

DOI <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2020.8.14>

УДК 621.369.9

СВЕРХШИРОКОПОЛОСНОЕ ИМПУЛЬСНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ СНЕЖНО-ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА. ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

К. В. Музалевский

**Институт физики им. Л.В. Киренского – обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО
РАН, 660036, г. Красноярск, ул. Академгородок, д.50, стр.38**

Статья поступила в редакцию 20 августа 2020 г.

Аннотация. В данной работе теоретически исследованы процессы отражения сверхширокополосного (СШП) импульса длительностью около 0,5 нс от слоистой структуры снежно-почвенного покрова в зависимости от влажности, плотности сухого сложения и температуры почвы, плотности, влажности и высоты снежного покрова, глубины промерзания почвы. Показано, что в случае, когда влажность почвы меньше максимального количества прочносвязанной воды, импульсными СШП радарными методами невозможно отличить талую почву от мерзлой при переходе температуры почвы через 0°C. Наличие влажного снега является определяющим фактором (по отношению к температуре и влажности мерзлой почвы), влияющим на затухание амплитуды СШП импульса, отраженного от мерзлого почвенного покрова. Показана принципиальная возможность дистанционной диагностики: глубины промерзания почвы до 25 см при вариации влажности снежного покрова от 0% до 3%, а также водного эквивалента снежного покрова при вариации толщины слоя снега от 5 см до 35 см и объемной влажности от 0% до 5%. В целом проведенные исследования показывают перспективность разработки радиолокационных импульсных СШП систем для дистанционного зондирования геофизических параметров слоистой структуры снежно-почвенного покрова.

Ключевые слова: радиолокация, СШП импульсы, влажность почвы, температура почвы, талое и мёрзлое состояние почвы, снежный покров, водный эквивалент снежного покрова, диэлектрическая проницаемость.

Abstract. In this work, the processes of UWB pulse reflection duration of about 0.5 ns (bandwidth of 4.9 GHz at a level of -10 dB) from the layered structure of the snow-soil cover are theoretically investigated, depending on the moisture, dry bulk density and temperature of mineral soil, density, moisture and height of snow cover, depth of soil freezing. It is shown that if the soil moisture is less than the maximum content of bound water, then using pulsed UWB radar methods it is impossible to distinguish thawed soil from frozen soil. The presence of wet snow is a determining factor (in relation to the temperature and moisture of the frozen soil) affecting the attenuation of the amplitude of UWB pulse reflected from the frozen soil. The fundamental possibility of remote diagnostics of the depth of soil freezing up to 25 cm with a variation in the moisture content of the snow cover from 0% to 3%, as well as the water equivalent of the snow cover with a variation in its thickness from 5 cm to 35 cm and moisture content from 0% to 5% were demonstrated in the paper. In general, the studies carried out show the prospects for the development of pulsed UWB radar systems for remote sensing of the geophysical characteristics of snow and soil cover.

Key words: radiolocation, ultra-wideband pulses, soil moisture, soil temperature, thawed and frozen state of the soil, snow cover, water equivalent of snow cover, dielectric constant.

Введение

Продолжительность залегания снежного покрова и его влагозапас, состояние пахотного слоя (талое или мёрзлое, его температура, глубина промерзания и оттаивания) под слоем снега являются одними из важнейших агрометеорологических параметров оценки зимостойкости и урожайности озимых зерновых культур [1-3], доля которых в валовом сборе зерна в РФ достигает ~50% [4]. В настоящее время влагозапас снежного покрова,

температура, талое или мёрзлое состояние, глубина промерзания или оттаивания пахотного слоя определяются локальными методами в ходе маршрутных снегосъемок и на метеостанциях. Локальные методы содержат ограниченную информацию о небольшой доли общей площади и затрудняют оценку пространственной неоднородности этих параметров в пределах пахотного поля. За последние 40 лет во многих исследованиях успешно демонстрируется использование микроволновых радарных и радиометрических методов дистанционного зондирования влагозапаса снежного покрова, идентификации талого или мерзлого состояния, определения температуры и глубины промерзания почв [5-14]. Однако низкая разрешающая способность современных спутниковых радиометров порядка 40 км и редкая частота съемки спутниковых радаров ~12-40 дней не позволяют в настоящее время проводить оперативный мониторинг и измерять пространственные вариации геофизических параметров снежного и почвенного покрова в пределах поля. Сложившиеся ограничения спутниковых носителей позволяет преодолеть применение сверхлегких беспилотных летательных аппаратов (БПЛА) взлетной массой порядка 5-10 кг и радиусом действия до нескольких километров, оснащенных микроволновыми радиометрическими или радарными [15-19] сенсорами высокого пространственного разрешения.

Наиболее перспективным направлением развития радиоволновых методов зондирования с борта БПЛА является использование сверхширокополосных (СШП) электромагнитных импульсов с применением методик георадарного подповерхностного зондирования и синтеза апертуры антенны [20-27]. Однако процессы распространения СШП импульсов наносекундной и субнаносекундной длительности в снежном и почвенном покровах в процессе оттаивания и замерзания недостаточно изучены, что сдерживает в настоящее время развитие технологий СШП радиолокации геофизических параметров снежного покрова и пахотного слоя агропочв.

В исследованиях [28, 29] отмечается, что в настоящее время использование традиционных георадарных методов СШП подповерхностного зондирования

существенно (на 20% и более) завышает оценку влагозапаса снежного покрова влажностью более 10-14%. Обеспечение «хорошего» контакта стандартной антенны георадара со снежным покровом уменьшает погрешность измерения влагосодержания снежного покрова до 6%, с 21% при размещении антенны георадара на высоте 0,5 м над его поверхностью [30]. Наличие сухого снежного покрова (высотой до 35см) согласовывает волновые сопротивления свободного пространства и почвенного покрова, что улучшает возможности измерения минимальной толщины мерзлого поверхностного слоя почвы до 4-5см, с 8-10см в случае отсутствия снежного покрова [31]. Увлажнение снежного покрова и образование под ним талых вод авторы [31, 28, 29] относят к неблагоприятным факторам, увеличивающим погрешность или сводящие к минимуму возможности измерения влагозапаса снега и глубины промерзания или оттаивания почвы. Авторы [31] также отмечают необходимость баланса в противоречивых требованиях: понижения центральной частоты зондирующего импульса с целью увеличения глубины проникновения поля волны в зондируемые среды и уменьшения длительности зондирующего импульса с целью увеличения разрешающей способности.

В ходе расчетов временных форм СШП электромагнитных импульсов, отраженных от почвенного покрова находящегося в процессе замерзания или оттаивания, используются диэлектрические модели почв, не учитывающие не только частотную дисперсию диэлектрической проницаемости, но и её зависимость от температуры [31, 28, 32]. Однако, как показано в лабораторных экспериментах и при зондировании из космоса, диэлектрическая проницаемость мёрзлого почвенного покрова (с высоким содержанием органического вещества или глинистой фракции), а также коэффициент обратного радарного рассеяния существенно зависят от температуры почвы [33, 34]. Кроме того, в литературе при расчете временных форм СШП импульсов, отраженных от почвы покрытой снежным покровом, используются значения диэлектрической проницаемости снега, рассчитанные преимущественно либо на частоте соответствующей максимуму спектральной амплитуды, либо

средней частоте спектра зондирующего импульса [30, 35, 36]. Вместе с тем, разработанные ранее модели диэлектрической проницаемости [37, 38] позволяют учесть частотную дисперсию комплексной диэлектрической проницаемости (КДП) снега, влияние которой особенно существенно проявляется во влажном снежном покрове, находящегося в фуникулерном и маятниковом режимах. Учет частотной дисперсии КДП снежного покрова во всем диапазоне спектра зондирующих СШП импульсов позволит разработать новые методы повышенной точности зондирования влагозапаса снежного покрова, находящегося в различных условиях увлажнения.

В связи с этим в настоящее время актуальным является исследование процессов взаимодействия сверхширокополосных электромагнитных импульсов со снежным покровом в условиях его накопления и таяния и почвенным покровом в условиях его промерзания и оттаивания, с целью разработки новой технологии дистанционного зондирования влагозапаса снежного покрова и элементов теплового режима пахотного слоя агропочв с использованием СШП электромагнитных импульсов.

В настоящее время развивающаяся революция в области создания портативных рефлектометров непрерывного излучения с частотной модуляцией [39, 40], принципиально позволяет создать СШП радиолокационную систему на базе платформ сверхлегких БПЛА. При этом для формирования импульсов могут применяться методы аналогичные тем, что описаны в работах [41-44]. В данной теоретической работе исследование проводится с использованием СШП импульса, синтезированного с использованием векторного анализатора цепей Agilent N9918A FieldFox, для излучения и приема которого использовались две широкополосные рупорные антенны.

1. Метод синтезирования СШП импульсов

Для синтезирования СШП импульсов будет использоваться спектр коэффициента прохождения, измеренный двумя рупорными антеннами П6-59 (производство ФГУП "СКБ РИАП", Россия, г. Нижний Новгород, $S_{11} < 10$ дБ, 1 ГГц-18 ГГц) при ориентации максимумов диаграмм направленности антенн под

углом 35° к нормали, опущенной к горизонтальной поверхности металлического экрана. (В роли металлического экрана выступали листы фольгированного утеплителя размером 2х2м.) В качестве генератора и приемника использовался векторный анализатор цепей Agilent N9918A FieldFox, к которому подключались рупорные антенны. Конфигурация экспериментальной установки представлена на рис. 1.

