^{-3}\text{)}$	$0,040 \pm 0,005$	$-0,25 \pm 0,01$	$-0,23 \pm 0,01$	$0,18 \pm 0,01$	$0,010 \pm 0,003$
$\frac{\Delta H_{pQ}}{R} \text{ (K)}$	1758 ± 29	-270 ± 190	-339 ± 21	2450 ± 170	415 ± 42
$\frac{\Delta S_{pQ}}{R}$	$1,64 \pm 0,11$	$-8,7 \pm 0,7$	$-10,5 \pm 0,1$	$4,5 \pm 0,6$	$-9,0 \pm 0,2$
$\epsilon_{\infty p}(T_{se0pQ})$	$20,9 \pm 0,7$			$4,3 \pm 2,7$	
$T_{se\infty pQ} \text{ (}^\circ\text{C)}$	20				
$\beta_{v\infty pQ} \text{ (K}^{-1} \times 10^{-3}\text{)}$	$-1,1 \pm 1,2$			$-0,12 \pm 0,14$	
Компонента почвенной воды	$T < 0 \text{ }^\circ\text{C}$				
	Связанная вода ($p=b$)			Лед ($p=i$)	
$\epsilon_{0p}(T_{se0pQ})$	$42,30 \pm 0,03$	65 ± 4	83 ± 5	$6,10 \pm 0,05$	$10,5 \pm 1,2$
$T_{se0pQ} \text{ (}^\circ\text{C)}$	-20				
$\beta_{v0pQ} \text{ (K}^{-1} \times 10^{-3}\text{)}$	$-2,1 \pm 0,1$	$-0,57 \pm 0,05$	$-0,98 \pm 0,02$	$-2,3 \pm 1,3$	$-4,7 \pm 0,5$
$\frac{\Delta H_{pQ}}{R} \text{ (K)}$	1530 ± 165	-218 ± 184	-61 ± 13	3460 ± 670	93 ± 85
$\frac{\Delta S_{pQ}}{R}$	$0,7 \pm 0,7$	$-8,3 \pm 0,7$	$-9,5 \pm 0,5$	$8,4 \pm 2,8$	$-10,2 \pm 0,7$
$\epsilon_{\infty p}(T_{se0pQ})$	$17,3 \pm 0,1$			$4,40 \pm 0,03$	
$T_{se\infty pQ} \text{ (}^\circ\text{C)}$	-20				
$\beta_{v\infty pQ} \text{ (K}^{-1} \times 10^{-3}\text{)}$	$-0,29 \pm 0,15$			$-0,3 \pm 0,3$	

Наконец, на рисунке 4.7 приводятся температурные зависимости удельной проводимости компонент почвенной воды для каждой из измеренных почв. Из рисунка видно, удельная проводимость с повышением температуры растет, как для

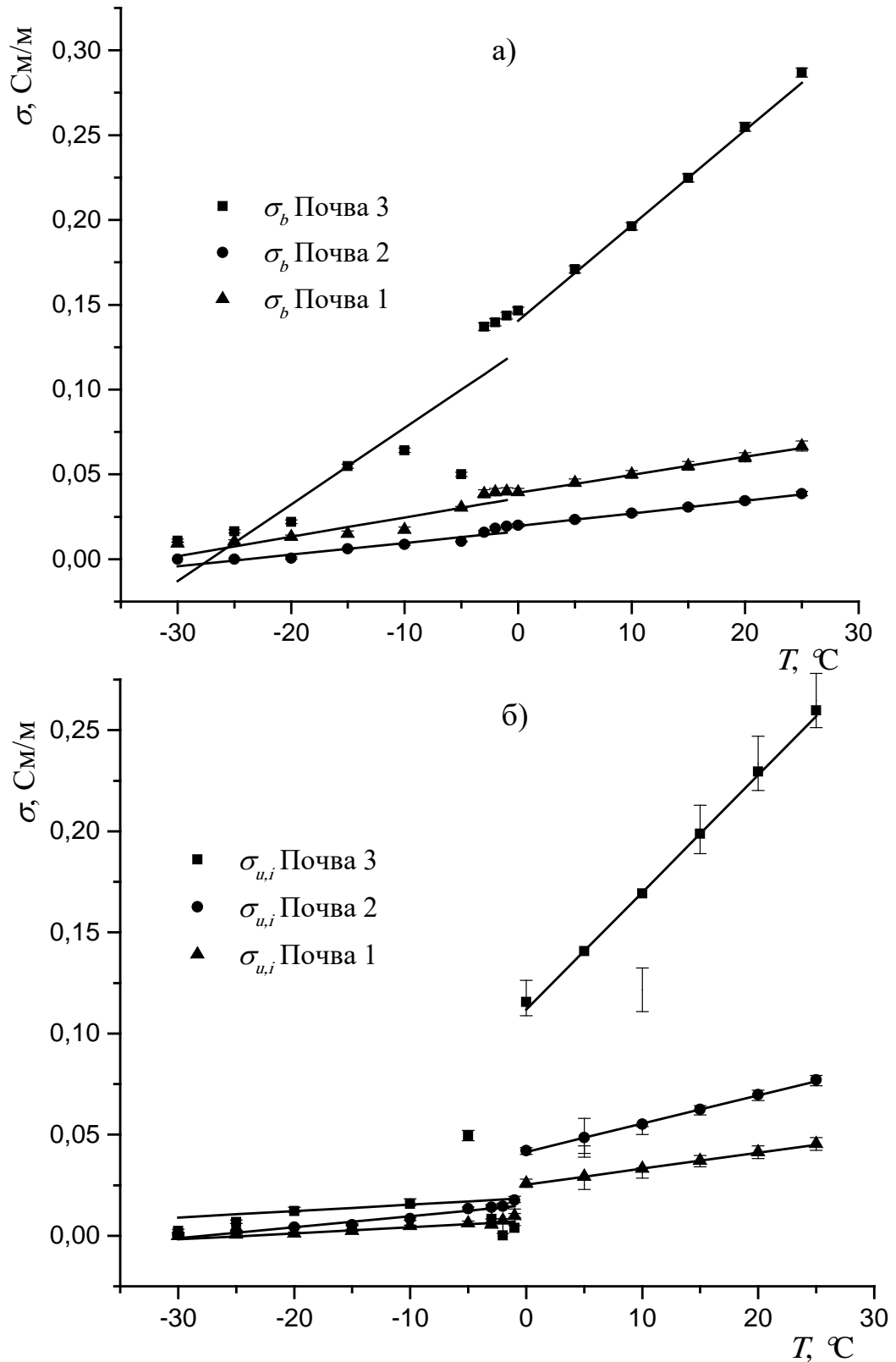


Рисунок 4.7 – Проводимость в зависимости от температуры, а) для связанной воды, б) для несвязанной воды при положительных температурах, и влажного при отрицательных температурах. Символами показаны измеренные значения, сплошными линиями результат аппроксимации

связанной так и для свободной воды, кроме того видно, что почвы с большим содержанием глинистой фракции имеют большую удельную проводимость. Особое внимание можно обратить на удельную проводимость несвязанной воды и льда. В области мерзлой почвы, когда несвязанная вода находится в состоянии льда изменение удельной проводимости с ростом температуры слабое и изменяется от 0 до 0,015 См/м. При достижении 0 °С, удельная проводимость меняется скачком и при дальнейшем повышении температуры она начинает увеличиваться с большей скоростью. Наибольшим скачком удельной проводимости в 0 °С обладает почва 3, которая имеет наибольшее содержание глины, так же данная почва имеет максимальное изменение удельной проводимости при изменении температуры от 0 до 25 °С, значение которого меняется от 0,11 до 0,25 См/м. Скачкообразное изменение удельной проводимости несвязанной воды в 0 °С свидетельствует о ее фазовом переходе. В связанной воде удельная проводимость не имеет разрывов при 0 °С.

