

DOI <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2020.8.15>

УДК 621.369.9

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

К. В. Музалевский, С. В. Фомин

**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 экспериментально исследованы процессы отражения сверхширокополосного (СШП) импульса длительностью около 0,3 нс от талой и мёрзлой почвы в ходе естественного накопления и таяния снежного покрова. СШП импульсы были синтезированы на основе спектральных измерений на горизонтальной поляризации в диапазоне частот от 1,6 ГГц до 8 ГГц коэффициента прохождения между двумя рупорными антеннами, максимумы диаграммы направленности которых были ориентированы под углом 35° к нормали, опущенной на плоскую поверхность почвы. Синхронно с дистанционными рефлектометрическими измерениями проводились контактные измерения профилей влажности и температуры верхнего слоя почвы 0-17 см, а также высота и плотность снежного покрова. Экспериментальные наблюдения продолжались с 8 ноября 2019 г. до 22 марта 2020 г. Показано, что применение СШП электромагнитного импульса длительностью порядка 0,3 нс позволяет идентифицировать талое или мёрзлое состояние почвы в любой момент времени в ходе накопления и таяния снежного покрова (высотой до 30 см), а также оценивать величину водного эквивалента снежного покрова со среднеквадратическим отклонением 7,0 мм и коэффициентом детерминации 0,832. Проведенные экспериментальные 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 reflection of an ultrawideband (UWB) pulse with a duration of about 0.3 ns from thawed and frozen soil, during natural accumulation and melting of snow cover, were experimentally investigated. UWB pulses were synthesized on the basis of spectral measurements at horizontal polarization in the frequency range from 1.6 GHz to 8 GHz of the transmission coefficient between two horn antennas, the maxima of the radiation pattern of which were oriented at an angle of 35 to the normal, lowered onto a flat soil surface. Simultaneously with remote reflectometric measurements, contact measurements of the moisture and temperature profiles of the upper soil layer 0-17 cm, as well as the height and density of the snow cover were carried out. Experimental observations continued from November 8, 2019 to March 22, 2020. It is shown that the use of a UWB electromagnetic pulse with a duration of about 0.3 ns makes it possible to identify the thawed or frozen state of the soil at any time during the accumulation and melting of the snow cover (up to 30 cm high), as well as to estimate the value of the water equivalent of the snow cover with the standard deviation of 7.0 mm and the determination coefficient of 0.832. Experimental studies have shown that the development of pulsed UWB radar systems for remote sensing of the geophysical parameters of the layered structure of the snow-soil cover is promising.

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

В настоящее время развивающаяся революция в области создания миниатюрных радиоэлектронных устройств обеспечивает бурное развитие направления подповерхностной радиолокации сверхширокополосными (СШП) электромагнитными импульсами с платформ сверхлегких летательных

аппаратов (БПЛА). На фоне работ по СШП зондированию с платформы сверхлегкого БПЛА минных полей [1-6], влажности почвы [7] имеется всего несколько работ, в которых исследовались возможности зондирования СШП импульсами толщины ледового покрова [8, 9], а также скрытых под слоем снега толщиной 0,5-1,5м металлических предметов и человека [10]. За последние десятилетия в России и за рубежом велись исследования в области дистанционного зондирования с борта самолета или вертолета СШП электромагнитными импульсами толщины ледового покрова на море, реках и озерах, деятельного слоя и грунтов в зоне вечной мерзлоты, толщины снежного и растительного покровов [11-14], материковых льдов и ледников [15], толщины снежного покрова морских льдов [16] и ледников [17, 18]. Ведутся исследования по подповерхностному георадарному зондированию СШП импульсами влагозапаса (измерялись плотность и высота) сухого снежного покрова [19-21], влажного снежного покрова, в основном находящегося в маятниковом режиме с влажностью менее 10-14% [22-24], талого или мерзлого состояния сельскохозяйственной почвы покрытой слоем сухого снега [25], глубины промерзания или оттаивания лесных почв [26] и почв сельскохозяйственного назначения не покрытых снежным покровом [27], толщины деятельного слоя почвы в зоне вечной мерзлоты [28]. В исследованиях [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 0,5м над его поверхностью [19]. 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 [26]. Увлажнение снежного покрова и

образование под ним талых вод авторы [26], [29] относят к неблагоприятным факторам, увеличивающим погрешность или сводящие к минимуму возможности измерения влагозапаса снега, идентификации талого или мерзлого состояния почвы. При этом возможности дистанционного зондирования СШП электромагнитными импульсами субнаносекундной длительности влагозапаса снежного покрова, талого или мерзлого состояния пахотного слоя агропочв остаются слабо изученными не только с платформ БПЛА, но и с использованием приподнятых над поверхностью почвы антенн в конфигурации радиолокационного дистанционного зондирования.

В связи с этим в настоящее время актуальным является экспериментальное исследование возможности применения СШП импульсов субнаносекундной длительности для дистанционного зондирования талого и мёрзлого состояния почвы в условиях естественного накопления и таяния снежного покрова, а также влагозапаса снежного покрова. В следующем разделе описаны методика и ход долговременных полевых измерений по дистанционному зондированию слоистой структуры снежно-почвенного покрова.

1. Организация полевых измерений и экспериментальные данные

Долговременные контактные и дистанционные рефлектометрические измерения проводились на сельскохозяйственном участке размером 3х3м в районе пос. Усть-Мана, Красноярский край (55.944570 С.Ш., 92.490422 В.Д.). Рефлектометрические измерения коэффициента прохождения, температуры и влажности почвы осуществлялись круглосуточно с 17:31, 8 ноября 2019 г. до 9:07, 22 марта 2020 г. в автоматическом режиме с периодом 15 минут. С использованием двух широкополосных рупорных антенн П6-59 (1 ГГц-18 ГГц, $S_{11} < 10\text{дБ}$) производства ФГУП "СКБ РИАП" (Россия, г. Нижний Новгород) и векторного анализатора цепей Agilent N9918A FieldFox измерялся спектр коэффициента прохождения $S_{12}(\omega)$ между антеннами в диапазоне частот от $f=1,6\text{ГГц}$ до $f=8\text{ГГц}$ ($\omega=2\pi f$). Максимумы диаграмм направленности антенн были ориентированы под углом 35° к нормали, опущенной к горизонтальной поверхности почвы. Угол зондирования, равный 35° , был выбран для

максимального разделения во времени прямого (передающая антенна – приёмная антенна) и отраженного от поверхности почвы (передающая антенна – почва-приёмная антенна) сигналов в условиях ограниченной длины кабелей (антенны – генератор/приёмник), высоты крепления антенн (треноги) и размеров площадки зондирования.