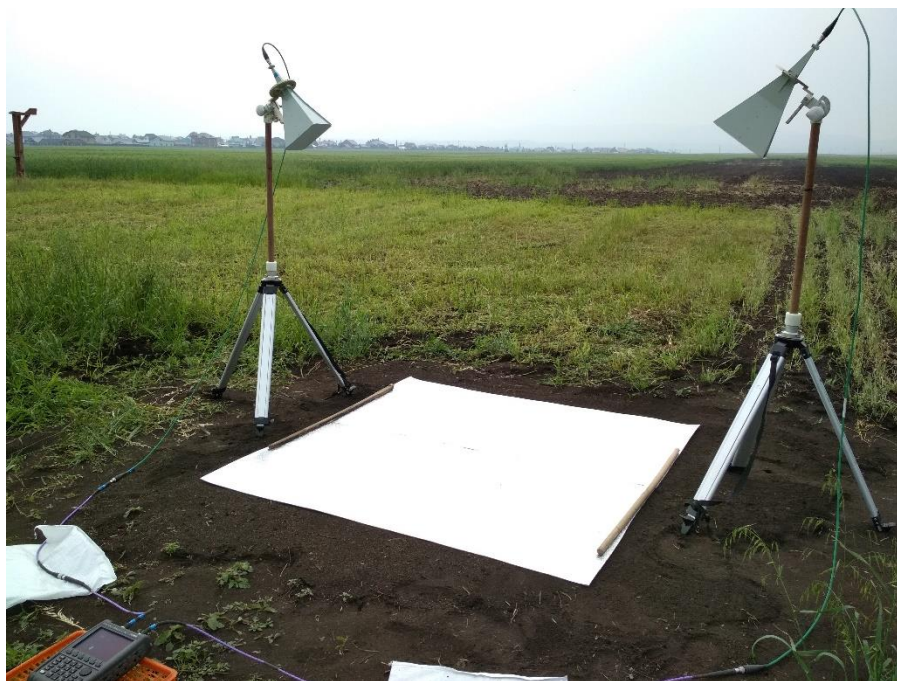


Рис. 1. Расположение рупорных антенн над отражающим металлическим листом. Описание эксперимента и измерительной аппаратуры см. в [46].

Представим временную форму синтезируемого СШП импульса в виде аналитического сигнала:

$$s(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{\omega_{min}}^{\omega_{max}} e^{-i\omega t} S(\omega), \quad S(\omega) = S_{12}(\omega) K_{\alpha}(\omega), \quad \omega > 0, \quad (1)$$

где t время, ω_{min} и ω_{max} минимальная и максимальная частота в спектре коэффициента прохождения $S_{12}(\omega)$, $K_{\alpha}(\omega)$ спектр оконной функции Чебышева (параметр α задаёт в дБ уровень подавления боковых лепестков). Оконная функция Чебышева [45] использовалась с целью минимизации длительности главной части синтезируемого импульса (при заданной ширине спектра $S_{12}(\omega)$) и уменьшения уровня межимпульсных пульсаций. Вкладами полей волн, распространяющихся напрямую между приёмной и передающей антеннами,

пренебрегалось. Наряду с классическими методами численного нахождения интеграла (1) (быстрое преобразование Фурье, метод наивысшей алгебраической точности квадратур Гаусса и др.), метод Филона является одним из самых эффективных способов вычисления интегралов вида Фурье (1) от быстро осциллирующих функций [47]. В данной работе предложен модифицированный метод Филона для вычисления интеграла (1).

В отличие от классического подхода [47], при вычислении интеграла по отдельному интервалу $\omega_{k-1} \leq \omega \leq \omega_k, k=1, \dots, N$ сетки интегрирования, в ряд Тейлора с удержанием слагаемых первого порядка малости разлагается не комплексная спектральная амплитуда $S(\omega)$, а модуль $|S(\omega)|$ и развернутая фаза $arg S(\omega)$ комплексной спектральной амплитуды:

$$s(\omega) = s_{k-1} e^{i\varphi_{k-1}} + \frac{s_k e^{i\varphi_k} - s_{k-1} e^{i\varphi_{k-1}}}{\Delta\omega_k} (\omega - \omega_{k-1}), \quad (2)$$

где $s_k = |s(\omega_k)|$, $\varphi_k = arg s(\omega_k)$, $\Delta\omega_k = \omega_k - \omega_{k-1}$. Подставляя (2) в (1) и проводя интегрирование, получим формулу для вычисления временной формы синтезируемого СШП импульса:

$$s(t) = \frac{i}{2\pi} \sum_{k=1}^N e^{i\left(\varphi_{k-1} - \omega_{k-1} t - \frac{\varphi_k - \varphi_{k-1}}{\Delta\omega_k} (\omega_k - \omega_{k-1}) t\right)} \left[\frac{(s_k e^{-i\gamma_k \omega_k} - s_{k-1} e^{-i\gamma_k \omega_{k-1}})}{\gamma_k} - \frac{s_k - s_{k-1}}{\gamma_k} \frac{\sin \frac{\gamma_k \Delta\omega_k}{2}}{\frac{\gamma_k \Delta\omega_k}{2}} e^{-i\gamma_k \omega_{k-1} t} \right], \quad (3)$$

где $\gamma_k = t - \frac{\varphi_k - \varphi_{k-1}}{\Delta\omega_k}$, N общее число частотных выборок. (Отметим, что в отличие от метода быстрого преобразования Фурье, в данном случае $s(t)$ может быть рассчитана для произвольного момента времени, которое не зависит ни от общего числа используемых частот, ни от ширины интервала $\Delta\omega_k$ между частотными выборками). Выражение (3) представляет собой метод синтеза СШП импульсов с корректирующей функцией $K_\alpha(\omega)$. Далее в ходе численного моделирования будет рассчитываться временная форма СШП импульсов по формуле:

$$\tilde{s}(t) = 2Re s(t), \quad (4)$$

и огибающая СШП импульсов по формуле:

$$\hat{s}(t) = 2|s(t)|. \quad (5)$$

Рассчитанные на основе формул (3)-(5) и экспериментально измеренного коэффициента передачи $S_{12}(\omega)$, в диапазоне частот от $f = 50$ МГц до $f = 8$ ГГц ($\omega = 2\pi f$), временные формы СШП импульса и его огибающая приведены на рис. 2а и рис. 2б, соответственно. Спектр СШП импульса и спектр оконной функции Чебышева представлены на рис. 2с.

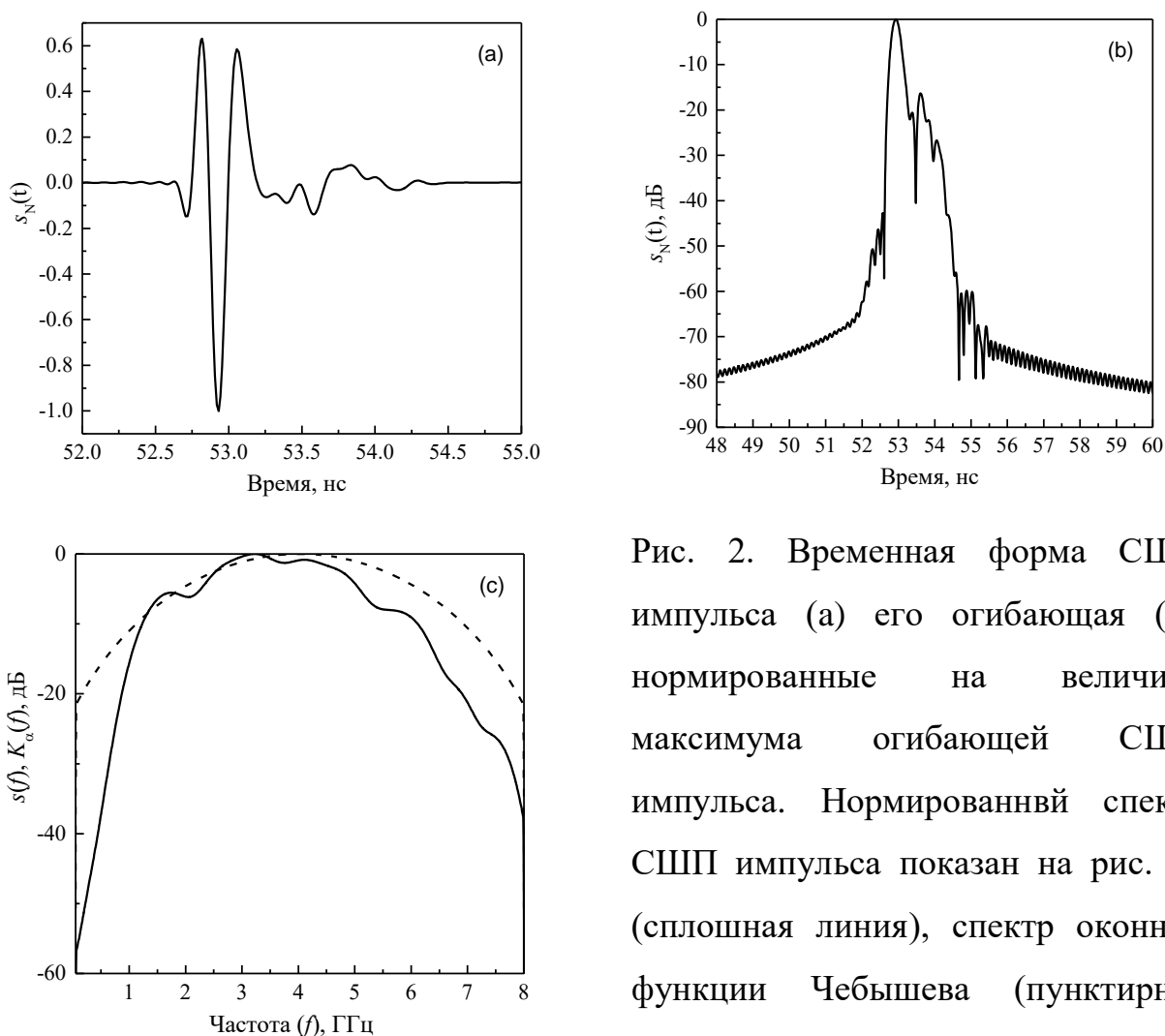


Рис. 2. Временная форма СШП импульса (а) его огибающая (б), нормированные на величину максимума огибающей СШП импульса. Нормированный спектр СШП импульса показан на рис. 2с (сплошная линия), спектр оконной функции Чебышева (пунктирная линия).