Проведем аппроксимацию температурных зависимостей удельной проводимости, показанной символами на рисунке 4.7, с использованием линейной зависимости (78). В результате линейной аппроксимации были получены такие параметры модели как значения проводимости при начальной температуре, $\sigma_{pj}(T_{спр})$, и коэффициент теплоступности, $\beta_{спрj}$. Найденные значения параметров температурно-зависимой диэлектрической модели $\sigma_{pj}(T_{спр})$ и $\beta_{спрj}$ определены для талой и мерзлой почвы отдельно. Оказалось, что эти параметры зависят от содержания в почве глинистой фракции. Для определения параметров $\sigma_{pj}(T_{спр})$ и $\beta_{спрj}$ в зависимости от содержания глинистой фракции была применена линейная аппроксимация, в результате которой получены следующие формулы:

Для почвы в талом состоянии ($T \geq 0$ °С)

$$\begin{aligned} \sigma_{bj}(T_{sob}) &= (5,8C - 32,9)10^{-3} \frac{\text{См}}{\text{м}} & \beta_{obj} &= (0,15C - 1,1)10^{-3} (\text{См/м})/\text{К} \\ \sigma_{uj}(T_{sob}) &= (5,2C - 23,8)10^{-3} \frac{\text{См}}{\text{м}} & \beta_{ouj} &= (0,16C - 1,2)10^{-3} (\text{См/м})/\text{К} \end{aligned} \quad (79)$$

Для почвы в мерзлом состоянии ($T < 0$ °С)

$$\begin{aligned}
\sigma_{bj}(T_{sob}) &= (1,4C - 8,9)10^{-3} \frac{C_M}{M} & \beta_{obj} &= (0,11C - 0,59)10^{-3} (C_M/M)/K \\
\sigma_{ij}(T_{sob}) &= (0,35C - 2,3)10^{-3} \frac{C_M}{M} & \beta_{oij} &= (-0,00092C + 0,41)10^{-3} (C_M/M)/K
\end{aligned} \tag{80}$$

В результате была разработана диэлектрическая модель для арктических влажной минеральных почв для расчета КДП. Переменными модели является следующие величины: массовая влажность (m_g), плотность сухой почвы (ρ_d), частота электромагнитной волны (f), температура почвы (T), содержание глинистой фракции (C). Все эти переменные в явном виде входят в полученные для модели формулы и соотношения. Кроме того, в полученные формулы и соотношения входят группы универсальных параметров которые сохраняют свои значения во всем диапазоне вариаций переменных модели (m_g, ρ_d, f, T, C), для случаев талой и мерзлой почвы. К этим параметрам относятся: приведенный ПП твердой компоненты почвы $\left(\frac{n_m-1}{\rho_m}\right)$, приведенный НКЗ твердой компоненты почвы $\left(\frac{k_m}{\rho_m}\right)$, низкочастотный предел ДП при стартовой температуре для компонент почвенной воды в случае талой и мерзлой почвы ($\epsilon_{0pQ}(T_{s\epsilon 0pQ})$), высокочастотный предел ДП при стартовой температуре для компонент почвенной воды в случае талой и мерзлой почвы ($\epsilon_{\infty pQ}(T_{s\epsilon \infty pQ})$), объемный коэффициент расширения связанный с низкочастотным пределом ДП для компонент почвенной воды в случае талой и мерзлой почвы (β_{v0pQ}), объемный коэффициент расширения связанный с высокочастотным пределом ДП для компонент почвенной воды в случае талой и мерзлой почвы ($\beta_{v\infty pQ}$), параметры пропорциональные энтропии активации для компонент почвенной воды в случае талой и мерзлой почвы $\left(\frac{\Delta S_{pQ}}{R}\right)$. Найденные численные значения универсальных параметров и погрешности с которыми они определены, приведены в таблице 4.1. Ко второй группе отнесем такие параметры, созданной диэлектрической модели, значения которых изменяются при вариациях температуры и содержания глинистой фракции. Такими параметрами являются: максимальное содержание незамерзшей связанной воды (m_{g1}), которое определяется из уравнений (72) и (73) для случаев мерзлой и талой почвы, соответственно,

значение проводимости при стартовой температуре ($\sigma_{bj}(T_{s\sigma b})$), которое определяются при помощи уравнений (79) и (80), в случае талой и мерзлой почвы, соответственно, и коэффициентом теплопроводности ($\beta_{\sigma bj}$), которое определяются при помощи уравнений (79) и (80), в случае талой и мерзлой почвы, соответственно.

Алгоритм, основанный на приведенных выше формулах, соотношениях и параметрах, который определяет созданную диэлектрическую модель, имеет следующий вид:

- 1) Задаются численные значения переменных модели (m_g, ρ_d, f, T, C).
- 2) Высокочастотный и низкочастотные пределы диэлектрической проницаемости, а также времена релаксации рассчитываются при использовании уравнения (74) – (76), и данных приведенных в таблице 4.1, при заданной температуре.
- 3) После того как найдены значения ε_{qpQ} и τ_{pQ} , значения ДП, ε'_p , и КП, ε''_p , для всех компонент воды в почве рассчитываются как функции частоты при данной температуре используя много релаксационные уравнения Дебая (38) и (39), соответственно.
- 4) Значение ε'_p и ε''_p переводятся в ПП, n_p , и НКЗ, κ_p , для всех компонент почвенной воды используя уравнения (31) и (32).
- 5) Используя рефракционную модель (59) и (60) и уравнения (72) и (73) для максимального содержания связанной воды, а так же значения параметров $\frac{n_m-1}{\rho_m} = 0,4$ и $\frac{k_m}{\rho_m} = 0$ при заданных значениях переменных m_g и ρ_d рассчитываются ПП, n_s , и НКЗ, κ_s , почвы.
- 6) В конце, значения ПП, n_s , и НКЗ, κ_s , переводятся в значения ДП, ε'_s , и КП, ε''_s , почвы, используя уравнения (17) и (77), соответственно, принимая во внимание удельную проводимость, рассчитанную используя уравнения (78), (79) и (80).

4.3. Проверка разработанной спектроскопической диэлектрической модели

Оценка разработанной диэлектрической модели была осуществлена путем сравнения рассчитанных значений ДП (ϵ'_s) и КП (ϵ''_s) с соответствующими измеренными данными. Кроме того, был проведен сравнительный анализ значений ДП и КП, рассчитанных с использованием предложенной диэлектрической моделью и измеренными данными, которые не использовались при разработке модели, с целью проверки применимости предложенной модели для независимой почвы.

Для количественной оценки статистической ошибки предложенной диэлектрической модели были оценены значение коэффициента детерминации, R^2 , и значение нормированной среднеквадратическое отклонение, НСКО, для рассчитанных значений ДП и КП относительно измеренных данных, значения которых использовались при создании модели, используя уравнения (58) и (57). Соответствие между рассчитанными значениями ДП и КП и измеренными значениями показано на рисунке 4.8. В результате были получены значения НСКО = 5% для ДП и НСКО = 25% для КП. При этом значение R^2 оказались равными 0,994 и 0,965 для ДП и КП, соответственно. Из полученных результатов видно, что погрешности созданной модели близки к ошибкам измерения соответствующих величин (см. раздел 2.3).

Кроме того, чтобы оценить применимость разработанной диэлектрической модели для независимых почв, была проведена такая же оценка, как предложено выше, для дополнительно измеренной арктической почвы с содержанием глины 33,4% (почва 4 в таблице 3.3). Измеренные диэлектрические данные этой почвы не использовались при создании модели. Для расчета теоретических спектров КДП независимой почвы применялась вышеописанная методика и спектроскопические параметры, приведенные в таблице 4.1. Соответствие между рассчитанными значениями ДП и КП и измеренными величинами показано на рисунке 4.9. В результате