Перед проведением измерений участок был подготовлен: перекопан поверхностный слой почвы 25-30 см для придания ему более однородной структуры, поверхность почвы была разрыхлена и проборонована с целью уменьшения шероховатости поверхности почвы. Шероховатость поверхности почвы измерялась лазерной рулеткой UNI-T UT390b. Среднеквадратические отклонения (СКО) высот неровностей поверхности почвы оказались менее 1 см. Для измерения вертикальных профилей объемной влажности и температуры в пахотном слое почвы на глубине 3 см, 6 см, 9 см, 12 см и 17 см были установлены датчики GS3 (регистрирующее устройство EM50) компании Decagon (США). Заводская калибровка для минеральных почв обеспечивала погрешность измерения объемной влажности почвы в пределах $0,04 \text{ см}^3/\text{см}^3$. Общий вид экспериментальной рефлектометрической установки, смонтированной на тестовом участке показан на рис. 1. На рис. 2 показана фотография датчиков, установленных в поверхностном слое почвы.



Рис. 1. Фотография тестового участка с установленным рефлектометром (06.03.2020).



Рис. 2. Фотография расположения датчиков температуры и влажности по глубине в пахотном слое почвы на тестовом участке (04.11.2019).

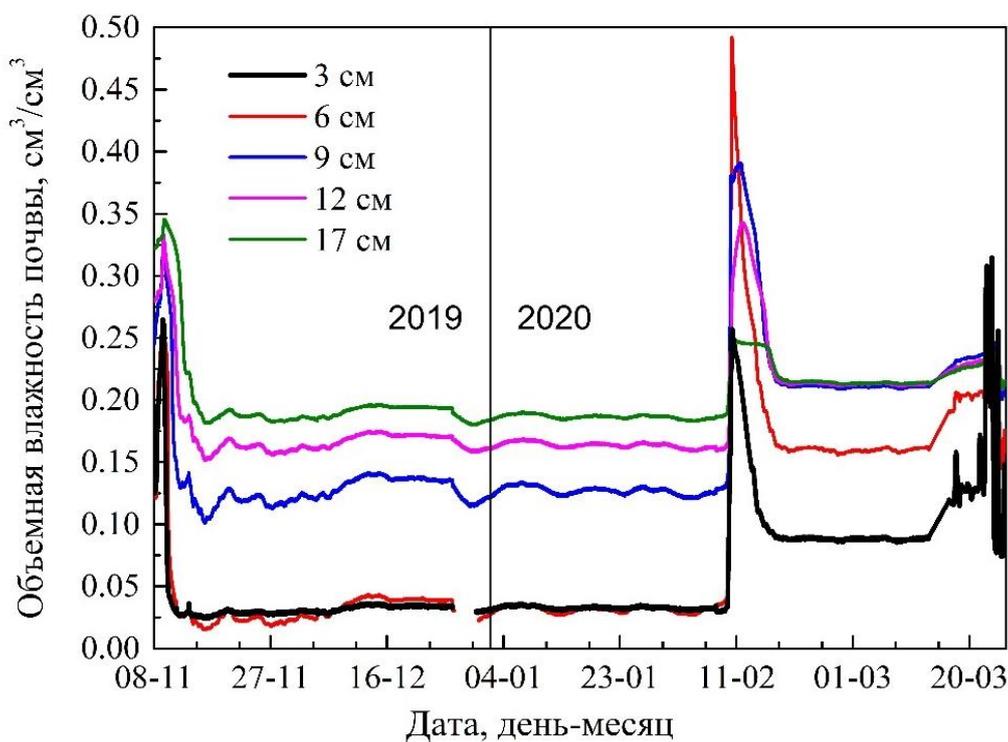
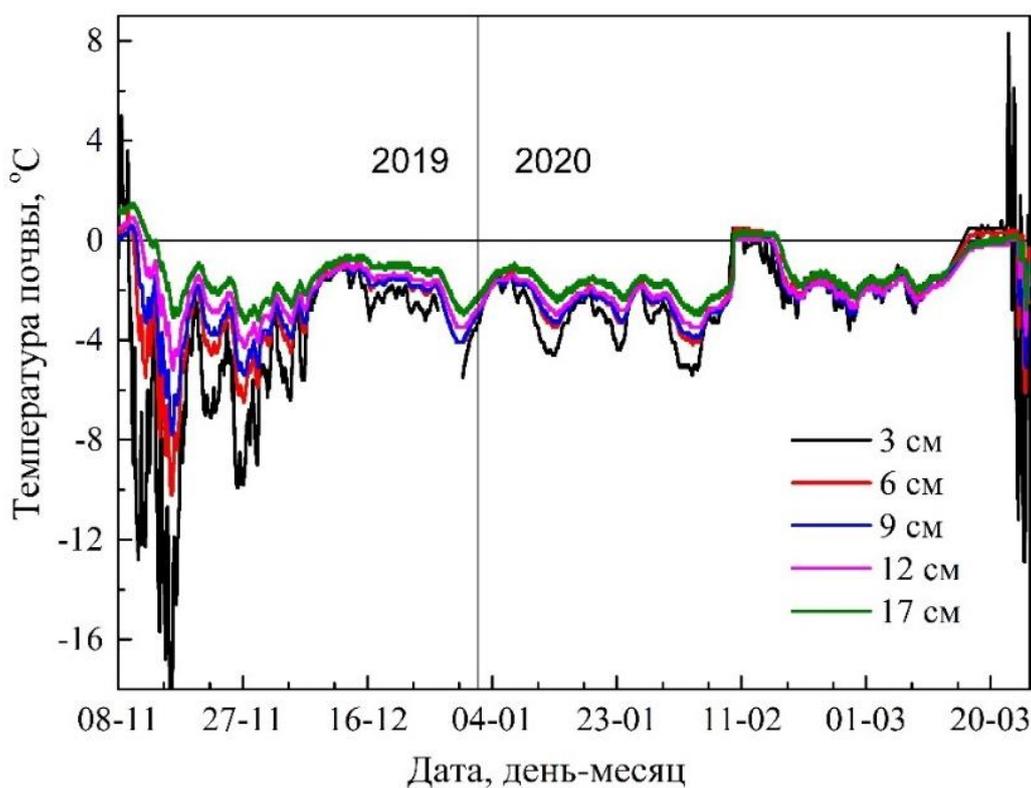


Рис. 3. Временные ряды температуры и объемной влажности почвы, измеренные метеостанцией на различных глубинах на тестовом участке.