Длительность синтезированного СШП импульса (отраженного от металлического экрана) с применением корректирующей функции $K_\alpha(\omega)$ при $\alpha=40$ дБ (см. рис. 2с) составила 0,3 нс (уровень -6 дБ), 0,5 нс (уровень -10 дБ). Главная часть импульса сосредоточена в промежутке времени между 52,7-53,2 нс, далее следует импульс (53,4-54,2 нс), сформированный за счет

особенностей амплитудно- и фазочастотной характеристик используемых антенн. Отметим, что для минимизации искажений, вносимых антенной в излучаемый импульс за счет неравномерности амплитудно- и фазочастотной характеристик антенн, созданы специальные методики, основанные на методе инверсной фильтрации [41-44]. Спектр зондирующего импульса по уровню -10дБ расположен в области от 1,2ГГц до 6,1ГГц. Сформированный подобным образом СШП импульс будет далее использоваться для расчета временных форм СШП импульсов, отраженных от слоистой структуры снежно-почвенного покрова.

2. Модель для расчета временной формы СШП импульсов, отраженных от слоистой структуры снежно-почвенного покрова

Пусть снежный покров толщиной h_{sn} и плотностью ρ_{sn} , (в общем случае зависит от вертикальной координаты), лежит на плоской границе $z=0$ м, почвенного покрова. Объемная влажность W , содержание глинистой фракции C и плотность сухого сложения ρ_d почвенного покрова также могут быть функциями вертикальной координаты z . Геометрия задачи изображена на рис.3.

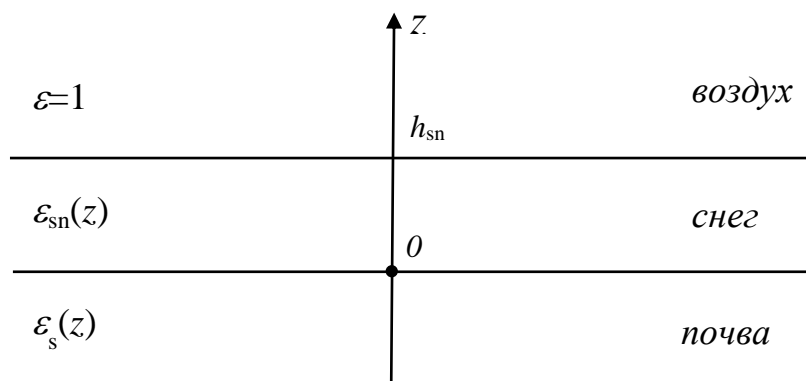


Рис. 3. Геометрия задачи.

Представим КДП данного слоистого полупространства в виде:

$$\varepsilon(z, \omega) = \begin{cases} 1, & h_{sn} < z; \\ \varepsilon_{sn}(\rho_{sn}(z), \omega), & 0 \leq z \leq h_{sn}; \\ \varepsilon_s(W(z), C(z), \rho_d(z), \omega), & z \leq 0. \end{cases} \quad (6)$$

Далее будем полагать, что из верхнего полупространства ($z > h_{sn}$) на данную слоистую среду вертикально вниз падает плоская электромагнитная волна. Тогда в сечении плоской границы $z=h_{sn}+0$ может быть рассчитан коэффициент отражения $R(\omega)$ от слоисто-неоднородного полупространства (6) методом Бреховских [48]. При расчете коэффициента отражения $R(\omega)$ использовались диэлектрические модели снега [37, 38] и почвы [49]. Диэлектрическая модель снега [37, 38] позволяет рассчитать действительную $\varepsilon_{sn}'(\rho_{sn,d}, W_{sn}, f)$ и мнимую $\varepsilon_{sn}''(\rho_{sn,d}, W_{sn}, f)$ части КДП $\varepsilon_{sn}(\rho_{sn,d}, W_{sn}, f) = \varepsilon_{sn}'(\rho_{sn,d}, W_{sn}, f) + i\varepsilon_{sn}''(\rho_{sn,d}, W_{sn}, f)$ (i мнимая единица) снежного покрова в зависимости от его влажности W_{sn} , плотности сухого снега $\rho_{sn,d}$ и частоты электромагнитного поля f :

$$\begin{aligned} \varepsilon_{sn}'(\rho_{sn,d}, W_{sn}, f) &= 1 + 1,7\rho_{sn,d} + 0,7\rho_{sn,d}^2 + (0,1W_{sn} + 0,8W_{sn}^2)\varepsilon'_w; \\ \varepsilon_{sn}''(\rho_{sn,d}, W_{sn}, f) &= (0,1W_{sn} + 0,8W_{sn}^2)\varepsilon''_w; \end{aligned} \quad (7)$$

где $\rho_{sn} = \rho_{sn,d} + W_{sn}$, ε'_w и ε''_w действительная и мнимая части КДП воды:

$$\begin{aligned} \varepsilon'_w &= 4,9 + 82,8 \frac{1}{1+(f/f_0)^2} \\ \varepsilon''_w &= 82,8 \frac{(f/f_0)}{1+(f/f_0)^2}; \end{aligned} \quad (8)$$

$f_0 = 8,84$ ГГц. Диэлектрическая модель почвы [49] позволяет рассчитать КДП почвенного покрова в зависимости от плотности сухого сложения ρ_d , и весовой влажности $M_g = W/\rho_d$ (от $0,02 \text{ г г}^{-1}$ до $0,33 \text{ г г}^{-1}$), содержания глинистой фракции C (от $\sim 9\%$ до $\sim 42\%$) и температуры почвы T_s (от $-30 \text{ }^\circ\text{C}$ до $+25 \text{ }^\circ\text{C}$).

Окончательно временная форма СШП импульса, отраженного от слоистой структуры снежно-почвенного покрова (6), может быть рассчитана на основе формул (3)-(5) при

$$S(\omega) \equiv S_{12}(\omega)K_\alpha(\omega)R(\omega). \quad (9)$$

Проведем далее на основе численных экспериментов исследование процессов отражения СШП импульса (см. рис. 2), синтезированного указанным способом, в зависимости от влажности, температуры и плотности почвы, в условиях накопления и таяния снежного покрова. В данной работе снежный и

почвенные покровы будут считаться диэлектрически-однородными средами. Кроме того, при моделировании будет полагаться, что полная влажность почвы не меняется в ходе процессов оттаивания и замерзания, но количественное изменение компонент почвенной влаги (переход между прочносвязанной незамерзшей водой и льдом) полностью описывается температурно-зависимой диэлектрической моделью [49].

3. Численный эксперимент по зондированию почвы, не покрытой снежным покровом

На основе формул (3)-(5) и с использованием диэлектрической модели почвы [49] были рассчитаны временные формы огибающих СШИ импульсов для талой и мёрзлой почвы в зависимости от объемной влажности, плотности сухого сложения, температуры и содержания глинистой фракции в почве. Для уменьшения влияния степени шероховатости поверхности почвы, в случае аналогичных практических оценок, в дальнейшем будем рассчитывать отношение $U^a = \hat{s}_{fr}/\hat{s}_{th}$ максимумов огибающих импульсов, отраженных от мёрзлой, \hat{s}_{fr} , и талой, \hat{s}_{th} , почвы (см. рис. 4 и рис. 5).

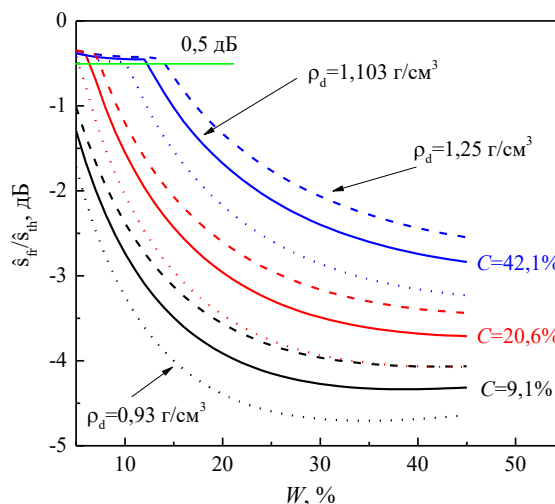


Рис. 4. Отношение максимумов огибающих импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы, в зависимости от объёмной влажности почвы, W , для различного содержания глинистой фракции C : 9,1% (чёрный), 20,6% (красный), 42,1% (синий) и плотности сухого сложения ρ_d : 0,93г/см³ (точки), 1,103г/см³ (сплошная), 1,25г/см³ (пунктир).