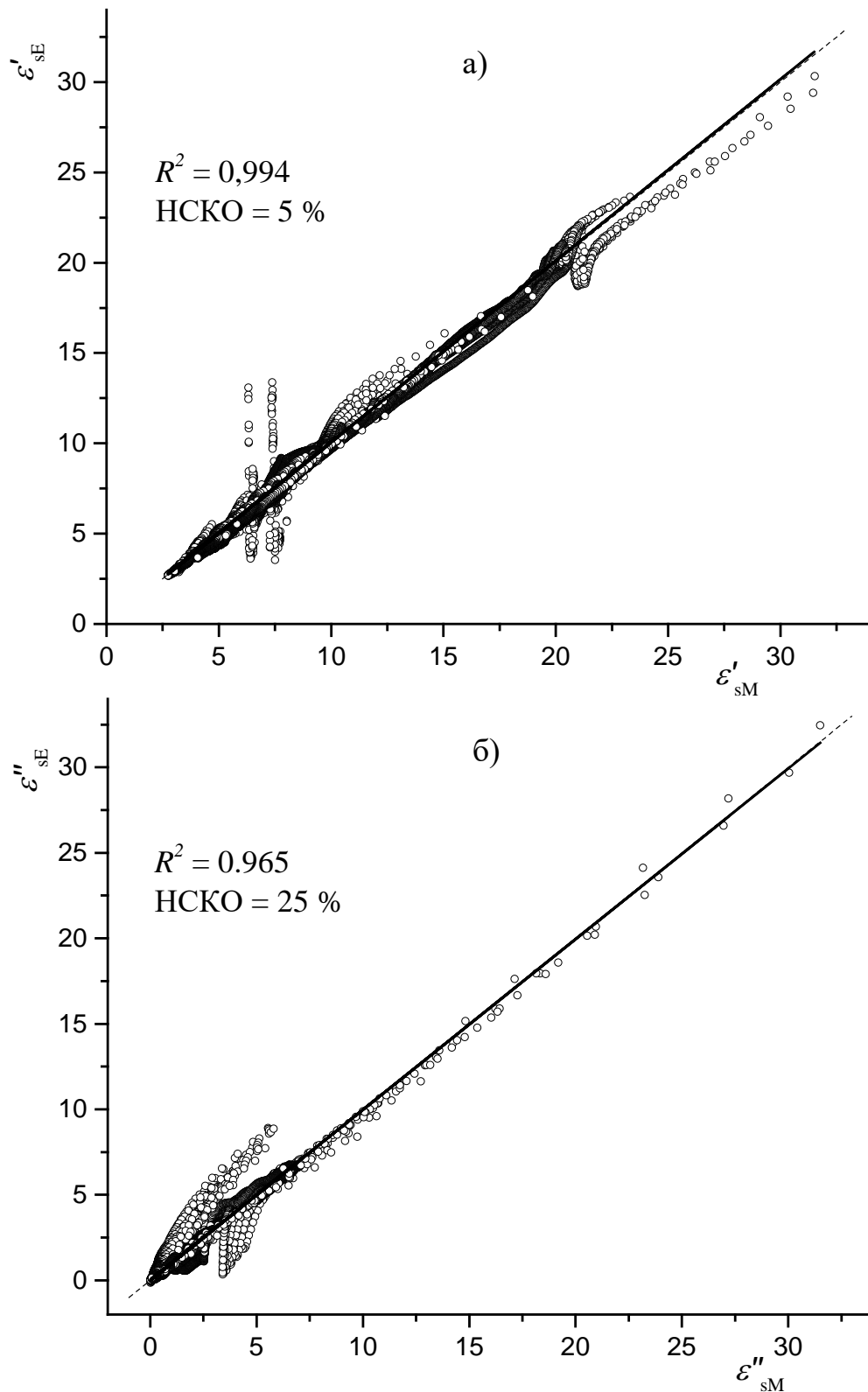


Рисунок 4.8 – Зависимость экспериментальных данных КДП влажных почв 1, 2 и 3 из Таблица 3.3 от рассчитанных значений с помощью предложенной модели. а) действительная часть КДП, ϵ'_s , б) мнимая часть КДП, ϵ''_s в диапазоне температур $-30 \leq T \leq 25^\circ\text{C}$. Символы – экспериментальные данные, сплошная линия – линейная аппроксимация, пунктирная линия – биссектриса

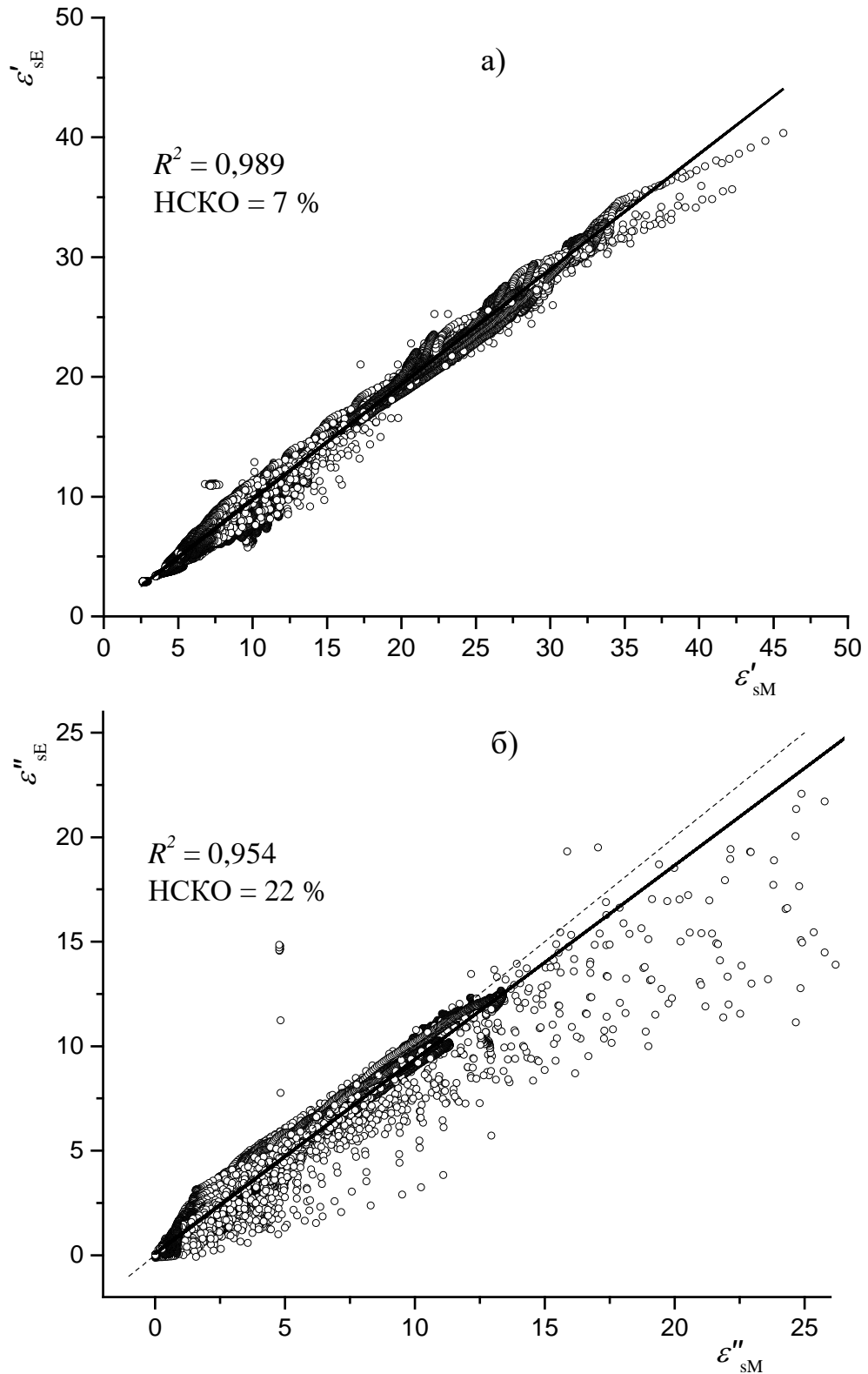


Рисунок 4.9 – Зависимость экспериментальных данных КДП влажной почвы 4 из Таблица 3.3 от рассчитанных значений с помощью предложенной модели. а) действительная часть КДП, ϵ'_s , б) мнимая часть КДП, ϵ''_s в диапазоне температур $-30 \leq T \leq 25^\circ\text{C}$. Символы – экспериментальные данные, сплошная линия – линейная аппроксимация, пунктирная линия – биссектриса

были получены значения НСКО равные 7% и 22%, а значения R^2 оказались равными 0,989 и 0,954 для ДП и КП, соответственно. В результате было показано, что для независимой почвы получены такие же величины погрешности, что и в случае почв, диэлектрические данные которых использовались при создании модели.

Выводы: Основываясь на измерениях КДП трех минеральных почв собранных в арктической тундре на полуострове Ямал была разработана спектроскопическая (в диапазоне частот от 0,05 до 15 ГГц) диэлектрическая модель для талого и мерзлого состояния. Разработанная модель учитывает зависимость КДП от влажности (в диапазоне значений массовой влажности от 0 до 0,32 г/г), плотности сухого сложения (от 1,28 до 1,86 г/см³), содержания глинистой фракции (от 9,1 до 41,3%) и от температуры в диапазоне от –30 до 25 °С. Для поиска универсальных параметров диэлектрической модели применялся предложенной в диссертации подход, который позволяет проводить одновременную аппроксимацию спектров ДП (ϵ'_s) и КП (ϵ''_s) для группы почв с различным гранулометрическим составом и находить погрешности относящиеся к этим универсальным параметрам. Данный подход позволил существенно сократить количество параметров, зависящих от содержания глинистой фракции, тем самым упростить диэлектрическую модель в отличие от предложенной в [116] гранулометрической зависимой диэлектрической модели на положительных температурах. Кроме того, при одновременной аппроксимации группы почв, максимальное количество связанной воды определяется более устойчиво, при этом видно, что значения КДП компонент почвенной воды являются близкими для почв, собранных в одном регионе, и имеющих различное содержание глинистой фракции.

Исследованы ФП воды в почве из зависимостей максимального содержания связанной воды и низкочастотного предела ДП от температуры и показано, что связанная вода в почве испытывает ФП в диапазоне температур от –30 до 0 °С. Так же было определено, что максимальное количество связанной воды, испытывающей ФП, определяется содержанием глинистой фракции в почве, т. е. чем больше глины

в почве тем большее количество связанной воды испытывает ФП в области отрицательных температур.