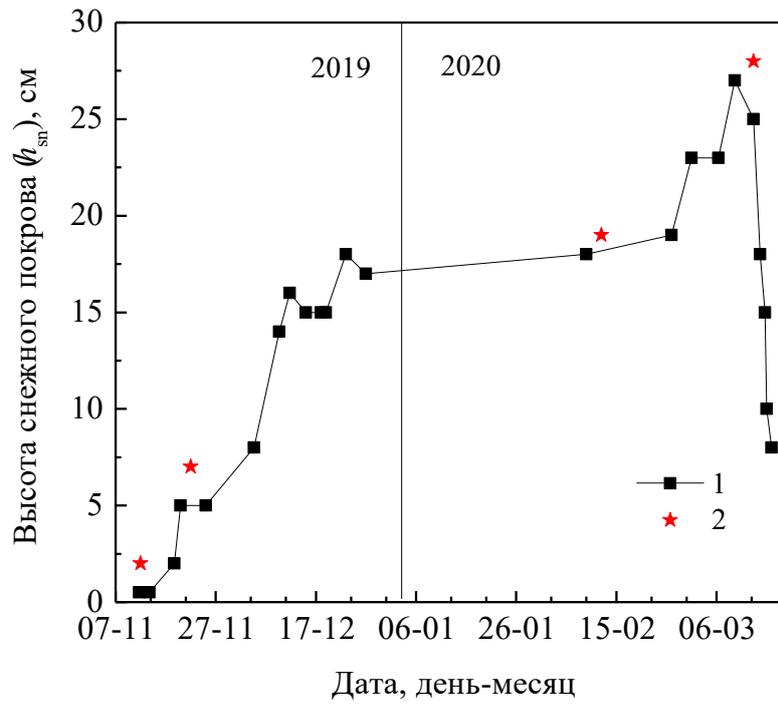


Рис. 4. Динамика толщины снежного

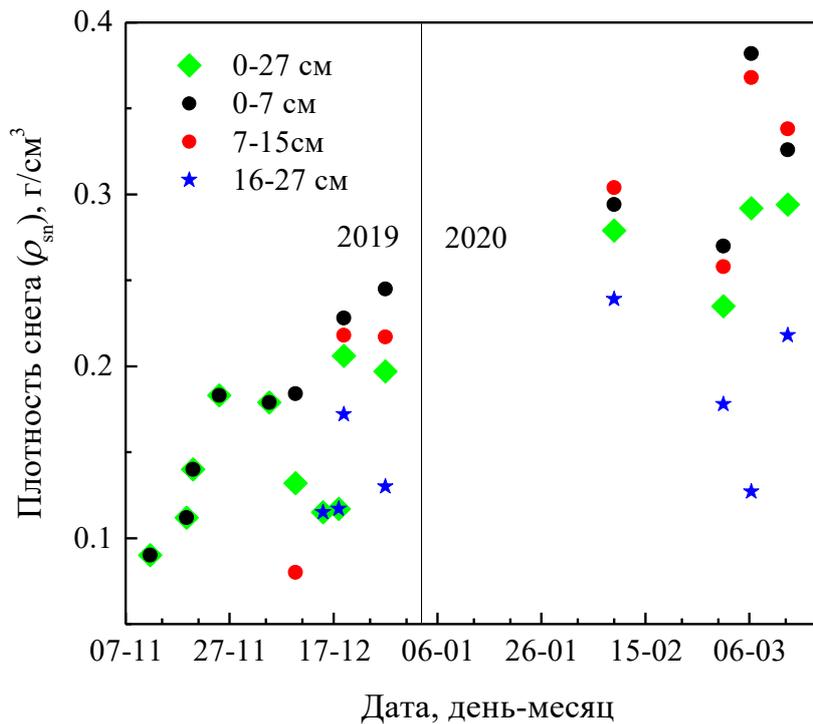


Рис. 5. Динамика плотности снежного покрова. Точками разного цвета обозначены толщины слоев, в которых были отобраны образцы снега (от поверхности почвы).

По мере накопления и таяния снежного покрова измерялась его высота и плотность по профилю в слоях 0-7 см, 7-15 см, 16-27 см (от поверхности почвы). Измеренные временные ряды влажности и температуры почвы,

плотности и высоты снежного покрова, в период проведения эксперимента приведены на рис. 3-5.

Устойчивые отрицательные температуры почвы наблюдались с 9 ноября 2019 г. (до момента замерзания объемная влажность поверхностного слоя 0-6см почвы была равна 25,8%, см. рис. 3). Резкое понижение температуры поверхности почвы до $-12,7^{\circ}\text{C}$ (11-12 ноября 2019) способствовало быстрому промерзанию почвы до глубины 17см к 14 ноября 2019 г. (см. рис. 6.). С 9 по 15 февраля 2020г. во время положительных температур воздуха, температура почвы поднималась до $+0,5^{\circ}\text{C}$ (в слое 0-9см) при этом влажность почвы на глубине 0-6см увеличилась до 48,9% (см. рис. 3). С 13 марта 2020 г. установились положительные температуры воздуха и начался интенсивный процесс таяния снежного покрова, который полностью растаял после 22 марта 2020 г. (см. рис. 3 и рис. 4).

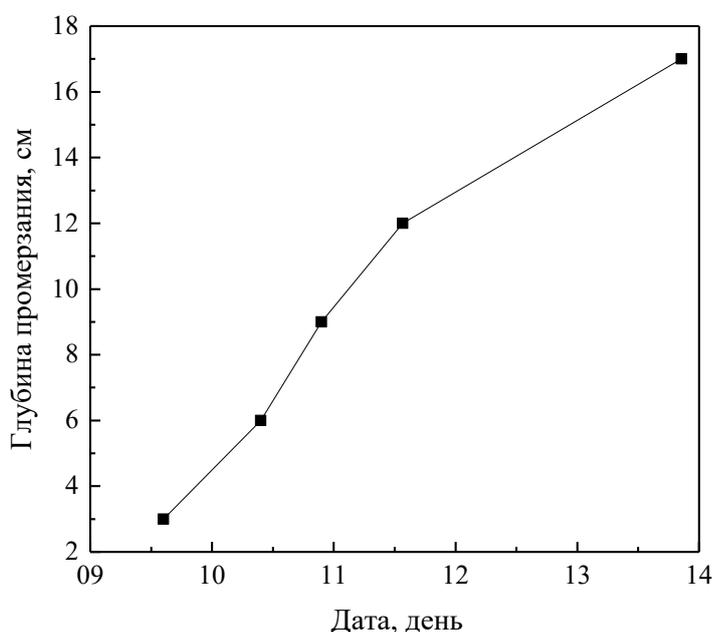


Рис.6. Динамика глубины промерзания почвы с 9 по 14 ноября 2019 г. на тестовом участке. (Определена температурным датчиком метеостанции при переходе через 0°C).