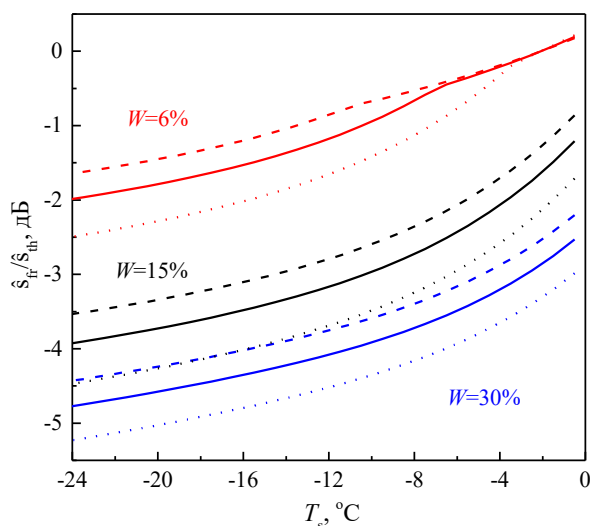


Рис. 5. Отношение максимумов огибающих импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы, в зависимости от температуры мёрзлой почвы, T_s , при содержании глинистой фракции равной 20,6%, плотности сухого сложения ρ_d : 0,93г/см³ (точки), 1,103г/см³ (сплошная), 1,25г/см³ (пунктир), влажности почвы W : 6% (красный), 15% (черный), 30% (синий).

В этих и последующих расчетах, если не оговорено иное, температура мёрзлой и талой почвы задавалась равной $T_s^{fr} = -6^\circ\text{C}$ и $T_s^{th} = 10^\circ\text{C}$, соответственно. Значения плотности сухого сложения почвы варьировались в пределах величин ($\rho_d = 0,93\text{-}1,25\text{ г/см}^3$), экспериментально измеренных в пахотном слое 0-30 см почвы на сельскохозяйственном поле в районе пос. Минино, Красноярский край [50]. Если принять максимальную погрешность измерения величины U^a равной $\Delta U = 0,5\text{ дБ}$, то лишь для почвы с содержанием глинистой фракции $C = 9,1\%$ во всем диапазоне вариаций влажности (от 5% до 45%) и плотности (от 0,93 г/см³ до 1,25г/см³) возможно идентифицировать талое или мёрзлое состояние почвы (см. рис. 4). В случае почвы с содержанием глинистой фракции 20,6% и 42,1% талое или мёрзлое состояние почвы может быть идентифицировано при влажности более чем 5,1-7,5% и 10,1-14,2%, соответственно (в зависимости от плотности почвы). Данное явление понятно при анализе температурной зависимости показателя преломления и поглощения при различных влажностях почвы см. [51, рис. 4]. При малых влажностях 5,1-7,5% и 10,1-14,2%, соответственно для почв с содержанием глинистой фракции 20,6% и 42,1%, почвенная вода полностью находится в прочносвязанном

состоянии (связанная незамерзшая вода). В результате не наблюдается скачка показателя преломления и коэффициента поглощения при переходе температуры почвы через 0°C и идентифицировать талое или мерзлое состояние почвы по рефлектометрическим измерениям невозможно (при этом в почве не образуется лёд). При увеличении влажности почвы увеличивается контраст U^a с примерно 0,5дБ до 2,8-4,3 дБ в связи увеличением общего количества свободной воды переходящей в лёд при замерзании почвы. С увеличением содержания глинистой фракции (плотности почвы) растет количество прочносвязанной воды удерживаемой в почве [49, 51], что сопровождается уменьшением доли свободной воды, переходящей в лёд в ходе фазовых переходов. В результате с ростом содержания глинистой фракции с 9,1% до 42,1% контраст величины U^a уменьшается на 1,5дБ. Изменениями величины U^a при вариации плотности почвы от $0,93 \text{ г/см}^3$ до $1,25 \text{ г/см}^3$ в пределах погрешности измерения $\sim 0,5\text{дБ}$ можно пренебречь. Максимальные изменения величины U^a составляют чуть менее 4 дБ при изменении влажности почвы на 40% (см. рис. 4). Из рис. 4 видно, что полная влажность мёрзлой почвы оказывает в два раза большее влияние на изменения величины U^a , по сравнению с вариациями содержания глинистой фракции. Из рис. 4 также видно, что для определения полной влажности почвы на основе измерений U^a необходимо знать тип почвенного покрова (содержание глинистой фракции), и плотность сухого сложения почвы. Вариации U^a при увеличении температуры мёрзлой почвы T_s с -24°C до -1°C сопоставимы с вариацией U^a (около 2-3дБ) при увеличении влажности почвы с 6% до 30% (см. рис. 5). В связи с этим, ни фактор температуры, ни фактор полной влажности мёрзлой почвы не являются пренебрежимо малыми величинами для интерпретации данных импульсных рефлектометрических измерений и при решении обратных задач относительно температуры и влажности мёрзлой почвы, не покрытой снежным покровом.

Рассмотрим поведение временных форм СШП импульсов, отраженных от почвенного покрова, для некоторых частных случаев. В качестве примера на рис. 6 приведены формы СШП импульсов, отраженных от диэлектрически-

однородных полностью протаявшей (при $T_s^{\text{th}}=10^\circ\text{C}$) и промёрзшей (при $T_s^{\text{fr}}=-6^\circ\text{C}$) почвы с объемной влажностью 6% и 30%; на рис. 7 приведены временные формы импульсов отраженных от мёрзлой почвы при различной температуре $T_s=-1^\circ\text{C}$, $T_s=-6^\circ\text{C}$, $T_s=-25^\circ\text{C}$ при фиксированной влажности $W=15\%$. Здесь и далее амплитуды СШП импульсов нормированы на максимум огибающей импульса, отраженного от идеально проводящего полупространства.

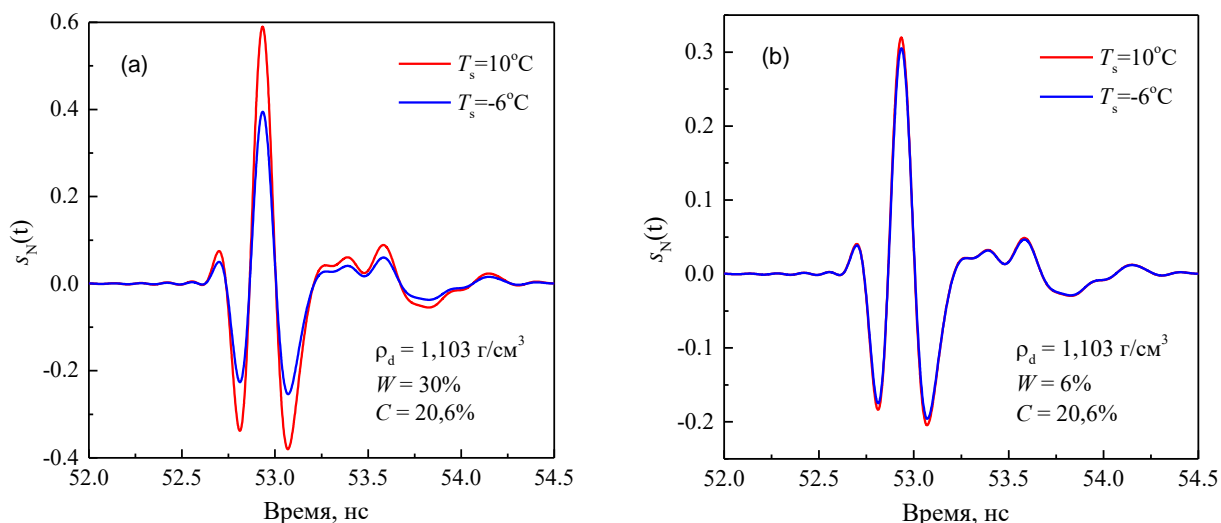


Рис. 6. Временные формы импульсов, отраженных от талой (красная линия) и мёрзлой (синия линия) почвы при различной влажности 30% (а) и 6% (б). Амплитуда импульсов нормирована на максимум огибающей импульса, отраженного от идеально проводящего полупространства.

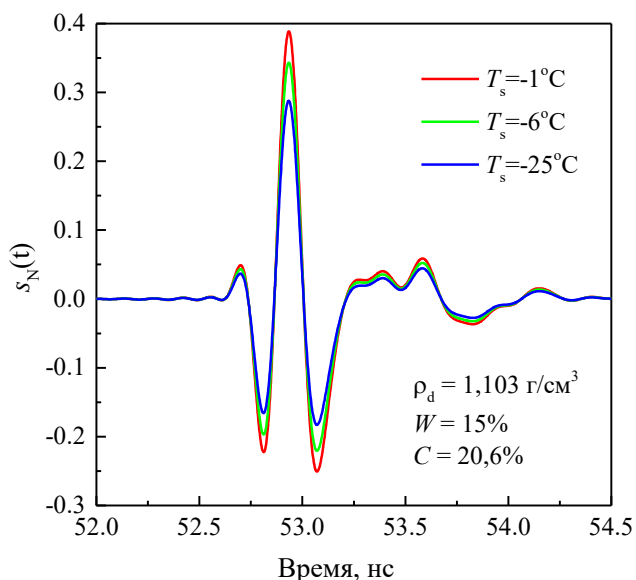


Рис. 7. Временные формы импульсов, отраженных от мёрзлой почвы при её различной температуре T_s .

Содержание глинистой фракции и плотности сухого сложения почвенного покрова задавались равными $C=20,6\%$ и $\rho_d=1,103\text{г/см}^3$, соответственно. Как

видно из рис. 6, с ростом влажности почвы возрастает отношение максимумов амплитуд импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы. В случае относительно сухой почвы (см. рис. 6b) разрешить импульс, отраженный от талой и мёрзлой почвы, практически невозможно. При понижении температуры мёрзлой почвы (см. рис. 7) амплитуда отраженных импульсов уменьшается. Данное явление связано с уменьшением максимального количества прочносвязанной воды при уменьшении температуры почвы, при этом возрастает количество льда в почве на уменьшившуюся долю прочносвязанной воды. Замещение прочносвязанной (незамерзшей) воды, диэлектрическая проницаемость которой порядка 40, равным количеством влажного почвенного льда с диэлектрической проницаемостью порядка 5 приводит к уменьшению диэлектрической проницаемости почвы и, следовательно, коэффициента отражения. Эти выводы полностью согласуются с полученными выше результатами (см. рис. 4-5).