Определена статистическая ошибка разработанной диэлектрической модели и показано, что она позволяет прогнозировать значения КДП, которые хорошо соответствуют данным диэлектрических измерений. В частности, это соответствие характеризуется значениями коэффициента детерминации, R^2 , который равен 0,994 и 0,965 для ДП, ε'_s , и КП, ε''_s , соответственно. При этом значение нормированной среднеквадратической ошибки, НСКО, для действительной и мнимой частей КДП равны 5% и 25% соответственно. Эти ошибки прогнозирования КДП с помощью предложенной диэлектрической модели имеют тот же порядок величины, что и сами погрешности диэлектрических измерений. В дополнении, чтобы оценить применимость разработанной диэлектрической модели для независимых почв, была проведена такая же оценка с использованием данных дополнительно измеренной арктической почвы, которые не использовались при построении модели. В результате были получены значения НСКО равные 7% и 22%, а значения R^2 оказались равными 0,989 и 0,954 для ДП и КП, соответственно.

В связи с этим разработанная диэлектрическая модель может быть использована для того чтобы производить обработку данных ДЗЗ в области тундры на полуострове Ямал, полученные одновременно с нескольких спутниковых систем, работающих в широком диапазоне частот (МГц и ГГц диапазоны). Разработка таких моделей может послужить первым шагом на пути создания алгоритмов широкополосного ДЗЗ.

Заключение

Основные результаты, полученные в диссертации, состоят в следующем:

1. Проведены совместные экспериментальные диэлектрические и калориметрические исследования механизмов фазовых переходов воды для одних и тех же образцов Na-бентонитовой глины. В результате получены температурные зависимости характеризующие изменение массы незамерзшей воды в почве за счет изменения массы льда определенные из данных калориметрических измерений, а также из данных диэлектрических измерений определены температурные зависимости максимального количества общей связанной воды (прочносвязанной и рыхлосвязанной воды) в мерзлой почве. Совпадение количества незамерзшей воды, определенное методом дифференциально сканирующей калориметрии, и общего количества связанной воды, полученные в результате диэлектрических измерений, доказывает, что диэлектрический метод позволяет исследовать фазовые переходы связанной воды в мерзлой почве.

2. На основе экспериментальных данных дифференциально сканирующей калориметрии найдены значения удельной теплоты плавления в двух случаях, а именно: при переходе льда в незамерзшую связанную почвенную воду ($\lambda_{ti} = 291 \pm 11$ Дж/г), и при переходе льда в жидкую несвязанную почвенную воду ($\lambda_i = 368 \pm 22$ Дж/г).

3. Измерены и проанализированы спектры показателей преломления n и поглощения k естественных сельскохозяйственных почв собранных в степной зоне Краснодарского края, а также группы минеральных почв, собранных в районе арктической тундры на полуострове Ямал, с варьирующимся гранулометрическим составом. Измерения были проведены в процессе оттаивания в диапазоне температур от -30 до 25 °С, для диапазона частот от $0,05$ до 15 ГГц, при влажностях изменяющихся от 0 до минимальной полевой влагоемкости.

4. Разработана температурно-зависимая диэлектрическая модель на частоте 1,4 ГГц, описывающая КДП индивидуальной талой и мерзлой сельскохозяйственной почвы. Разработанная модель может быть использована при создании алгоритмов дистанционного зондирования влажности, для сельскохозяйственных регионов.

5. Разработана температурно- и гранулометрически зависимая диэлектрическая модель описывающая комплексную диэлектрическую проницаемость группы минеральных почв из одного региона арктической тундры для талого и мерзлого состояния на частоте 1,4 ГГц. Определена статистическая ошибка значений КДП рассчитанных с использованием разработанной модели, данная ошибка не превышает величины погрешностей самих измерений.

6. Разработанная диэлектрическая модель количественно учитывает влияние фазовых переходов почвенной воды в зависимости от температуры и содержания глинистой фракции используя найденный параметр – максимальное количество связанной воды.

7. Предложен новый подход основанный на одновременном анализе влажностных зависимостей комплексного показателя преломления совокупности почв, в результате которого обнаружено, что диэлектрические проницаемости компонент почвенной воды являются близкими для почв с различным содержанием глинистой фракции, собранных из одного региона арктической тундры.

8. Разработана температурно- и гранулометрически зависимая диэлектрическая модель описывающая КДП группы минеральных почв из одного региона арктической тундры для талого и мерзлого состояния в МГц и ГГц диапазонах частот, которая учитывает влияние фазовых переходов почвенной воды. При создании модели использовался подход позволяющий проводить одновременную аппроксимацию спектров КДП почв с различным содержанием глинистой фракции. Данный подход позволил существенно сократить количество параметров, зависящих от содержания глинистой фракции, тем самым упростить диэлектрическую

модель в отличие от предложенной в [116] гранулометрически зависимой диэлектрической модели на положительных температурах, где такая зависимость учитывалась.

9. Исследованы фазовые переходы воды в почве с помощью зависимостей максимального содержания связанной воды и низкочастотного предела ДП от температуры. Так же было показано, что максимальное количество связанной воды, испытывающей фазовый переход, определяется содержанием глинистой фракции в почве, т. е. чем больше глины в почве тем большее количество связанной воды испытывает фазовый переход в области отрицательных температур.

Разработанные диэлектрические модели могут быть использованы в алгоритмах дистанционного зондирования почв арктической тундры полуострова Ямал в широком диапазоне частот, для различных влажностей, как для мерзлого так и для талого состояния. Диэлектрическая модель разработанная на частоте 1,4 ГГц может быть применены в алгоритмах SMOS и SMAP, а спектроскопическая диэлектрическая модель, разработанная в МГц и ГГц диапазонах может быть применена для совокупности спутниковых систем использующих широкий диапазон частот.

Список сокращений и условных обозначений

- ДЗ – дистанционное зондирование
- ДЗЗ – дистанционное зондирование Земли
- ДП – диэлектрическая проницаемость
- ДСК – дифференциально сканирующая калориметрия
- КДП – комплексная диэлектрическая проницаемость
- КП – коэффициент диэлектрических потерь
- КПП – комплексный показатель преломления
- ММП – модель мерзлой почвы
- НКЗ – нормированный коэффициент затухания
- НСКО – нормированное среднеквадратичное отклонение
- ОРДМС – обобщенная рефракционная диэлектрическая модель смеси
- ПП – показателем преломления
- СВЧ – сверхвысокие частоты
- СКО – среднеквадратическое отклонение
- ТМЗ ОРДМС – температурно- и минералогически зависимая обобщенная ре-
фракционная диэлектрическая модель смеси
- ФП – фазовый переход
- R^2 – коэффициента детерминации
- C – содержание глины [%]
- S – содержание песка [%]
- Si – содержание ила [%]
- m_v – объемная влажность [$\text{см}^3/\text{см}^3$]
- m_g – весовая (массовая) влажность почвы [г/г]
- m_w – масса воды в почве [г]
- m_d – масса сухой почвы [г]
- m_{g1} – максимально возможное содержание прочносвязанной воды [г/г]

m_{g2} – максимальное содержание общего количества связанной воды (сумма прочносвязанной и рыхлосвязанной воды) [г/г]

m_{vu} – объемное содержание незамерзшей воды [см³/см³]

m_{vi} – объемное содержание льда [см³/см³]

m_{gt} – максимальная весовая влажность до достижения которой, вода в образцах не испытывает ФП [г/г]

ρ – плотность почвы в естественном сложении [г/см³]

ε^* – комплексная диэлектрическая проницаемость

ε_s^* – комплексная диэлектрическая проницаемость смеси

ε_s' – действительная часть комплексной диэлектрической проницаемости смеси

ε_s'' – мнимая часть комплексной диэлектрической проницаемости смеси

ε_a – диэлектрическая проницаемостью воздуха

ε_w – диэлектрическая проницаемостью воды

ε_{0pQ} – низкочастотный предел действительной части комплексной диэлектрической проницаемости соответствующей компоненты почвенной воды ($p = b, t, u, i$ для прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды, несвязанной воды и льда, соответственно. Индекс Q представляет собой низкую, среднюю и высокую частоты релаксаций компонент воды в почве, при $Q = L, M, H$, соответственно)

$\varepsilon_{\infty p}$ – высокочастотный предел действительной части комплексной диэлектрической проницаемости соответствующей компоненты почвенной воды ($p = b, t, u, i$ для прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды, несвязанной воды и льда, соответственно).