На основе проведенных дистанционных рефлектометрических и контактных натуральных измерений, исследуем возможность дистанционной диагностики талого/мёрзлого состояния почвенного покрова, находящегося под слоем снега, а также возможность оценки водного эквивалента снежного покрова с использованием сверхширокополосных (СШП) импульсов. Методика

формирования СШП импульсов на основе измеренного спектра коэффициента прохождения $S_{12}(\omega)$ изложена в следующем разделе.

2. Формирование СШП импульсов

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 [30] использовалась с целью минимизации длительности главной части синтезируемого импульса (при заданной ширине спектра $S_{12}(\omega)$) и уменьшения уровня межимпульсных пульсаций. Вычислим интеграл (1) от быстро осциллирующей функции методом Филона [31]. В отличие от классического подхода [31], 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 разложим не комплексную спектральную амплитуду $S(\omega)$, а модуль $|S(\omega)|$ и развернутую фазу $arg S(\omega)$ 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 (которое при дальнейших расчетах задавалось равным 150). 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 $K_\alpha(\omega)$. На основе формулы (3) временная форма СШП импульсов будет рассчитываться по формуле:

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

Огибающая СШП импульсов будет рассчитываться по формуле:

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

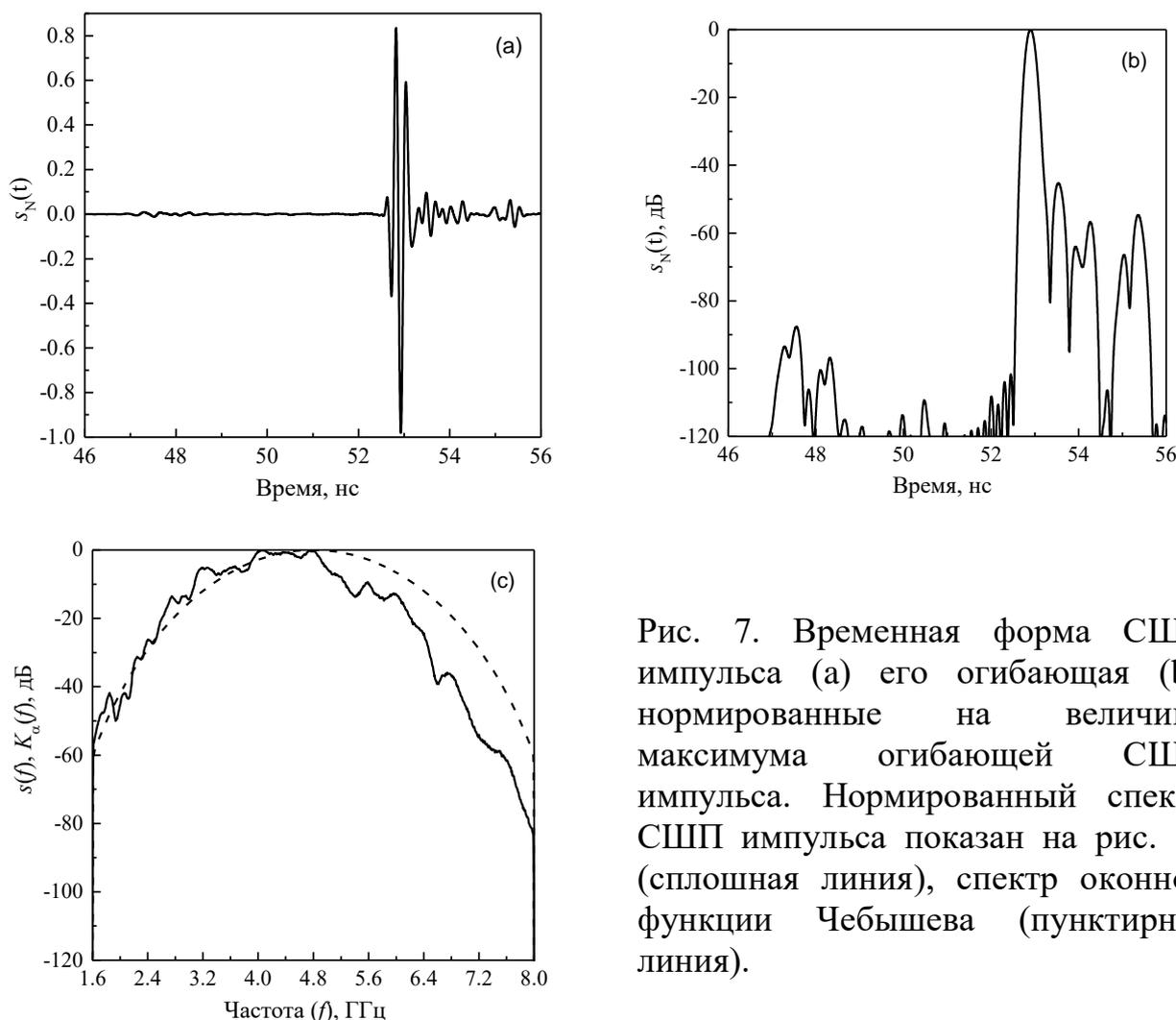


Рис. 7. Временная форма СШП импульса (а) его огибающая (б), нормированные на величину максимума огибающей СШП импульса. Нормированный спектр СШП импульса показан на рис. 7с (сплошная линия), спектр оконной функции Чебышева (пунктирная линия).