Оценим возможность зондирования глубины промерзания почвы с использованием заданной формы СШП импульса (см. рис. 2). В этом случае модель (6) слоисто-неоднородной среды примет вид:

$$\varepsilon(z, \omega) = \begin{cases} 1, & 0 < z; \\ \varepsilon_s(\rho_d, T_s^{\text{fr}}, W, C, \omega), & 0 \geq z > -h_{\text{fr}}; \\ \varepsilon_s(\rho_d, T_s^{\text{th}}, W, C, \omega), & z \leq -h_{\text{fr}}, \end{cases} \quad (10)$$

где $T_s^{\text{fr}} = -6^\circ\text{C}$ и $T_s^{\text{th}} = +5^\circ\text{C}$ температура мёрзлого слоя и талого полупространства, вмещающего почвенный покров, h_{fr} глубина промерзания. Ввиду малой амплитуды импульсов, отраженных от нижней границы промерзающего слоя, приведем временные формы огибающих СШП импульсов в полулогарифмическом масштабе (см. рис. 8). Как видно из рис. 8, временные формы огибающих импульсов хорошо различимы по времени, а затухание их амплитуд превышает уровень около -60дБ (динамический диапазон современных георадаров на порядки выше, что не вызывает сомнения в возможности регистрации данного уровня сигналов). С ростом влажности почвы возрастает амплитуда отраженного от нижней границы мерзлого слоя

импульса (см. рис. 8) в связи с тем, что контраст диэлектрической проницаемости между мерзлой и талой почвами растет с ростом влажности почвы. При влажности почвы менее 15% и толщине промерзшего слоя более 20см, уровень регистрируемого сигнала становится меньше -60дБ.

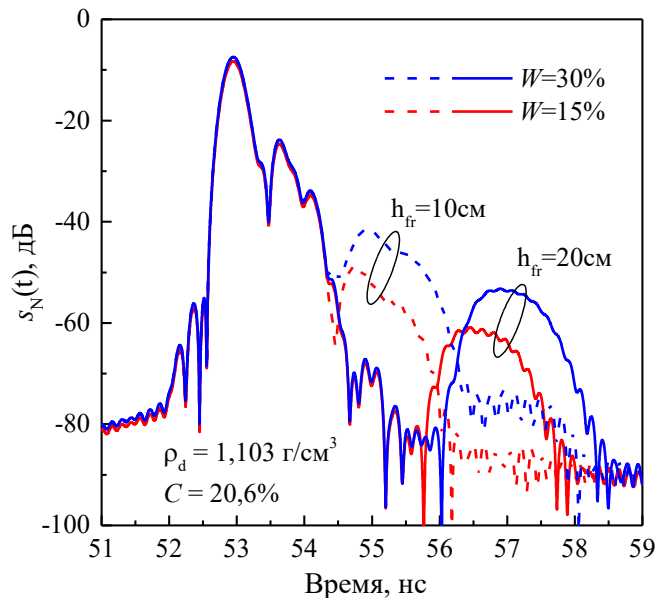


Рис. 8. Временные формы огибающих импульсов, отраженных от промерзающей почвы, в зависимости от влажности W и глубины промерзания h_{fr} почвы.

4. Численный эксперимент по зондированию почвы, покрытой сухим и влажным снежным покровом

С целью уменьшения числа независимых параметров задачи, которые требуют варьирования, воспользуемся собственными экспериментальными данными по измерению высоты снежного покрова (при отрицательных температурах воздуха не выше 0°C) в зависимости от его плотности (см. рис. 9 и рис. 10) на участке в районе г. Красноярска (55.944581 С.Ш., 92.490417 В.Д.). Наблюдаемая на участке с 11 ноября 2019 г. по 13 марта 2020 г. высота снежного покрова h_{sn} в зависимости от средней плотности ρ_{sn} во всём слое снега с коэффициентом детерминации $R^2=0,867$ и среднеквадратическим отклонением (СКО), равным 3,3 см описывается линейным законом:

$$h_{sn} [\text{см}] = -7,059 + 91,23 \rho_{sn}. \quad (11)$$

Данная формула справедлива при $\rho_{sn} \geq 0,078 \text{ г/см}^3$ и при пренебрежении содержания жидкой фазы в снежном покрове $\rho_{sn} \approx \rho_{sn,d}$.

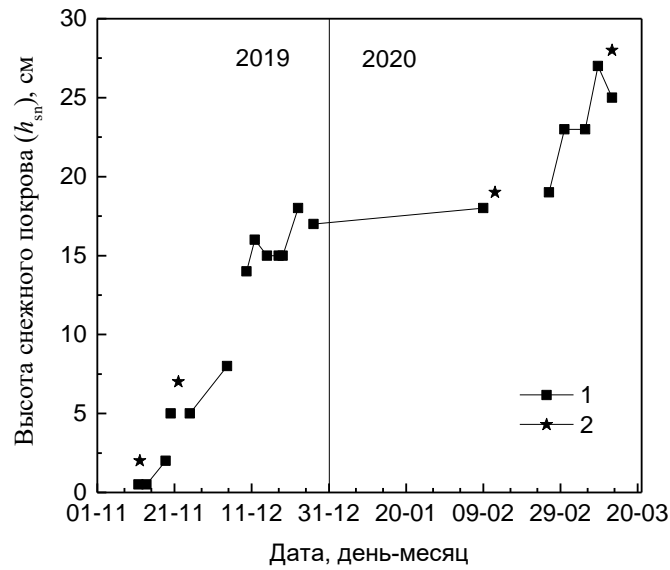


Рис. 9. Зависимость толщины снежного покрова от даты наблюдения. 1-данные собственных измерений, 2-данные метеостанции г. Красноярск (№ 29579).

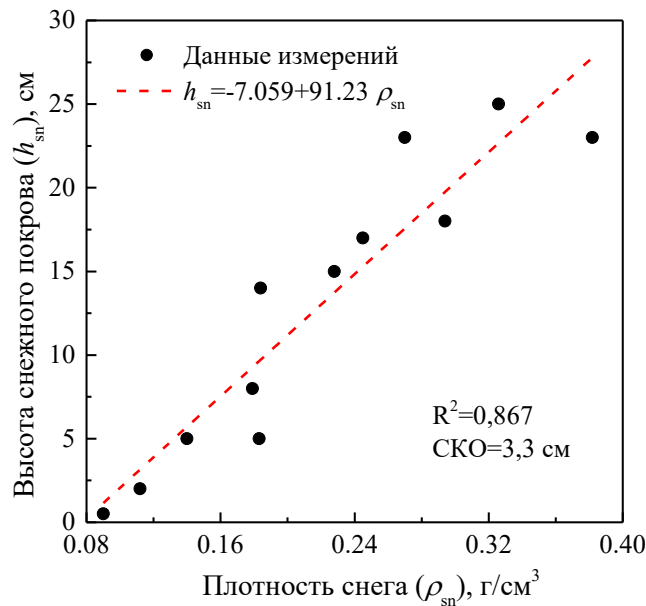


Рис. 10. Зависимость толщины снежного покрова от средней плотности во всем слое снега.

Численные расчеты отношения U^a в зависимости от влажности и температуры почвы в присутствие снежного покрова высотой 5см, 15см и 25см показаны на рис. 11. Благодаря согласующему влиянию слоя снежного покрова контраст U^a при наличии снежного покрова оказался более ярким, чем в его отсутствие, сравните (рис. 11 и рис. 4-5). В этой связи при наличии снежного

покрова вариации U^a при изменении температуры от -1°C до -24°C составляют 3,3-4,5 дБ, в то время как при изменении влажности почвы с 5% до 45% они составляют 1,3-2,6 дБ. Кроме того, меньшие вариации величины $U^a(W)$ с изменением влажности, по отношению к вариации величины $U^a(T_s)$ с изменением температуры, объясняются тем, что амплитуда СШП импульса, отраженного как от талой, так и от мёрзлой почвы, существенно зависит от влажности (что сглаживает контраст величины $U^a(W)$), в то время как для талой почвы амплитуда отраженного импульса не зависит от температуры почвы (см. [51], рис. 4, вариация показателя преломления и коэффициента поглощения при положительных температурах почвы практически отсутствует).

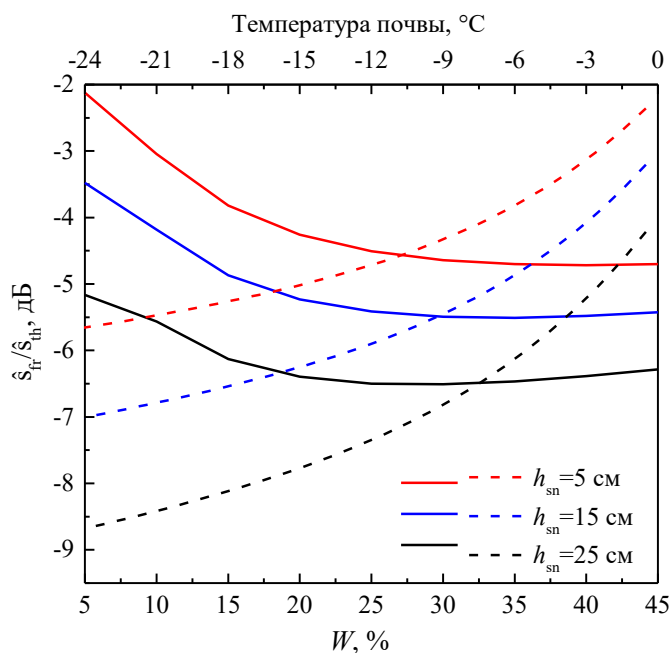


Рис. 11. Отношение максимумов огибающих импульсов, отраженных от мёрзлой почвы, покрытой сухим снежным покровом, и талой почвы без покрова, в зависимости от влажности почвы (сплошные линии), температуры почвы (пунктирные линии). Содержание глинистой фракции и плотности сухого сложения почвы задавалось равными 20,6% и $1,103 \text{ г/см}^3$, соответственно. Плотность снежного покрова рассчитывалась в соответствии с формулой (11).