W_i – относительная объемная доля i -ой компоненты смеси

V_i – объем занимаемый i -ой компоненты смеси [см³]

V – объем всей смеси [см³]

n_s^* – комплексный показатель преломления смеси

n_s – показателем преломления смеси

n_m – показатель преломления минеральной компоненты

n_a – показатель преломления воздуха

n_p – показатель преломления соответствующей компоненты почвенной воды ($p = b, t, u, i$ для прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды, несвязанной воды и льда , соответственно)

κ_s – нормированным коэффициентом затухания смеси

κ_m – нормированным коэффициентом затухания минеральной компоненты

κ_a – нормированным коэффициентом затухания воздуха

κ_p – нормированным коэффициентом затухания соответствующей компоненты почвенной воды ($p = b, t, u, i$ для прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды, несвязанной воды и льда , соответственно)

β_{vp} – объемный коэффициент расширения связанный с компонентами почвенной воды ($p = b, t, u, i$ для прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды, несвязанной воды и льда , соответственно) [1/К]

T – температура [°С]

T_{sep} – начальная температура [°С]

τ_{pQ} – время релаксации для различных компонент воды в почве ($p = b, t, u, i$ для прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды, несвязанной воды и льда , соответственно. Индекс Q представляет собой низкую, среднюю и высокую частоты релаксаций компонент воды в почве, при $Q = L, M, H$, соответственно) [с]

σ_p – значение удельной проводимости соответствующей компоненты почвенной воды ($p = b, t, u, i$ для прочносвязанной воды, рыхлосвязанной воды, несвязанной воды и льда , соответственно) [См/м]

$\beta_{\sigma p}$ – производная проводимости по температуре, которую также называют коэффициентом теплопроводности [(См/м)/К]

ΔS_p – энтропия активации

ΔH_p – энергия активации релаксационного процесса

k – постоянная Больцмана ($1,38 \times 10^{-23}$ Дж·К⁻¹)

h – постоянная Планка ($6,626 \times 10^{-34}$ Дж·с)

SSA – удельная площадь поверхности почвы (м²/г)

λ_{ti} – удельная теплота плавления ФП льда в незамерзшую связанную воду
[Дж/г]

λ_i – удельная теплота плавления при ФП льда в несвязанную воду [Дж/г]

Список литературы

Публикации автора:

Статьи в журналах из перечня ВАК:

1. Каравайский А.Ю. СВЧ-диэлектрическая модель влажной среднеглинистой почвы, учитывающая физическую природу фазовых переходов воды в процессах замерзания и оттаивания / А.Ю. Каравайский, В.Л. Миронов // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2013. – Vol. 56. – № 10/3. – P. 76-78.
2. Миронов В.Л. Применимость концепции незамерзшей воды при моделировании диэлектрической проницаемости мерзлых почв / В.Л. Миронов, А.Ю. Каравайский, Ю.И. Лукин // Вестник Сибирского государственного университета. – 2013. – Vol. 51. – № 5. – P. 97-100.
3. Миронов В.Л. Обобщенная рефракционная диэлектрическая модель влажных почв, учитывающая ионную релаксацию почвенной воды / В.Л. Миронов, П.П. Бобров, С.В. Фомин, А.Ю. Каравайский // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2013. – Vol. 56. – № 3. – P. 75-79.
4. Каравайский А.Ю. Диэлектрическая модель мерзлого среднеглинистого чернозема в режиме нагревания от -30 до -1 °С на частотах 1,4 и 6,9 ГГц / А.Ю. Каравайский, В.Л. Миронов // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2015. – Vol. 58. – № 8/3. – P. 31-34.
5. Mironov V.L. Temperature- and texture-dependent dielectric model for frozen and thawed mineral soils at a frequency of 1.4 GHz / V.L. Mironov, L.G. Kosolapova, Y.I. Lukin, A.Y. Karavaysky, I.P. Molostov // Remote Sensing of Environment. – 2017. – Vol. 200. – P. 240-249.
6. Миронов В.Л. Диэлектрический метод измерения скрытой теплоты плавления льда при оттаивании мерзлой почвы / В.Л. Миронов, А.Ю. Каравайский, Ю.И. Лукин, Е.И. Погорельцев // Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. – 2018. – № 12.
7. Mironov V.L. Joint studies of water phase transitions in Na-bentonite clay by

calorimetric and dielectric methods / V.L. Mironov, A.Y. Karavayskiy, Y.I. Lukin, E.I. Pogoreltsev // *Cold Regions Science and Technology*. – 2018. – Vol. 153. – P. 172-180.

8. Mironov V.L. A dielectric model of thawed and frozen Arctic soils considering frequency, temperature, texture and dry density / V.L. Mironov, A.Y. Karavayskiy, Y.I. Lukin, I.P. Molostov // *International Journal of Remote Sensing*. – 2020. – Vol. 41. – № 10. – P. 3845-3865.

Прочие статьи и тезисы докладов

9. Каравайский А.Ю. Исследование гистерезиса массы незамерзшей воды при замерзании-оттаивании почв с использованием диэлектрического метода / А.Ю. Каравайский, В.Л. Миронов // Восемнадцатая Всероссийская научная конференция студентов-физиков и молодых ученых. – 2012. – Vol. 18. – P. 245-247.
10. Каравайский А.Ю. Применимость концепции вымерзания незамерзшей воды в мерзлой почве для расчета зависимости диэлектрической проницаемости от влажности и температуры / А.Ю. Каравайский, В.Л. Миронов // *Материалы XVI Международной научной конференции “Решетневские чтения.”* – 2012. – Vol. 1. – № 16. – P. 210-212.
11. Mironov V.L. Temperature dependent dielectric model at 1.4 GHz for an agricultural soil thawed and frozen / V.L. Mironov, A.Y. Karavayskiy // 2015 International Siberian Conference on Control and Communications (SIBCON). – 2015. – P. 1-4.
12. Mironov V.L. A dielectric model at a frequency of 1.4GHz for frozen mineral soils in the temperature range -1 to -30°C / V.L. Mironov, L.G. Kosolapova, Y.I. Lukin, A.Y. Karavayskiy, I.P. Molostov // 2016 Progress In Electromagnetics Research Symposium, PIERS 2016 - Proceedings. – IEEE, 2016. – P. 2518-2522.
13. Mironov V.L. Temperature dependent multi-relaxation spectroscopic dielectric model for an arctic silt clay loam soil thawed and frozen at 0.1-15 GHz / V.L. Mironov, I.P. Molostov, A.Y. Karavayskiy // International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). – IEEE, 2016. – Vols. 2016-Novem. – P. 3122-

3125.

14. Mironov V.L. Frequency-, temperature-, and texture-dependent dielectric model for frozen and thawed arctic mineral soils / V.L. Mironov, I.P. Molostov, Y.I. Lukin, A.Y. Karavaysky, S. V. Fomin // Progress in Electromagnetics Research Symposium. – 2017. – P. 2546-2553.
15. Миронов В.Л. Учет количества незамерзшей воды в модели диэлектрической проницаемости мерзлых почв и грунтов / В.Л. Миронов, Ю.И. Лукин, А.Ю. Каравайский, Е.И. Погорельцев // Сборник тезисов докладов пятнадцатой Всероссийской открытой конференции "Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса". – 2017. – P. 375.

Список цитируемой литературы

16. Tabatabaeenejad A. P-band radar retrieval of subsurface soil moisture profile as a second-order polynomial: First AirMOSS results / A. Tabatabaeenejad, M. Burgin, X. Duan, M. Moghaddam // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2014. – Vol. 53. – № 2. – P. 645-658.
17. Peplinski N.R. Dielectric properties of soils in the 0.3-1.3 GHz range / N.R. Peplinski, F.T. Ulaby, M.C. Dobson // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 1995. – Vol. 33. – № 3. – P. 803-807.
18. Mialon A. Comparison of Dobson and Mironov dielectric models in the SMOS soil moisture retrieval algorithm / A. Mialon, P. Richaume, D. Leroux, S. Bircher, A.A. Bitar, T. Pellarin, J. Wigneron, Y.H. Kerr // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2015. – Vol. 53. – № 6. – P. 3084-3094.
19. Wigneron J.-P. Modelling the passive microwave signature from land surfaces: A review of recent results and application to the L-band SMOS & SMAP soil moisture retrieval algorithms / J.-P. Wigneron, T.J. Jackson [et al.] // Remote Sensing of Environment. – 2017. – Vol. 192. – P. 238-262.
20. Zeng J. A preliminary evaluation of the SMAP radiometer soil moisture product over United States and Europe using ground-based measurements / J. Zeng, K.-S. Chen,