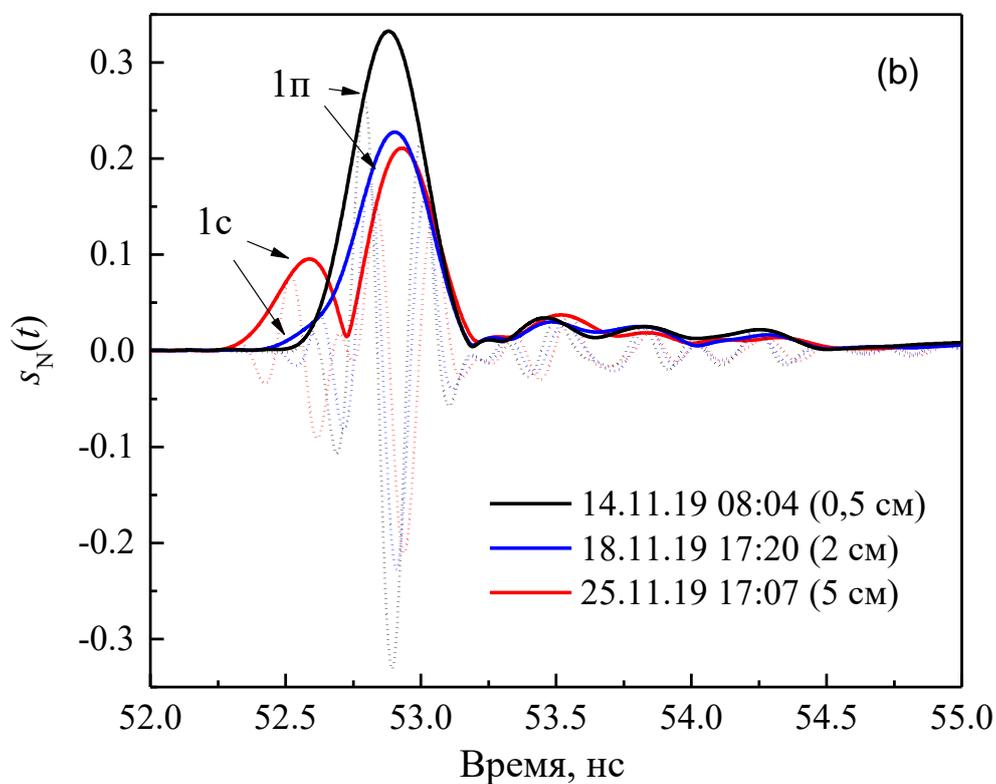
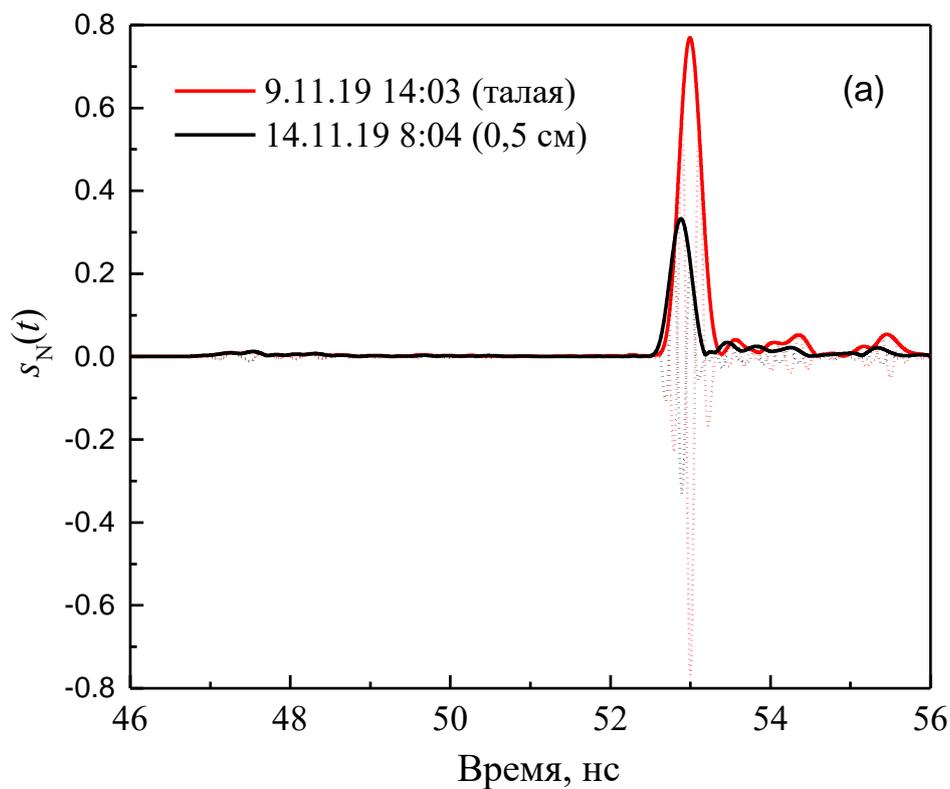
Рассчитанные на основе формул (3)-(5) и экспериментально измеренного коэффициента передачи $S_{12}^m(\omega)$ в случае размещения на почве металлического листа временные формы СШП импульса и его огибающая приведены на рис. 7а и рис. 7б, соответственно. Спектр СШП импульса и спектр оконной функции Чебышева представлены на рис. 7с.

Длительность синтезированного СШП импульса (отраженного от металлического экрана) с применением корректирующей функции $K_\alpha(\omega)$ при $\alpha=46\text{дБ}$ (см. рис. 7б) составила 0,25 нс (уровень -6дБ), 0,28 нс (уровень -10дБ). Главная часть импульса сосредоточена в промежутке времени между 52,77-53,04 нс, далее следуют импульсы, сформированные за счет особенностей амплитудно- и фазочастотной характеристик используемых антенн (на уровне чуть выше -60дБ). Отметим, что для минимизации искажений, вносимых антенной в излучаемый импульс за счет неравномерности амплитудно- и фазочастотной характеристик антенн, созданы специальные подходы, основанные на методе инверсной фильтрации [11-14]. Спектр зондирующего импульса по уровню -10дБ расположен в области от 3,1ГГц до 5,6ГГц. Сформированный подобным образом СШП импульс будет далее использоваться для расчета временных форм экспериментально измеренных СШП импульсов, отраженных от слоистой структуры снежно-почвенного покрова.

3. Временные формы СШП импульсов, отраженных от слоистой структуры снежно-почвенного покрова

Рассмотрим временные формы СШП импульсов, отраженных от слоистой структуры снег-почва в ходе сезонного накопления и таяния снежного покрова (см. рис. 8). При замерзании почвы (см. рис. 8а) максимум огибающей СШП импульса, отраженного от мёрзлой почвы, уменьшился в 2,3 раза с 0,77 (09.11.19, температура почвы на глубине 3см составляла +3,2°C) до 0,33 (14.11.19, температура почвы на глубине 3см составляла -15,6°C). Дальнейшее появление и накопление снежного покрова (при устойчивых отрицательных температурах воздуха и почвы) приводит к уменьшению максимума

огибающей СШП импульса на 39% (см. рис. 8b и 8c) с 0,33 (толщина снежного покрова 0,5см, 14.11.19) до 0,20 (толщина снежного покрова 17см, 26.12.19).