Вариации отношения $U^a(W_{sn})$ в зависимости от влажности снега W_{sn} при температуре мёрзлой почвы, равной $T_s^{\text{fr}} = -6^\circ\text{C}$ (некоторая характерная

температура поверхности почвы после установления снежного покрова) для двух крайних значений влажности почвы: относительно сухой $W=6\%$ и относительно влажной $W=30\%$, показаны на рис. 12.

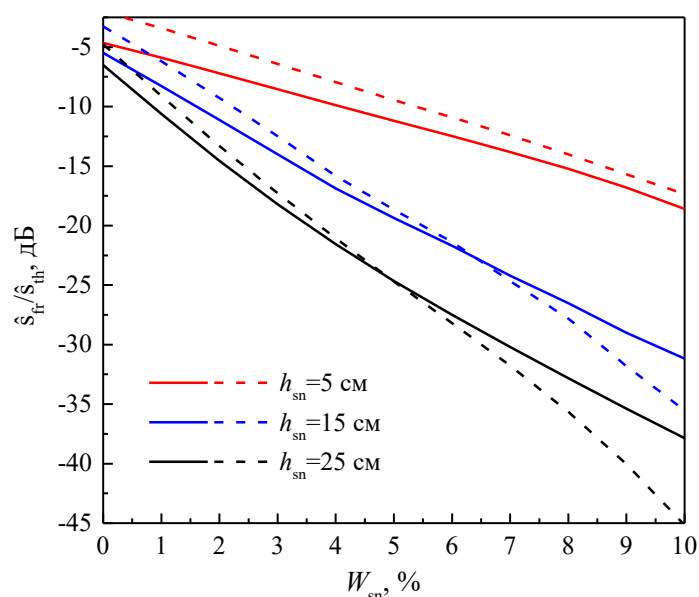


Рис. 12. Отношение максимумов огибающих импульсов, отраженных от мёрзлой почвы, покрытой снежным покровом с влажностью W_{sn} , и талой почвы без покрова, в зависимости от влажности и высоты снега. Содержание глинистой фракции и плотности сухого сложения почвы задавалось равными $20,6\%$ и $1,103\text{г/см}^3$, соответственно. Влажность почвы задавалась равной 30% (сплошные линии) и 6% (пунктирные линии). Плотность сухого снежного покрова рассчитывалась в соответствии с формулой (11).

Из рис. 12 видно, что влажность снега является определяющим фактором (по отношению к температуре и влажности мерзлой почвы), влияющим на затухание амплитуды СШП импульса, отраженного от мерзлого почвенного покрова, покрытого снегом (сравните с рис. 11). В зависимости от толщины снежного покрова (5-25см), затухание амплитуды импульса, отраженного от мерзлой почвы при наличии снежного покрова, относительно амплитуды импульса, отраженного от влажной талой почвы, не покрытой снегом (при прочих равных условиях) достигает -18дБ при умеренной влажности ($<3\%$) и приближается к -40дБ при высокой влажности снега 10% .

Рассмотрим поведение временных форм СШП импульсов, отраженных от почвенного покрова, покрытого сухим и влажным снегом, для некоторых

случаев, соответствующих данным, приведенным на рис. 11-12. В качестве примера на рис. 13 приведены формы СШП импульсов, отраженных от диэлектрически-однородной полностью промёрзшей (при $T_s = -6^\circ\text{C}$) почвы различной влажности, покрытой сухим снежным покровом толщиной $h_{sn} = 25\text{см}$. На рис. 14 приведены формы СШП импульсов, отраженных от диэлектрически-однородной полностью промёрзшей (при $T_s^{fr} = -6^\circ\text{C}$) почвы влажностью $W = 15\%$, покрытой снежным покровом толщиной $h_{sn} = 15\text{см}$ с различной влажностью. Отраженные импульсы от границы воздух-почва (51-51,5нс) и от границы снег-почва (53,5нс) хорошо разрешимы по времени и амплитуде (см. рис. 13). С ростом влажности почвы с 6% до 30% рост амплитуды импульса, отраженного от границы снег-почва, хорошо согласуется с данными, приведенными на рис. 11. С ростом влажности снежного покрова с 0% до 7% возрастает амплитуда импульса, отраженного от границы воздух-снег. При этом отраженный от границы снег-почва импульс сильно искажается вследствие частотной дисперсии диэлектрической проницаемости снежного покрова, увеличивается его длительность (см. рис. 14). При влажности снега 7% импульс, отраженный от границы снег-почва, становится более чем на 18 дБ слабее импульса, отраженного от границы воздух-снег (см. рис. 14).

Оценим возможность зондирования глубины промерзания почвы, покрытой влажным снежным покровом, с использованием заданного СШП импульса (см. рис. 2). В этом случае модель (6) слоисто-неоднородной среды примет вид:

$$\varepsilon(z, \omega) = \begin{cases} 1, & 0 < z; \\ \varepsilon_{sn}(\rho_{sn}, \omega), & 0 \leq z < h_{sn}; \\ \varepsilon_s(\rho_d, T_s^{fr}, W, C, \omega), & 0 > z > -h_{fr}; \\ \varepsilon_s(\rho_d, T_s^{th}, W, C, \omega), & z \leq -h_{fr}, \end{cases} \quad (12)$$

где $T_s^{fr} = -6^\circ\text{C}$ и $T_s^{th} = +5^\circ\text{C}$ температура мёрзлого слоя и талого полупространства, вмещающего почвенный покров.

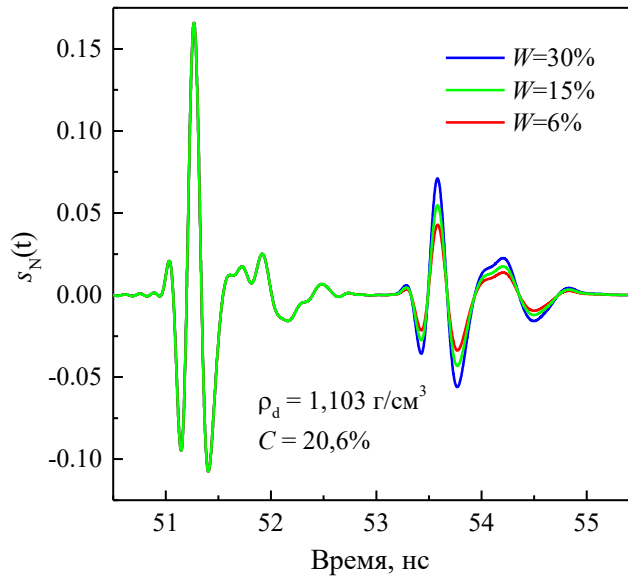


Рис. 13. Временные формы импульса, отраженного от мёрзлой почвы различной влажности W , плотностью сухого сложения $\rho_d=1,103\text{г/см}^3$ и содержанием глинистой фракции $C=20,6\%$, покрытой сухим снежным покровом толщиной $h_{\text{sn}}=25\text{см}$.

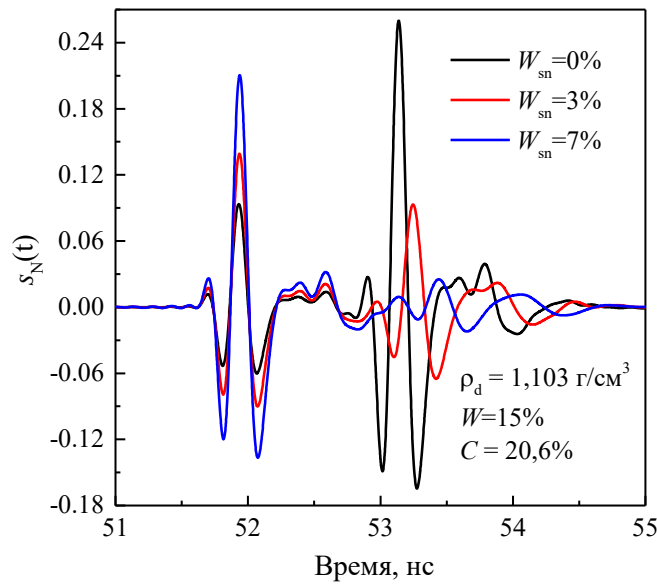


Рис. 14. Временные формы импульса, отраженного от мёрзлой почвы с влажностью $W=15\%$, плотностью сухого сложения $\rho_d=1,103\text{г/см}^3$ и содержанием глинистой фракции $C=20,6\%$, покрытой снежным покровом толщиной $h_{\text{sn}}=15\text{см}$ с влажностью W_{sn} .

Ввиду малой амплитуды импульсов, отраженных от нижней границы промерзающего слоя, приведем временные формы огибающих СШП импульсов в полулогарифмическом масштабе (см. рис. 15).