- H. Bi, Q. Chen // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2016. – Vol. 54. – № 8. – P. 4929-4940.
21. Mironov V.L. Generalized refractive mixing dielectric model for moist soils / V.L. Mironov, M.C. Dobson, V.H. Kaupp, S.A. Komarov, V.N. Kleshchenko // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2004. – Vol. 42. – № 4. – P. 773-785.
22. Mironov V. Temperature dependable microwave dielectric model for moist soils / V. Mironov, S. Fomin // *Proc. PIERS*. – 2009. – Vol. 1. – P. 831-835.
23. Dobson M.C. Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil-Part II: Dielectric Mixing Models / M.C. Dobson, F.T. Ulaby, M.T. Hallikainen, M.A. El-rayes // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 1985. – Vol. GE-23. – № 1. – P. 35-46.
24. Wang J.R. An Empirical Model for the Complex Dielectric Permittivity of Soils as a Function of Water Content / J.R. Wang, T.J. Schmugge // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 1980. – Vol. GE-18. – № 4. – P. 288-295.
25. Jackson T.J. Validation of advanced microwave scanning radiometer soil moisture products / T.J. Jackson, M.H. Cosh [et al.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2010. – Vol. 48. – № 12. – P. 4256-4272.
26. Bindlish R. GCOM-W AMSR2 soil moisture product validation using core validation sites / R. Bindlish, M.H. Cosh [et al.] // *IEEE Journal of selected topics in applied earth observations and remote sensing*. – 2017. – Vol. 11. – № 1. – P. 209-219.
27. Bircher S. L-band relative permittivity of organic soil surface layers—A new dataset of resonant cavity measurements and model evaluation / S. Bircher, F. Demontoux, S. Razafindratsima, E. Zakharova, M. Drusch, J.-P. Wigneron, Y. Kerr // *Remote Sensing*. – 2016. – Vol. 8. – № 12. – P. 1024.
28. Derksen C. Retrieving landscape freeze/thaw state from Soil Moisture Active Passive (SMAP) radar and radiometer measurements / C. Derksen, X. Xu [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. – 2017. – Vol. 194. – P. 48-62.
29. Muzalevskiy K.V. Retrieving soil temperature at a test site on the yamal peninsula

- based on the SMOS brightness temperature observations / K.V. Muzalevskiy, Z. Ruzicka // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. – 2016. – Vol. 9. – № 6. – P. 2468-2477.
30. Schwank M. Snow density and ground permittivity retrieved from L-band radiometry: A synthetic analysis / M. Schwank, C. Mätzler [et al.] // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. – 2015. – Vol. 8. – № 8. – P. 3833-3845.
31. Zhang L. The estimation of dielectric constant of frozen soil-water mixture at microwave bands / L. Zhang, J. Shi, Z. Zhang, K. Zhao // *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477)*. – 2003. – Vol. 4. – P. 2903-2905.
32. Zhao S. Microwave emission of soil freezing and thawing observed by a truck-mounted microwave radiometer / S. Zhao, L. Zhang, Y. Zhang, L. Jiang // *International Journal of Remote Sensing*. – 2012. – Vol. 33. – № 3. – P. 860-871.
33. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов / А.Д. Фролов. – Пушкино, 1998.
34. Цытович Н.А. Механика мёрзлых грунтов: учеб. пособие НА Цытович / Н.А. Цытович. – 1973. – 448 р.
35. Ершов Э.Д. Общая геокриология / Э.Д. Ершов. – Изд-во МГУ М., 2002.
36. Kozłowski T. A comprehensive method of determining the soil unfrozen water curves: 1. {A}pplication of the term of convolution / T. Kozłowski // *Cold Regions Science and Technology*. – 2003. – Vol. 36. – № 1-3. – P. 71-79.
37. Wu A. *Granular Dynamic Theory and Its Applications* / A. Wu, Y. Sun, X. Liu. – Springer Berlin Heidelberg, 2008.
38. Mironov V.L. A physical model of dielectric spectra of thawed and frozen bentonitic clay within the frequency range from 1 to 15 GHz / V.L. Mironov, Y.I. Lukin // *Russian Physics Journal*. – 2011. – Vol. 53. – № 9. – P. 956-963.
39. Mironov V.L. A temperature-dependent multi-relaxation spectroscopic dielectric model for thawed and frozen organic soil at 0.05 –15 GHz / V.L. Mironov, I. V Savin // *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. – 2015. – Vols. 83-84. – P. 57-

- 64.
40. Watanabe M. Analysis of the Sources of Variation in L-band Backscatter From Terrains With Permafrost / M. Watanabe, G. Kadosaki [et al.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2012. – Vol. 50. – № 1. – P. 44-54.
 41. Zuerndorfer B.W. Mapping freeze/thaw boundaries with SMMR data / B.W. Zuerndorfer, A.W. England, M.C. Dobson, F.T. Ulaby // *Agricultural and Forest Meteorology*. – 1990.
 42. Muzalevskiy K. V. Retrieving Soil Moisture and temperature using SMOS observations at a test site in the Yamal Peninsular / K. V Muzalevskiy, M.I. Mikhailov, V.L. Mironov, Z. Ruzicka // *2016 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. – 2016. – P. 4932-4935.
 43. NRT L2 Soil Moisture Neural Network (SMOS.MIRAS.NRT L2SM NN) [Электронный ресурс]. – URL: <https://earth.esa.int/web/guest/data-access/latest-data-products>.
 44. O'Neill P. SMAP L2 Radiometer Half-Orbit 36 km EASE-Grid Soil Moisture, Version 3 [Электронный ресурс]. – URL: <https://nsidc.org/data/SPL2SMP/versions/3>.
 45. Chan S.K. Assessment of the SMAP Passive Soil Moisture Product / S.K. Chan, R. Bindlish [et al.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2016.
 46. Montpetit B. Evaluation of multi-frequency bare soil microwave reflectivity models / B. Montpetit, A. Royer, J.-P. Wigneron, A. Chanzy, A. Mialon // *Remote Sensing of Environment*. – 2015. – Vol. 162. – P. 186-195.
 47. Mironov V.L. Physically and Mineralogically Based Spectroscopic Dielectric Model for Moist Soils / V.L. Mironov, L.G. Kosolapova, S. V Fomin // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2009. – Vol. 47. – № 7. – P. 2059-2070.
 48. Roy A. Evaluation of spaceborne L-band radiometer measurements for terrestrial freeze/thaw retrievals in Canada / A. Roy, A. Royer, C. Derksen, L. Brucker, A. Langlois, A. Mialon, Y.H. Kerr // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. – 2015. – Vol. 8. – № 9. – P. 4442-4459.
 49. Mironov V.L. Retrieving Profile Temperatures in a Frozen Topsoil Near the TFS,

- Alaska, Based on SMOS Brightness Temperatures at the 1.4-GHz Frequency / V.L. Mironov, K. V Muzalevskiy, Z. Ruzicka // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2016. – Vol. 54. – № 12. – P. 7331-7338.
50. Mironov V.L. Retrieving Temperature Gradient in Frozen Active Layer of Arctic Tundra Soils From Radiothermal Observations in L-Band—Theoretical Modeling / V.L. Mironov, K. V Muzalevskiy, I. V Savin // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. – 2013. – Vol. 6. – № 3. – P. 1781-1785.
51. Rautiainen K. L-Band Radiometer Observations of Soil Processes in Boreal and Subarctic Environments / K. Rautiainen, J. Lemmetyinen, J. Pulliainen, J. Vehvilainen, M. Drusch, A. Kontu, J. Kainulainen, J. Seppanen // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2012. – Vol. 50. – № 5. – P. 1483-1497.
52. Кауричев И.С. Почвоведение / И.С. Кауричев, Н.П. Панов, Н.Н. Розов, М.В. Стратович, А.Д. Фокин. – М.: Агропромиздат, 1989. – 719 р.
53. Боярский Д.А. Влияние связанной воды на диэлектрическую проницаемость влажных и мерзлых почв / Д.А. Боярский, В.В. Тихонов. – 2003.
54. Злочевская Р.И. Формы влаги в дисперсных системах / Р.И. Злочевская // Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах. М.: МГУ. – 1988. – P. 67-73.
55. Геологический словарь (в 2-х томах) / eds. К. Паффенгольц, В. Марченко. – Недра, 1978. – 942 р.
56. Квливидзе В.И. Свойства поверхностных пленок и слоев воды / В.И. Квливидзе, А.В. Краснушкин, Р.И. Злочевская // Поверхностные пленки воды в дисперсных структурах. М.: МГУ. – 1988. – P. 48-67.
57. Качинский Н.А. Физика почвы: часть II. Водно-физические свойства и режимы почв: учебное пособие. М / Н.А. Качинский // Высшая школа. – 1970.
58. Мандрыгина В.Н. Диэлектрическая проницаемость почв с различным содержанием гумуса и влияние на нее гидрофобных и гидрофильных загрязнителей / В.Н. Мандрыгина. – [Моск. пед. гос. ун-т] М., 2004.
59. Ешевский О.Ю. Фазовые переходы в плёнках связанной влаги в