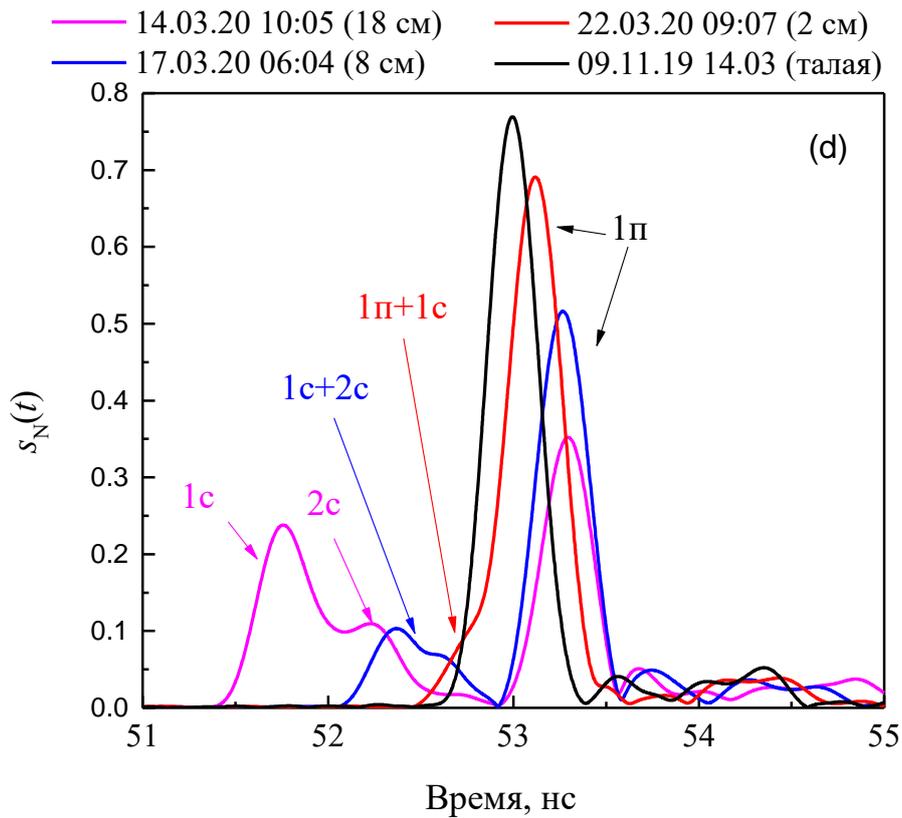
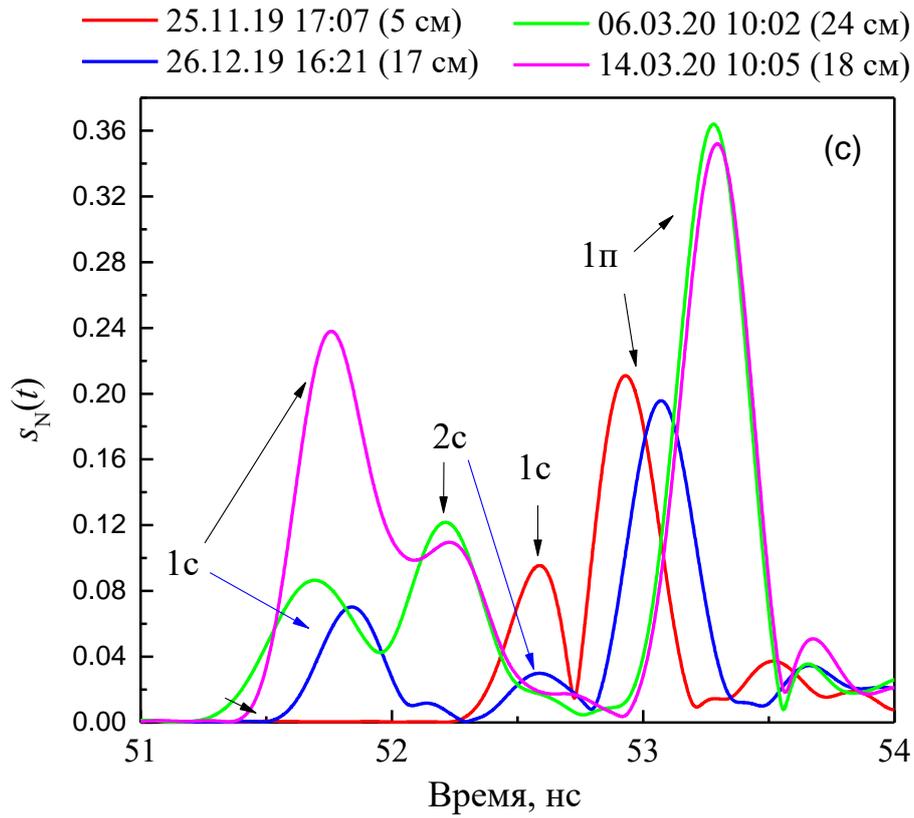


Рис. 8. Временные формы (точки) и огибающие (сплошные линии) СШП импульсов, отраженных от почвы в ходе естественного накопления и таяния снега. (В скобках у дат указана толщина снега).

Наиболее резкое уменьшение амплитуды (см. рис. 8b) происходит при увеличении толщины снега с 0,5см до 2см (29%) дальнейшее увеличение толщины снежного покрова оказывает примерно в 3 раза меньшее влияние на уменьшение амплитуды отраженного импульса. (При этом разрешить отраженные импульсы от границы воздух-снег и снег-почва не удастся см. рис. 8b, черная и синяя линия.) Уменьшение амплитуды СШП импульса, отраженного от мёрзлой почвы, в ходе накопления снежного покрова, происходит вследствие уменьшения коэффициента отражения от границы раздела снег-почва в результате уплотнения и повышения плотности снега у поверхности почвы (см. рис. 4 и 5).

При толщине снежного покрова порядка 5см и более уверенно удается разрешить импульсы, отраженные от границы, воздух-снег и снег-почва (см. рис. 8b, 8c, 8d). По мере увеличения толщины снежного покрова с 5см (25.11.19) до 23см (06.03.20), увеличивается время запаздывание Δt (см. рис. 8c) между импульсами «1с» и «1п», отраженных от границы воздух-снег и снег-почва с 0,34нс (25.11.19) до 1,59нс (06.03.20). С начала декабря 2019 происходит резкое накопление снежного покрова (см. рис. 4 и 5), в результате у поверхности почвы появляется более плотный слой снега толщиной порядка 10-12см с плотностью около $0,23\text{г/см}^3$, который был накрыт менее плотным слоем снега плотностью порядка $0,13\text{ г/см}^3$. Данная слоистая структура снежного покрова хорошо идентифицируется на временной форме импульсов (см. рис. 8c, 26.12.19), первого отраженного от границы воздух-снег (см. рис. 8c, обозначение 1с) и второго отраженного от границы снег (малая плотность)-снег (большая плотность) (см. рис. 8c, обозначение 2с).