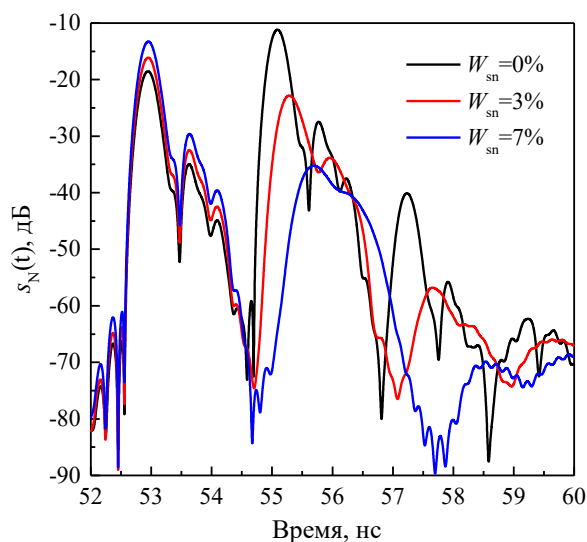


Рис. 15. Временные формы огибающих импульсов, отраженных от мёрзлой почвы с влажностью $W=15\%$, плотностью сухого сложения $\rho_d=1,103\text{г/см}^3$ и содержанием глинистой фракции $C=20,6\%$, покрытой снежным покровом толщиной $h_{\text{sn}} = 25\text{см}$ с влажностью W_{sn} . Глубина промерзшего слоя задавалась равной $h_{\text{fr}} = 25\text{см}$.

Как видно из рис. 15, по мере роста влажности снежного покрова с 0% до 7% форма огибающей СШП импульса, отраженного от нижней границы мерзлого слоя, сильно искажается (за счет частотной дисперсии диэлектрической проницаемости снежного покрова) и при влажности более 3% полностью «разрушается». Вместе с тем, в достаточно широком диапазоне влажностей снежного покрова от 0% до 3% принципиально возможно проводить дистанционную диагностику глубины промерзания почвы до 25см (примерная толщина пахотного слоя), при этом затухание импульса не превысит -60дБ.

5. Способ оценки влагозапаса снежного покрова

По мере роста высоты снежного покрова при его фиксированной влажности или по мере роста влажности снежного покрова при фиксированной его высоте (см. рис. 14) увеличивается время запаздывания импульса, отраженного от границы снег-почва вследствие увеличения оптической толщины снежного слоя. В результате разница во времени Δt между приходами импульсов, отраженных от границы воздух-снег и снег-почва, может служить интегральной мерой характеристик снежного покрова, учитывающей его

плотность, влажность и высоту. С другой стороны, такой интегральной мерой для снежного покрова является величина водного эквивалента снежного покрова (ВЭСП), которая рассчитывается по формуле:

$$\text{ВЭСП} = \rho_{sn} h_{sn}, \quad (13)$$

где, напомним, $\rho_{sn} = \rho_{sn,d} + W_{sn}$, $\rho_{sn,d}$ плотность сухого, W_{sn} влажность и h_{sn} высота снежного покрова. Аналогично (см. рис. 14) были рассчитаны временные формы СШП импульсов, отраженных от мёрзлой почвы, покрытой снежным покровом, и оценена величина Δt при вариации высоты снежного покрова от 5 см до 35 см, влажности снежного покрова от 0% до 5%, ($\rho_{sn,d}$ определялась на основе формулы (11)). Зависимость таким образом рассчитанных величин ВЭСП от разницы во времени Δt показана на рис. 16 (точки). Зависимость ВЭСП от Δt близка к экспоненциальной и с $R^2=0,996$ и СКО=1,7 мм описывается уравнением: $\text{ВЭСП}=27,6 \Delta t^{1,383}$. Полученный результат позволяет говорить о принципиальной возможности дистанционного зондирования СШП импульсами ВЭСП.

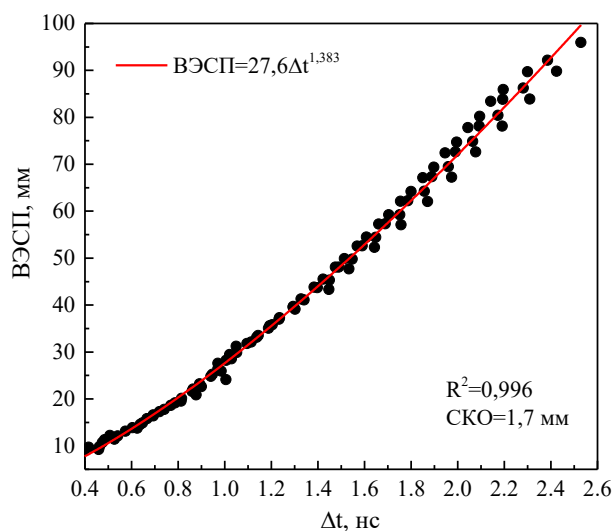


Рис. 16. Зависимость водного эквивалента снежного покрова от разницы во времени между приходом импульсов, отраженных от границы воздух-снег и снег-почва.

В заключении кратко сформулируем общие выводы, следующие из выполненных исследований.

Заключение

1. Решающее значение для идентификации импульсными СШП радарными методами талого или мёрзлого состояния почвы имеет наличие свободной воды в почвенном покрове. В случае, когда влажность почвы меньше максимального количества прочносвязанной воды (менее 14% и 7% для почвы с содержанием глинистой фракции 42,1% и 20,6%, соответственно), импульсными СШП радарными методами невозможно отличить талую почву от мерзлой при переходе температуры почвы через 0°.

2. Отношение амплитуд импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы, зависит от количества почвенной влаги, перешедшей в лёд (изменяется с -0,5дБ до -4дБ при увеличении влажности почвы с 5% до 30%), что принципиально позволяет предложить радарный способ определения полной влажности мёрзлой почвы. Однако это требует определенности в знании вида почвенного покрова (содержание глинистой фракции) и в меньшей степени плотности сухого сложения почвы, ввиду того, что контраст отношения амплитуд импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы, уменьшается более чем на 1,5дБ при росте глинистой фракции с 9,1% до 42,1% и уменьшается чуть более, чем на 0,5дБ при росте плотности сухого сложения почвы с 0,93г/см³ до 1,25г/см³.

3. Вариации температуры и полной влажности мёрзлой почвы не являются пренебрежимо малыми факторами, влияющими на интерпретацию данных СШП импульсных рефлектометрических измерений ввиду того, что контраст отношения амплитуд импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы, меняется более чем на 2-3дБ при увеличении температуры мёрзлой почвы с -24°С до -1°С или увеличении влажности почвы с 6% до 30%. При этом присутствие сухого снежного покрова высотой от 5см до 25см (благодаря согласованию волновых сопротивлений между воздушной средой и почвенным

покровом) повышает контраст отношения амплитуд импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы на 1-1,5дБ.

4. Наличие влажного снега является определяющим фактором (по отношению к температуре и влажности мерзлой почвы), влияющим на затухание амплитуды СШП импульса, отраженного от мерзлого почвенного покрова. При росте влажности снежного покрова с 0% до 10% отношение амплитуд импульсов, отраженных от мёрзлой/талой почвы, уменьшается примерно с -5дБ до -19дБ и до -38дБ при толщине снежного покрова 5см и 25см, соответственно. При этом отраженный от границы снег-почва импульс сильно искажается вследствие частотной дисперсии диэлектрической проницаемости снежного покрова. При влажности снега 7% отраженный от границы снег-почва импульс становится более чем на 18 дБ слабее импульса, отраженного от границы воздух-снег.

5. В достаточно широком диапазоне вариаций влажностей снежного покрова от 0% до 3% принципиально возможно проводить дистанционную диагностику глубины промерзания почвы до 25см (примерная толщина пахотного слоя), при этом затухание импульса, отраженного от нижней границы промерзшего слоя почвы, не превышает -60дБ. По мере роста влажности снежного покрова с 0% до 7% форма СШП импульса, отраженного от нижней границы мерзлого слоя, сильно искажается (за счет частотной дисперсии диэлектрической проницаемости снежного покрова) и при влажности более 3% СШП импульс, отраженный от нижней границы промерзшего слоя почвы, практически полностью «разрушается».

6. Измерение разницы во времени между приходами СШП импульсов, отраженных от границы воздух-снег и снег-почва, может служить интегральной мерой характеристики водного эквивалента снежного покрова, учитывающей его плотность, влажность и высоту.

Полученные теоретические результаты показывают принципиальные возможности зондирования талого и мерзлого состояния почвы, оценки водного эквивалента снежного покрова и глубины промерзания почвы под

слоем талого снега с использованием СШП импульсов. Особую актуальность полученные результаты приобретают в связи с развитием в последнее время технологий и производства портативных векторных рефлектометров, которые могут быть размещены на платформах сверхлегких беспилотных летательных аппаратов. В связи с этим открываются перспективы создания технологии радарного СШП картирования с борта БПЛА основных характеристик почвенного и снежного покрова, дополняющие существующие системы, используемые в точном земледелии.

Благодарности

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, Правительства Красноярского края, Красноярского краевого фонда науки в рамках научного проекта № 19-45-240010: «Разработка импульсного электромагнитного метода дистанционного мониторинга влагозапаса снежного покрова и теплового режима пахотного слоя агропочв лесостепной зоны Приенисейской Сибири».

Литература

1. Тарасова Л.Л. Оценка агрометеорологических показателей условий зимовки озимых зерновых культур в центральных черноземных областях в условиях климатических изменений // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2016. № 360. С. 26-44.
2. Моисейчик В.А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. Ленинград: Гидрометеиздат. 1975. 294с.
3. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. Л.: Гидрометеотиздат. 1967. 302 с.
4. Береза О.В. Количественная оценка состояния озимых зерновых культур ко времени прекращения вегетации осенью по данным наземных и спутниковых наблюдений. Диссертация на соискание уч. степени кандидата

географических наукю ФГБУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр РФ». 2018. 178 с.