- многокомпонентных дисперсных средах природного и искусственного происхождения / О.Ю. Ешевский. – Архангельск: Поморский государственный университет им. М.В. Ломоносова, 2003.
60. Репин А.В. Методы измерения диэлектрической проницаемости различных форм почвенной влаги и нефтесодержащих пород / А.В. Репин. – Омск: Омский государственный педагогический университет, 2010.
61. Короновский Н.В. Основы геологии / Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова. – Высш. шк., 1991.
62. Юбельт Р. Определитель горных пород: Пер. с нем / Р. Юбельт, П. Шрайтер. – Мир, 1977.
63. Тарасевич Ю.И. О структуре граничных слоев воды в минеральных дисперсиях / Ю.И. Тарасевич // Поверхностные силы и граничные слои жидкостей. М: Наука. – 1983. – Р. 147-149.
64. Thiel P.A. The interaction of water with solid surfaces: fundamental aspects / P.A. Thiel, T.E. Madey // Surface Science Reports. – 1987. – Vol. 7. – № 6-8. – Р. 211-385.
65. ЖИВАЯ ПЛАНЕТА -- ИнтелПолив -- [Электронный ресурс]. – URL: <http://www.intelpoliv.ru/ip-pochva.htm> (дата обращения: 18.10.2019).
66. Bogdan A. NMR Study of Phase Transitions in Pure Water and Binary H₂O/HNO₃ Films Adsorbed on Surface of Pyrogenic Silica / A. Bogdan, M. Kulmala, B. Gorbunov, A. Kruppa // Journal of Colloid and Interface Science. – 1996. – Vol. 177. – № 1. – Р. 79-87.
67. Gun'ko V.M. Characteristics of adsorption phase with water/organic mixtures at a surface of activated carbons possessing intraparticle and textural porosities / V.M. Gun'ko, V. V Turov [et al.] // Applied Surface Science. – 2008. – Vol. 254. – № 10. – Р. 3220-3231.
68. Kozlowski T. Low temperature exothermic effects on cooling of homoionic clays / T. Kozlowski // Cold Regions Science and Technology. – 2011. – Vol. 68. – № 3. – Р. 139-149.
69. Turov V. V. Application of ¹H NMR spectroscopy method for determination of

- characteristics of thin layers of water adsorbed on the surface of dispersed and porous adsorbents / V. V Turov, R. Lebeda // *Advances in Colloid and Interface Science*. – 1999. – Vol. 79. – № 2. – P. 173-211.
70. Чудинов Б.С. Вода в древесине / Б.С. Чудинов. – Наука. Сиб. отд-ние, 1984.
71. Kozlowski T. A comprehensive method of determining the soil unfrozen water curves 2. Stages of the phase change process in frozen soil-water system / T. Kozlowski // *Cold Regions Science and Technology*. – 2003. – Vol. 36. – № 1-3. – P. 81-92.
72. Kozlowski T. A semi-empirical model for phase composition of water in clay-water systems / T. Kozlowski // *Cold Regions Science and Technology*. – 2007. – Vol. 49. – № 3. – P. 226-236.
73. Osipov V.I. Nanofilms of adsorbed water in clay: Mechanism of formation and properties / V.I. Osipov // *Water Resources*. – 2012. – Vol. 39. – № 7. – P. 709.
74. Kozlowski T. Unfrozen water content in representative bentonites of different origin subjected to cyclic freezing and thawing / T. Kozlowski, E. Nartowska // *Vadose Zone Journal*. – 2013. – Vol. 12. – № 1.
75. Комаров С.А. Аэрокосмическое зондирование гидрологического состояния почв радиофизическими методами / С.А. Комаров, В.Л. Миронов, А.Н. Романов // Барнаул: Алтайский государственный университет. – 1997. – Vol. 101.
76. Дерягин Б.В. Изучение граничной вязкости жидкостей / Б.В. Дерягин, В.В. Карасев, В.М. Старов // *Поверхностные силы и граничные слои жидкостей*. – 1983. – P. 164.
77. Гончарова Л.В. Диэлектрические свойства дисперсных грунтов и минералов и фазовые переходы связанной воды: монография / Л.В. Гончарова, Т.Г. Макеева, Ю.М. Егоров. – Университетская книга, 2012.
78. Frivik P.E. Calorimetric measurements of the specific heat and unfrozen water for mineral types of soil and organic materials / P.E. Frivik, H. Johansen // Hanover, N H, U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory. – 1978.
79. Williams P.J. Unfrozen Water Content of Frozen Soils and Soil Moisture Suction /

- P.J. Williams // *Geotechnique*. – 1964. – Vol. 14. – № 3. – P. 231-246.
80. Ешевский О.Ю. Низкотемпературный калориметр на термоэлементах из анизотропных материалов для исследования дисперсных систем / О.Ю. Ешевский, В.А. Ильин, Г.Д. Копосов // *Приборы и техника эксперимента*. – 2001. – № 5. – P. 132-133.
81. Уэндландт У. Термические методы анализа / У. Уэндландт. – М.: Мир, 1978.
82. Watanabe K. Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution / K. Watanabe, M. Mizoguchi // *Cold Regions Science and Technology*. – 2002. – Vol. 34. – № 2. – P. 103-110.
83. He H. Application of multiphase dielectric mixing models for understanding the effective dielectric permittivity of frozen soils / H. He, M. Dyck // *Vadose Zone Journal*. – 2013. – Vol. 12. – № 1.
84. Бордонский Г.С. Измерения низкочастотной диэлектрической проницаемости увлажненных дисперсных сред при отрицательных температурах / Г.С. Бордонский, А.О. Орлов, Т.Г. Филиппова // *Криосфера Земли*. – 2008. – Vol. 12. – № 1. – P. 66.
85. Боярский Д.А. Модель эффективной диэлектрической проницаемости влажных и мерзлых почв в сверхвысокочастотном диапазоне / Д.А. Боярский, В.В. Тихонов // *Радиотехника и электроника*. – 1995. – Vol. 40. – № 6. – P. 914-917.
86. Клещенко В.Н. Исследование диэлектрических свойств влажных засоленных почвогрунтов при положительных и отрицательных температурах / В.Н. Клещенко. – 2002.
87. Родионова О.В. Метод измерения комплексной диэлектрической проницаемости почвогрунтов в широкой полосе частот / О.В. Родионова // *Дисс. канд. физ.-мат. наук*. – 2016.
88. Fabbri A. Investigation of water to ice phase change in porous media by ultrasonic and dielectric measurements / A. Fabbri, T. Fen-Chong, A. Azouni, J.-F. Thimus // *Journal of Cold Regions Engineering*. – 2009. – Vol. 23. – № 2. – P. 69-90.
89. Fabbri A. Dielectric capacity, liquid water content, and pore structure of thawing-

- freezing materials / A. Fabbri, T. Fen-Chong, O. Coussy // *Cold Regions Science and Technology*. – 2006. – Vol. 44. – № 1. – P. 52-66.
90. He H. Evaluation of five composite dielectric mixing models for understanding relationships between effective permittivity and unfrozen water content / H. He, M. Dyck, Y. Zhao, B. Si, H. Jin, T. Zhang, J. Lv, J. Wang // *Cold Regions Science and Technology*. – 2016. – Vol. 130. – P. 33-42.
91. Крэкнелл А.П. Дистанционное зондирование в метеорологии, океанографии и гидрологии / А.П. Крэкнелл // М.: Мир. – 1984. – P. 535.
92. Mironov V.L. Multirelaxation Generalized Refractive Mixing Dielectric Model of Moist Soils / V.L. Mironov, P.P. Bobrov, S. V Fomin // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. – 2012. – Vol. 10. – № 3. – P. 603-606.
93. Mironov V.L. Phase transition analysis in freezing moist soils carried out on the basis of phase transitions characteristic to the different types of soil water / V.L. Mironov, I. V. Savin, Y.I. Lukin, A.Y. Karavaisky // *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. – IEEE, 2012. – P. 4497-4500.
94. Комаров С.А. Микроволновое зондирование почв / С.А. Комаров, В.Л. Миронов. – 2000.
95. Ulaby F.T. Microwave remote sensing active and passive-volume III: from theory to applications / F.T. Ulaby, R.K. Moore, A.K. Fung. – Artech House, Inc, 1986.
96. Srivastava P.K. Evaluation of Dielectric Mixing Models for Passive Microwave Soil Moisture Retrieval Using Data From ComRAD Ground-Based SMAP Simulator / P.K. Srivastava, P. O'Neill, M. Cosh, M. Kurum, R. Lang, A. Joseph // *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. – 2015. – Vol. 8. – № 9. – P. 4345-4354.
97. Mironov V.L. Temperature- and Texture-Dependent Dielectric Model for Moist Soils at 1.4 GHz / V.L. Mironov, Y. Kerr, J.-P. Wigneron, L. Kosolapova, F. Demontoux // *Geoscience and Remote Sensing Letters, IEEE*. – 2013. – Vol. 10. – P. 419-423.
98. Шутко А.М. СВЧ-радиометрия водной поверхности и почвогрунтов / А.М. Шутко. – Наука, 1986.