После наступления оттепели, имевшей место с 9 по 15 февраля 2020 г., и в ходе дальнейшего уплотнения снега дифференциация более плотного слоя снега, лежащего на поверхности почвы, от менее плотной верхней части становится более явной (см. рис. см. рис. 8c, 06.03.20). Возрастают амплитуды импульсов, отраженных от границ воздух-снег и снег (менее плотный)-снег(плотный). Дополнительное увлажнение почвы в период оттепели с 9 по 15

февраля 2020 г. (см. рис. 3) уверенно регистрируется увеличением в 1,8 раза с 0,20 (25.11.19-26.12.19) до 0,36 (06.03.20-14.03.20) амплитуды импульса, отраженного от мёрзлой почвы (см. рис. 8с). С приходом оттепели и установлением положительных температур воздуха (утро 13.03.20) сформировавшаяся слоистая структура снежного покрова разрушается, что хорошо видно из последовательности записей временных форм импульсов с 06.03.20 по 17.03.20 (см. рис. 8с и 8d). К 17.03.20 формируется практически однородный слой влажного снега толщиной 8 см, импульсы «1с» и «2с» (см. рис. 8d, 17.03.20), отраженные от внутренней границы раздела, в толще снежного покрова практически сливаются. В процессе таяния снежного покрова талые воды увеличивали влажность почвы, что отражалось в увеличении амплитуды импульсов «1п», отраженных от границы снег-почва вплоть до уровня амплитуды импульса талой почвы, наблюдавшейся в осеннее время (см. рис. 8d, сравните 22.03.20 и 19.11.19). Записи после 22.03.20 были утеряны. Отметим, что на протяжении всего процесса таяния снежного покрова амплитуда импульса, отраженного от почвы, уверенно идентифицировалась и не «маскировалась» наличием влажного снега.

4. Методика измерения водного эквивалента снежного покрова

В результате уверенной регистрации временных форм импульсов, отраженных от границы воздух-снег «1с» и снег-почва «1п», время задержки Δt между приходами этих импульсов 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:

$$\text{ВЭСП} = \rho_{sn} h_{sn}, \quad (6)$$

где $\rho_{sn} = \rho_{sn,d} + W_{sn}$, $\rho_{sn,d}$ плотность сухого, W_{sn} влажность и h_{sn} высота снежного покрова. По методике Бреховских [32] были рассчитаны спектры коэффициента отражения $R(\omega)$ при отражении плоской электромагнитной волны, падающей нормально на слой диэлектрически-однородного снега,

покрывающего полубесконечное пространство диэлектрически-однородного почвенного покрова, при вариациях высоты снежного покрова от 5 см до 35 см, влажности снежного покрова от 0% до 5%, плотности сухого снежного покрова от 0,07 до 0,4 г/см³, объемная влажность, температура и содержание глинистой фракции мёрзлой почвы задавались равными 15%, -6°C и 22,1%, соответственно. В этих расчетах использовались диэлектрические модели снега [33] и почвенного покрова [34].

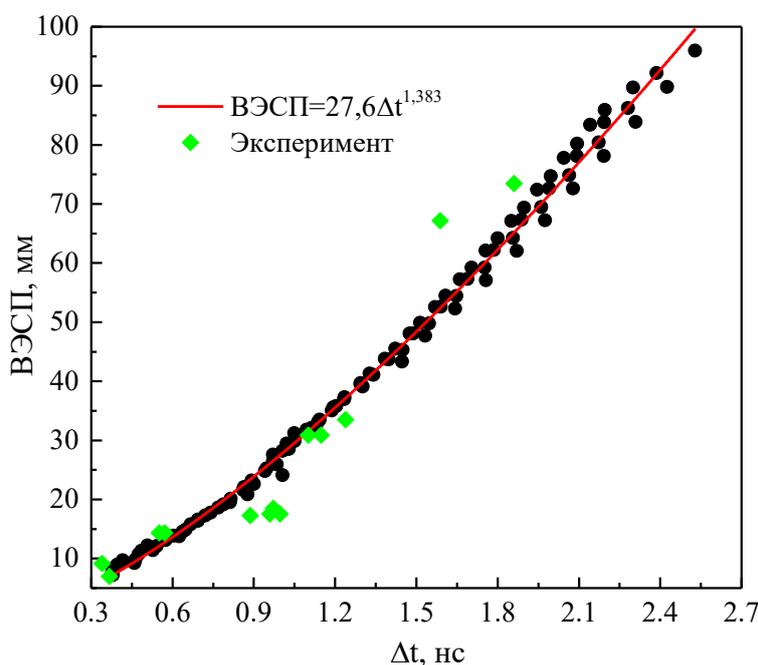


Рис. 9. Зависимость водного эквивалента снежного покрова от разницы во времени между приходом импульсов, отраженных от границы, воздух-снег и снег-почва. Точки-результат моделирования, красная линия-экспоненциальная аппроксимация, зеленые точки-эксперимент.

На основе формулы (3)-(5), в которой полагалось $S(\omega) = S_{12}^m(\omega)K_\alpha(\omega)R(\omega)$, были рассчитаны соответствующие временные формы и огибающие СШП импульсов и найдены времена задержки между импульсами, отраженными от границы воздух-снег и снег-почва. Зависимость рассчитанных величин ВЭСП от найденной разницы во времени Δt показана на рис. 9 (точки). Зависимость ВЭСП от Δt близка к экспоненциальной и с $R^2=0,996$ и СКО=1,7мм описывается уравнением: $\text{ВЭСП}=27,6 \Delta t^{1,383}$. Также на

рис. 9 (зеленые ромбики) нанесены экспериментальные данные величин ВЭСП (оценены на основе данных, приведенных на рис. 4 и 5) и Δt (рассчитанных на основе экспериментальных записей форм импульсов для дней, соответствующих наблюдениям ВЭСП). СКО и R^2 между ВЭСП измеренным контактным методом и оцененным дистанционным способом с использованием СШП импульсов оказались равны 7,0мм и 0,832, соответственно (см. рис. 9). Полученный результат позволяет говорить о принципиальной возможности дистанционного зондирования СШП импульсами ВЭСП. В заключение кратко сформулируем общие выводы, следующие из выполненных исследований.

Заключение

1. Применение СШП электромагнитного импульса заданного спектра (3,1-5,6 ГГц) и формы длительностью порядка 0,3 нс позволяет идентифицировать талое и мёрзлое состояние почвы в процессе полного цикла естественного накопления и таяния снежного покрова. При этом возможно проводить мониторинг динамики слоистой структуры снежного покрова, образованного слоями снега различной плотности.
2. Дистанционное зондирование с использованием СШП субнаносекундного импульса позволяет проводить мониторинг степени увлажнения почвы непрерывно в ходе естественных циклов накопления и таяния снежного покрова. При этом импульс, отраженный от мёрзлой почвы, уверенно идентифицируется и не «экранируется» слоем снега толщиной до 24см, находящегося в процессе интенсивного таяния.
3. Разница во времени, измеренная между приходами СШП импульсов, отраженных от границ воздух-снег и снег-почва, позволяет со среднеквадратическим отклонением 7,0мм и коэффициентом детерминации 0,832 измерить водный эквивалент снежного покрова толщиной до 30см в условиях естественного накопления и таяния.