5. Lemmetyinen J. et al. Retrieval of snow parameters from L-band observations - application for SMOS and SMAP// IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), Beijing. 2016. pp. 7067-7070. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2016.7730843>
6. Lemmetyinen J. et al. Snow density and ground permittivity retrieved from L-band radiometry: Application to experimental data // Remote Sensing of Environment. 2016. Vol. 180. P. 377-391.
7. Kelly R., Chang A., Tsang L., Foster J. A prototype AMSR-E global snow area and snow depth algorithm// IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.. 2003. Vol. 41. №. 2. P. 230–242
8. Cui Y., et al. Estimating Snow Water Equivalent with Backscattering at X and Ku Band Based on Absorption Loss // Remote Sens. 2016. Vol. 8(505).
9. Shah R. et al. Remote Sensing of Snow Water Equivalent Using P-Band Coherent Reflection // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2017. Vol. 14. № 3. P. 309-313.
10. Koch F., et al. Retrieval of Snow Water Equivalent, Liquid Water Content, and Snow Height of Dry and Wet Snow by Combining GPS Signal Attenuation and Time Delay // Water Resources Research. 2019. Vol. 55. No.5. P. 4465-4487.
11. Боярский Д.А., Романов А.Н., Хвостов И.В., Тихонов В.В., Шарков Е.А. Оценка глубины промерзания почвенного покрова по данным спутника SMOS // Исследование Земли из космоса. 2019. №2. С. 3-13.
12. Rautiainen K., et al. SMOS prototype algorithm for detecting autumn soil freezing // Remote Sensing of Environment. 2016. Vol 180. P. 346-360.
13. Baghdadi N., et al. Detection of Frozen Soil Using Sentinel-1 SAR Data // Remote Sens. 2018. Vol. 10(1182).
14. Muzalevskiy K.V., Ruzicka Z. Retrieving Soil Temperature at a Test Site on the Yamal Peninsula Based on the SMOS Brightness Temperature Observations //

- IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2016. Vol. 9. №6. P. 2468-2477.
15. Yueh S. et al. UAS-based P-band signals of opportunity for remote sensing of snow and root zone soil moisture. // Proc. SPIE 10785, Sensors, Systems, and Next-Generation Satellites XXII, 107850B (25 September 2018).
 16. Shutko A. M. et al. Teaching and Conducting scientific research: An experience in joint USA-Russia-Bulgaria-Holland-Ukraine international collaboration between // IEEE MicroRad, SanJuan. 2006. P. 82-86.
 17. Acevo-Herrera R. et al. Design and First Results of an UAV-Borne L-Band Radiometer for Multiple Monitoring Purposes // Remote Sensing. 2010. Vol. 2. P. 1662-1679.
 18. Dai E. et al. High Spatial Soil Moisture Mapping Using Small Unmanned Aerial System // IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Valencia. 2018. P. 6496-6499.
 19. Gamba M., Marucco G., Pini M., Ugazio S., Falletti E., Lo Presti L. Prototyping a GNSS-Based Passive Radar for UAVs: An Instrument to Classify the Water Content Feature of Lands // Sensors. 2015. Vol. 15 (28287-28313).
 20. Burr R., et al. Design and Implementation of a FMCW GPR for UAV-based Mine Detection // IEEE MTT-S International Conference on Microwaves for Intelligent Mobility (ICMIM). 2018. P.1-4.
 21. García Fernández M. et al. Synthetic Aperture Radar Imaging System for Landmine Detection Using a Ground Penetrating Radar on Board a Unmanned Aerial Vehicle // IEEE Access. 2018. Vol. 6. P. 45100-45112.
 22. Kaundinya S. A UAS-based ultra-wideband radar system for soil moisture measurements // IEEE Radar Conference (RadarConf18), Oklahoma City, OK. 2018. P. 0721-0726.
 23. Pérez Cerquera M., et al. UAV for Landmine Detection Using SDR-Based GPR Technology, Robots Operating in Hazardous Environments Hüseyin Canbolat. IntechOpen. 2017. <https://doi.org/10.5772/intechopen.69738>. Доступ online:

<https://www.intechopen.com/books/robots-operating-in-hazardous-environments/uav-for-landmine-detection-using-sdr-based-gpr-technology>

24. Schartel M., et al. A Multicopter-Based Focusing Method for Ground Penetrating Synthetic Aperture Radars // IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Valencia, Spain. 2018, P. 5420-5423.
25. Schartel M. UAV-Based Ground Penetrating Synthetic Aperture Radar // IEEE MTT-S International Conference on Microwaves for Intelligent Mobility. 2018. <https://doi.org/10.1109/ICMIM.2018.844350>
26. Zhang X., et al. Development and Preliminary Results of Small-Size Uav-Borne Fmcw Sar // IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Valencia, Spain. 2018. P. 7825-7828.
27. Lundberg A., et al. Spatiotemporal Variations in Snow and Soil Frost—A Review of Measurement Techniques // Hydrology. 2016, Vol. 3(28).
28. Lundberg A., Thunehed H. Snow wetness influence on impulse radar snow surveys theoretical and laboratory study // Nord. Hydrol. 2000. Vol. 31. P. 89–106.
29. Clair J.S., Holbrook W.S. Measuring snow water equivalent from common-offset GPR records through migration velocity analysis // The Cryosphere. 2017. Vo. 11. P. 2997–3009.
30. Butnor J.R., et al. Measuring soil frost depth in forest ecosystems with ground penetrating radar // Agricultural and Forest Meteorology. 2014. Vol. 192-193:121-131.
31. Steelman C.M., Endres A.L. Evolution of high-frequency ground-penetrating radar direct ground wave propagation during thin frozen soil layer development // Cold Regions Science and Technology. 2009. Vol. 57. № 2–3. P. 116-122.
32. Muzalevskiy K.V., Ruzicka Z. Signatures of Sentinel-1 Radar and SMAP Radiometer Depending on the Temperature of Frozen Arctic Soil in the Cooling and Heating Process of the Active Layer // IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Valencia. 2018. P. 7176-7179.

33. Mironov V.L., Kosolapova L.G., Lukin Y.I., Karavaysky A.Yu, Molostov I.P. Temperature- and texture-dependent dielectric model for frozen and thawed mineral soils at a frequency of 1.4GHz// Remote Sensing of Environment. 2017. Vol. 200. P. 240-249.
34. Bradford J.H., et al. Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime // Water Resources Research. 2009. Vol. 45. No 8. P.W08403.
35. Sundström N., Gustafsson D., Kruglyak A., Lundberg A. Field evaluation of a new method for estimation of liquid water content and snow water equivalent of wet snowpacks with GPR// Hydrol. Res. 2013. Vol. 44. P. 600–613.
36. Paolo F.D. et al. A critical analysis on the uncertainty computation in ground-penetrating radar-retrieved dry snow parameters// Geophysics. 2020. No. 4. P. H39–H49.
37. Sihvola A., Tiuri M. Snow Fork for Field Determination of the Density and Wetness Profiles of a Snow Pack// IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1986. Vol. GE-24. No. 5.P. 717-721.
38. Tiuri M., et al. The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies // IEEE Journal of Oceanic Engineering. 1984. Vol. 9. No. 5. P. 377-382.
39. CMT. Copper Mountain Technologies Compact Vector Network Analyzer. 2020. Available online: <https://coppermountaintech.com/50-ohm-vnas/>
40. Векторные рефлектометры серии SABAN [электронный ресурс]. Сайт компании ООО «Планар». 2020. Режим доступа: <http://www.planarchel.ru/Products/Measurement%20instrument/r-series>
41. Финкельштейн М.И., Карпухин В.И., Кутев В.А., Метелкин В.Н.. Подповерхностная радиолокация. М.: Радио и связь. 1994. 216с.
42. Финкельштейн М.И., Кутев В.А. О зондировании морского льда при помощи последовательности видеоимпульсов // Радиотехника и электроника. 1972. Т.17. № 10. С. 2107-2112.
43. Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А. Радиолокация слоистых земных покровов. М.: Советское радио. 1977. 176 с.

- 44.Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра. 1986. 128 с.
45. Harris F.J. On the use of windows for harmonic analysis with the discrete Fourier transform// Proceedings of the IEEE. 1978. Vol. 66. №. 1. P. 51-83.
- 46.Музалевский К.В. Дистанционное измерение влажности в поверхностном слое минеральной почвы на двух частотах // Журнал радиоэлектроники. 2020. №1. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/jan20/7/text.pdf>.
<https://doi.org/10.30898/1684-1719.2020.1.7>
- 47.Калиткин Н. Н. Численные методы: учебное пособие. - 2-е изд., исправленное. СПб.: БХВ-Петербург. 2011. 592 с.
- 48.Brekhovskikh L.M. Waves in Layered Media. New York, NY, USA, Academic: 1960. 561 p.
- 49.Mironov V.L., et al. A dielectric model of thawed and frozen Arctic soils considering frequency, temperature, texture and dry density // International Journal of Remote Sensing. 2020. Vol. 41. №10. P. 3845-3865.
- 50.Шпедт А.А., Трубников Ю.Н., Жаринова Н.Ю. Агрогенная деградация почв и почвенного покрова Красноярской лесостепи// Почвоведение. 2017. № 10. С. 1253–1261.
- 51.Mironov V.L., Kosolapova L.G., Lukin Yu.I., Karavaivsky A.Yu., Molostov I.P. Temperature- and texture-dependent dielectric model for frozen and thawed mineral soils at a frequency of 1.4GHz// Remote Sensing of Environment. 2017. Vol. 200. P. 240-249.

Для цитирования:

Музалевский К.В. Сверхширокополосное импульсное зондирование слоистой структуры снежно-почвенного покрова. Теоретическое исследование. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2020. №8. <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2020.8.14>