99. Birchak J.R. High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture / J.R. Birchak, C.G. Gardner, J.E. Hipp, J.M. Victor // *Proceedings of the IEEE*. – 1974. – Vol. 62. – № 1. – P. 93-98.
100. Виняйкин Е.Н. Ослабление и изменение фазы миллиметровых и сантиметровых радиоволн в среде, состоящей из сухих и обводненных пылевых частиц / Е.Н. Виняйкин, М.Б. Зиничева, А.П. Наумов // *Изв. вузов. Радиофизика*. – 1994. – Vol. 37. – № 11. – P. 1412–1427.
101. Кларк С. Справочник физических констант горных пород / С. Кларк // М.: Мир. – 1969.
102. Бобров П.П. Диэлько-влажностные характеристики почвенных образцов с различным содержанием гумуса в сантиметровом и дециметровом диапазонах / П.П. Бобров, Т.А. Беляева, О.В. Галеев, В.И. Убогов // *Естественные науки и экология. Ежегодник ОмГПУ*. – 2001. – P. 3-7.
103. Mironov V.L. Spectroscopic Microwave Dielectric Model of Moist Soils / V.L. Mironov, P.P. Bobrov // *Advances in Geoscience and Remote Sensing* / ed. G. Jedlovec. – InTechOpen, 2009.
104. Schmugge T.J. Effect of texture on microwave emission from soils / T.J. Schmugge // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 1980. – № 4. – P. 353-361.
105. Тихонов В.В. Электродинамические модели природных дисперсных сред в СВЧ-диапазоне. / В.В. Тихонов // *Дисс. канд. физ.-мат. наук*. – 1996. – P. 195.
106. Stogryn A. Equations for calculating the dielectric constant of saline water (correspondence) / A. Stogryn // *IEEE transactions on microwave theory and Techniques*. – 1971. – Vol. 19. – № 8. – P. 733-736.
107. Hufford G. A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1 THz / G. Hufford // *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*. – 1991. – Vol. 12. – № 7. – P. 677-682.
108. Wigneron J. Evaluating an Improved Parameterization of the Soil Emission in L-MEB / J. Wigneron, A. Chanzy [et al.] // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. – 2011. – Vol. 49. – № 4. – P. 1177-1189.

109. Хеммингер В. Калориметрия: Теория и практика: Пер. с англ / В. Хеммингер, Г. Хене. – Химия, 1989. – 176 р.
110. Анатычук Л.И. Микрокалориметрия / Л.И. Анатычук, О.Я. Лусте. – Вища школа, 1981.
111. Ильин В.А. Лабораторные исследования диэлектрической проницаемости мерзлых песчаных почв / В.А. Ильин, С.В. Слободчикова, В.С. Эткин // Радиотехника и электроника. – 1993. – Vol. 38. – № 6. – P. 1036-1041.
112. Curtis J.O. Effect of soil composition on dielectric properties / J.O. Curtis, C.A. Weiss, J.B. Everett // US Army Corps Eng. Waterways Exp. Station, Vicksburg, MS, Tech. Rep. EL-95-34. – 1995.
113. Hallikainen M. Dielectric measurements of soils in the 3 to 37 GHz band between 50° C and 23° C / M. Hallikainen, F.T. Ulaby, M.C. Dobson, M. El-Rayes // ESA IGARSS 84. Remote Sensing: From Res. Towards Operational Use,. – 1984. – Vol. 1.
114. Mironov V.L. Temperature-Dependable Microwave Dielectric Model for an Arctic Soil / V.L. Mironov, R.D. De Roo, I. V Savin // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2010. – Vol. 48. – № 6. – P. 2544-2556.
115. Dorf R.C. The electrical engineering handbook / R.C. Dorf. – CRC press, 1997.
116. Mironov V.L. Temperature and Mineralogy Dependable Model for Microwave Dielectric Spectra of Moist Soils / V.L. Mironov, S. V Fomin // Piers Online. – 2009. – Vol. 5. – P. 411-415.
117. Wagner N. Experimental Investigations on the Frequency- and Temperature-Dependent Dielectric Material Properties of Soil / N. Wagner, K. Emmerich, F. Bonitz, K. Kupfer // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2011. – Vol. 49. – № 7. – P. 2518-2530.
118. Mironov V.L. Generalized refractive mixing dielectric model of moist soils considering ionic relaxation of soil water / V.L. Mironov, P.P. Bobrov, S. V. Fomin, A.Y. Karavaiskii // Russian Physics Journal. – 2013. – Vol. 56. – № 3. – P. 319-324.
119. Mironov V.L. Dielectric model of moist soils with varying clay content in the 0.04 to 26.5 GHz frequency range / V.L. Mironov, P.P. Bobrov, S. V Fomin // 2013

- International Siberian Conference on Control and Communications (SIBCON). – 2013. – P. 1-4.
120. Ахадов Я.Ю. Диэлектрические параметры чистых жидкостей / Я.Ю. Ахадов. – Изд-во МАИ М., 1999. – 856 p.
121. Kremer F. Broadband Dielectric Spectroscopy / F. Kremer, A. Schonhals. – Springer, Berlin, Heidelberg, 2003.
122. Hasted J.B. Aqueous dielectrics / J.B. Hasted. – Chapman and Hall, 1973.
123. Zhang L. Estimate of Phase Transition Water Content in Freeze--Thaw Process Using Microwave Radiometer / L. Zhang, T. Zhao, L. Jiang, S. Zhao // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2010. – Vol. 48. – № 12. – P. 4248-4255.
124. Xu X. Soil-water potential and unfrozen water content and temperature / X. Xu, J.L. Oliphant, A.R. Tice // Journal of Glaciology and Geocryology. – 1985. – Vol. 7. – № 1. – P. 1-14.
125. Ersahin S. Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution / S. Ersahin, H. Gunal, T. Kutlu, B. Yetgin, S. Coban // Geoderma. – 2006. – Vol. 136. – № 3-4. – P. 588-597.
126. Horiguchi K. Determination of unfrozen water content by DSC / K. Horiguchi // Proc. 4th Int. Symp. Ground Freezing, Sapporo. – 1985. – Vol. 1. – P. 33-38.
127. Mironov V.L. A technique for measuring the frequency spectrum of the complex permittivity of soil / V.L. Mironov, S.A. Komarov, Y.I. Lukin, D.S. Shatov // Journal of Communications Technology and Electronics. – 2010. – Vol. 55. – № 12. – P. 1368-1373.
128. Mironov V.L. Method of retrieving permittivity from S12 element of the waveguide scattering matrix / V.L. Mironov, I.P. Molostov, Y.I. Lukin, A.Y. Karavaisky // 2013 International Siberian Conference on Control and Communications (SIBCON). – 2013. – P. 1-3.
129. Григорьев И.С. Физические величины / И.С. Григорьев, Е.З. Мейлихов // Энергоатомиздат, М. – 1991.
130. H. Kerr Y. The SMOS soil moisture retrieval algorithm / Y. H. Kerr, W. Philippe

- [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing - IEEE TRANS GEOSCI REMOT SEN. – 2012. – Vol. 50. – P. 1384-1403.
131. Bircher S. Validation of SMOS brightness temperatures during the HOBE airborne campaign, Western Denmark / S. Bircher, J.E. Balling, N. Skou, Y.H. Kerr // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2011. – Vol. 50. – № 5. – P. 1468-1482.
132. Bitar A. Al. Evaluation of SMOS soil moisture products over continental US using the SCAN/SNOTEL network / A. Al Bitar, D. Leroux, Y.H. Kerr, O. Merlin, P. Richaume, A. Sahoo, E.F. Wood // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2012. – Vol. 50. – № 5. – P. 1572-1586.
133. Jackson T.J. Validation of Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) soil moisture over watershed networks in the US / T.J. Jackson, R. Bindlish [et al.] // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. – 2011. – Vol. 50. – № 5. – P. 1530-1543.
134. Mironov V.L. A temperature-dependent dielectric model for thawed and frozen organic soil at 1.4 GHz / V.L. Mironov, Y.H. Kerr, L.G. Kosolapova, I. V Savin, K. V Muzalevskiy // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. – 2015. – Vol. 8. – № 9. – P. 4470-4477.
135. Aubertin G.M. Root Growth Through Porous Media Under Controlled Conditions: I. Effect of Pore Size and Rigidity1 / G.M. Aubertin, L.T. Kardos // Soil Science Society of America Journal. – 1965. – Vol. 29. – P. 290-293.
136. Суховский А.А. Применение метода ЯМР-спектроскопии для измерения относительного содержания различных типов воды в почвах в задачах дистанционного зондирования / А.А. Суховский, Н.В. Волков, Ю.И. Лукин, В.Л. Миронов // Известия высших учебных заведений. Физика. – 2013. – Vol. 56. – № 10-3. – P. 82-84.