Полученные экспериментальные результаты показывают принципиальные возможности зондирования талого (мерзлого) состояния почвы, находящегося под слоем снега, и оценки водного эквивалента снежного покрова с

использованием СШП субнаносекундных 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. 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. DOI: <https://doi.org/10.1109/ICMIM.2018.8443526>.
2. García Fernández M. et al. Synthetic Aperture Radar Imaging System for Landmine Detection Using a Ground Penetrating Radar on Board of Unmanned Aerial Vehicle // IEEE Access. 2018. Vol.6. P.45100-45112. <https://doi.org/10.1109/ACCESS.2018.2863572>
3. 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>. Available at: <https://www.intechopen.com/books/robots-operating-in-hazardous-environments/uav-for-landmine-detection-using-sdr-based-gpr-technology>

4. 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. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8518905>
5. Schartel M. UAV-Based Ground Penetrating Synthetic Aperture Radar // IEEE MTT-S International Conference on Microwaves for Intelligent Mobility (ICMIM). 2018. <https://doi.org/10.1109/ICMIM.2018.844350>
6. 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. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2018.8519235>
7. Kaundinya S. A UAS-based ultra-wideband radar system for soil moisture measurements // IEEE Radar Conference (RadarConf18), Oklahoma City, OK. 2018. P.0721-0726. <https://doi.org/10.1109/RADAR.2018.8378648>
8. Новый коптер готовят для работы в Арктике. Морской государственный университет им. Г.И. Невельского. Режим доступа: <http://www.msun.ru/ru/news/id-3849>
9. Arnold E. et al. HF/VHF Radar Sounding of Ice from Manned and Unmanned Airborne Platforms // Geosciences. 2018. No.8(182).
10. Eckerstorfer M. et al. UAV-borne UWB radar for snowpack surveys. Trpmso Science Park, Tromso. 2018. 13p. https://norut.no/sites/default/files/norut_rapport_8-2018_0.pdf
11. Финкельштейн М.И., Карпухин В.И., Кутев В.А., Метелкин В.Н.. Подповерхностная радиолокация. М.: Радио и связь. 1994. 216с.
12. Финкельштейн М.И., Кутев В.А. О зондировании морского льда при помощи последовательности видеоимпульсов // Радиотехника и электроника. 1972. Т.17. №10. С.2107-2112.
13. Финкельштейн М.И., Мендельсон В.Л., Кутев В.А. Радиолокация слоистых земных покровов. М.: Советское радио. 1977. 176 с.
14. Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной

геологии. М.: Недра. 1986. 128 с.

15. Arcone S., Yankielun N. 1.4 GHz radar penetration and evidence of drainage structures in temperate ice: Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A // *Journal of Glaciology*. 2000. Vol.46. No.154. P.477-490.
<https://doi.org/10.3189/172756500781833133>
16. Kwok R. et al. Intercomparison of snow depth retrievals over Arctic sea ice from radar data acquired by Operation IceBridge // *The Cryosphere*. 2017. No.11. P.2571-2593. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2571-2017>.
17. Sold L. et al. Methodological approaches to infer end-of-winter snow distribution on alpine glaciers // *Journal of Glaciology*. 2013. Vol.59. P.1047 – 1059. <https://doi.org/10.3189/2013JoG13J015>.
18. Gusmeroli A., Wolken G., Arendt A. Helicopter-borne radar imaging of snow cover on and around glaciers in Alaska // *Annals of Glaciology*. 2014. Vol. 55(67). P.78-88. <https://doi.org/10.3189/2014AoG67A029>
19. Clair J.S., Holbrook W.S. Measuring snow water equivalent from common-offset GPR records through migration velocity analysis // *The Cryosphere*. 2017. Vol.11. P.2997–3009. <https://doi.org/10.5194/tc-11-2997-2017>
20. Holbrook W. S., Miller S. N., Provart M. A. Estimating snow water equivalent over long mountain transects using snow mobile-mounted ground-penetrating radar // *Geophysics*. 2016. Vol. 81. P. WA183–WA193.
<https://doi.org/10.1190/GEO-0121.1>
21. Griessinger N., Mohr F., Jonas T. On measuring snow ablation rates in alpine terrain with a mobile GPR device // *The Cryosphere Discuss*. 2017. <https://doi.org/10.5194/tc-2016-295>.
22. 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. 08403.
23. Sundström N. et al. 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.
24. Lundberg A. et al. Spatiotemporal Variations in Snow and Soil Frost—A

- Review of Measurement Techniques // Hydrology. 2016. Vol.3(28).
25. Jadoon K.Z. et al. Temporal Monitoring of the Soil Freeze-Thaw Cycles over a Snow-Covered Surface by Using Air-Launched Ground-Penetrating Radar // Remote Sens. 2015. Vol.7. P.12041-12056.
 26. Butnor J.R. et al. Measuring soil frost depth in forest ecosystems with ground penetrating radar // Agricultural and Forest Meteorology. 2014. No.192-193. P.121-131.
 27. Steelman C.M. et al. Field observations of shallow freeze and thaw processes using high-frequency ground-penetrating radar // Hydrol. process. 2010. Vol.24. No.14. P.2022–2033.
 28. Ma Y. et al. Hillslope-scale variability in seasonal frost depth and soil water content investigated by GPR on the southern margin of the sporadic permafrost zone on the Tibetan plateau // Permafr. Periglac. Process. 2015. Vol.26. P.321–334.
 29. Lundberg A., Thunehed H. Snow wetness influence on impulse radar snow surveys theoretical and laboratory study // Nord. Hydrol. 2000. Vol.31. P.89–106.
 30. 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.
 31. Калиткин Н. Н. Численные методы: учеб. пособие. 2-е изд., исправленное. СПб.: БХВ-Петербург. 2011. 592 с.
 32. Brekhovskikh L.M. Waves in Layered Media. New York, NY, USA, Academic. 1960. 561 p.
 33. 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.
 34. 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.

Для цитирования:

Музалевский К.В, Фомин С.В. Сверхширокополосное импульсное зондирование слоистой структуры снежно-почвенного покрова. Экспериментальное исследование. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2020. №8. <https://doi.org/10.30898/1684-1719.2020.8.15>